

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

PL ISSN 0012-5032

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZBIORNIK WŁOCŁAWSKI
—NIEKTÓRE PROBLEMY
Z GEOGRAFII FIZYCZNEJ

POD REDAKCJĄ
JANA SZUPRYCZYŃSKIEGO



ROK 1986

ZESZYT 5

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

WYKAZ ZESZYTÓW
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata

1983

- 1 Geografia czasu, s. 88, zł 80,—
- 2 Teledetekcja w planowaniu regionalnym, s. 259, zł 80,—
- 3 Geografia przemysłu, s. 105, zł 80,—
- 4 Geografia polityczna, s. 178, zł 80,—

1984

- 1 Postępy geografii społecznej i ekonomicznej w krajach anglosaskich, s. 148, zł 120,—
- 2 Turystyka i rekreacja, s. 160, zł 120,—
- 3/4 Geografia a filozofia — wybrane zagadnienia metodologiczne, s. 167, zł 120,—

1985

- 1/2 O wyjaśnianiu w geografii, s. 286, zł 240,—
- 3/4 XXV Międzynarodowy Kongres Geograficzny Paryż—Alpy 1984, s. 179, zł 240,—

ZBIORNIK WŁOCŁAWSKI
– NIEKTÓRE PROBLEMY
Z GEOGRAFII FIZYCZNEJ

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

THE WŁOCŁAWEK RESERVOIR
SOME PROBLEMS
OF PHYSICAL GEOGRAPHY



YEAR 1986

FASC. 5

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

PRACA ZBIOROWA

ZBIORNIK WŁOCŁAWSKI
– NIEKTÓRE PROBLEMY
Z GEOGRAFII FIZYCZNEJ

POD REDAKCJĄ
JANA SZUPRYCZYŃSKIEGO



ROK 1986

ZESZYT 5

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Jerzy Grzeszczak
Zastępca Redaktora Naczelnego: Zuzanna Siemek
Członkowie: Maria Ciechocińska, Tadeusz Gerlach,
Józef Skoczek, Władysława Stola
Sekretarz: Maria Mozolewska

Adres Komitetu:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Redaktor Wydawnictwa Hanna Jurek

Redaktor techniczny Ryszard Ulanecki

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1986.
Nakład: 415 egz. Objętość: ark. wyd. 7,80, ark. druk. 6,75, ark. A₁-9.
Papier druk. sat. kl. IV, 70 g, B-1. Oddano do składania 1986.06.17.
Podpisano do druku 1986.12.02. Druk ukończono w grudniu 1986.
Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 1297/86. J-7 Cena zł 80.–

<http://rcin.org.pl>

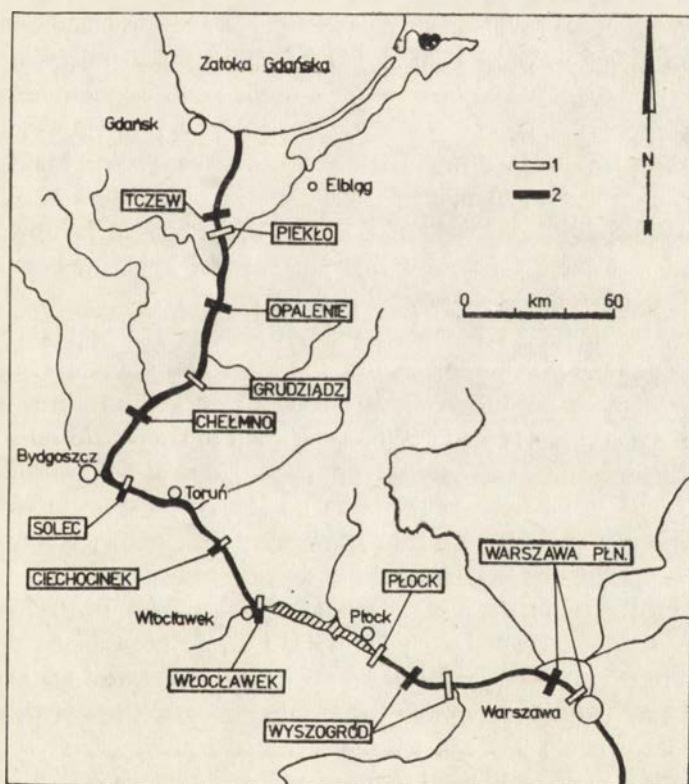
SPIS TREŚCI

J. Szupryczyński — Wpływ wrocławskiego zbiornika wodnego na środowisko geograficzne . . .	7
Influence of the Włocławek reservoir on the geographical environment (summary) . . .	23
Влияние влоцлавского водохранилища на природную среду (резюме)	24
M. Banach — Przekształcenia brzegów zbiornika wrocławskiego	25
Modification of the Włocławek reservoir banks (summary)	39
Преображѐне берегов влоцлавского водохранилища (резюме)	40
Z. Babiński — Zmiany warunków hydrologicznych i morfologicznych Wisły poniżej stopnia wodnego „Włocławek”	41
Changes in hydrologic and morphologic conditions on the Vistula below the Włocławek dam (summary)	53
Изменение гидрологических и морфологических условий в долине Вислы ниже плотины „Влоцлавок” (резюме)	54
R. Glazik — Dynamika temperatury płytkich wód podziemnych na przykładzie pradoliny Wisły w rejonie stopnia wodnego „Włocławek”	55
Dynamics of shallow groundwater temperature, the Vistula pradolina in the vicinity of the Włocławek dam (summary)	80
Динамика температуры мелких подземных вод на примере прадолины Вислы в районе водохранилища „Влоцлавок” (резюме)	82
M. Grzcś — Wpływ zbiornika wrocławskiego na zmianę ustroju lodowego Wisły	85
Influence of the Włocławek reservoir on changes in the Vistula ice regime (summary)	106
Влияние влоцлавского водохранилища на изменение ледового режима Вислы (резюме)	107

JAN SZUPRYCZYŃSKI

WPLYW WŁOCŁAWSKIEGO ZBIORNIKA WODNEGO NA ŚRODOWISKO GEOGRAFICZNE

Zbiornik wodny na rzece Wiśle pod Włocławkiem powstał w 1970 r. w ramach projektowanej kaskady dolnej Wisły (ryc. 1). Pomysł skanalizowania rzeki Wisły powstał już w latach trzydziestych bieżącego stulecia. Przewidywano dwa warianty



Ryc. 1. Rozmieszczenie stopni wodnych w kaskadzie dolnej Wisły (wg L. Biegaly)

1 – wariant I; 2 – wariant II

Layout of dams in the lower Vistula cascade (after Biegala)

1 – wariant I; 2 – wariant II

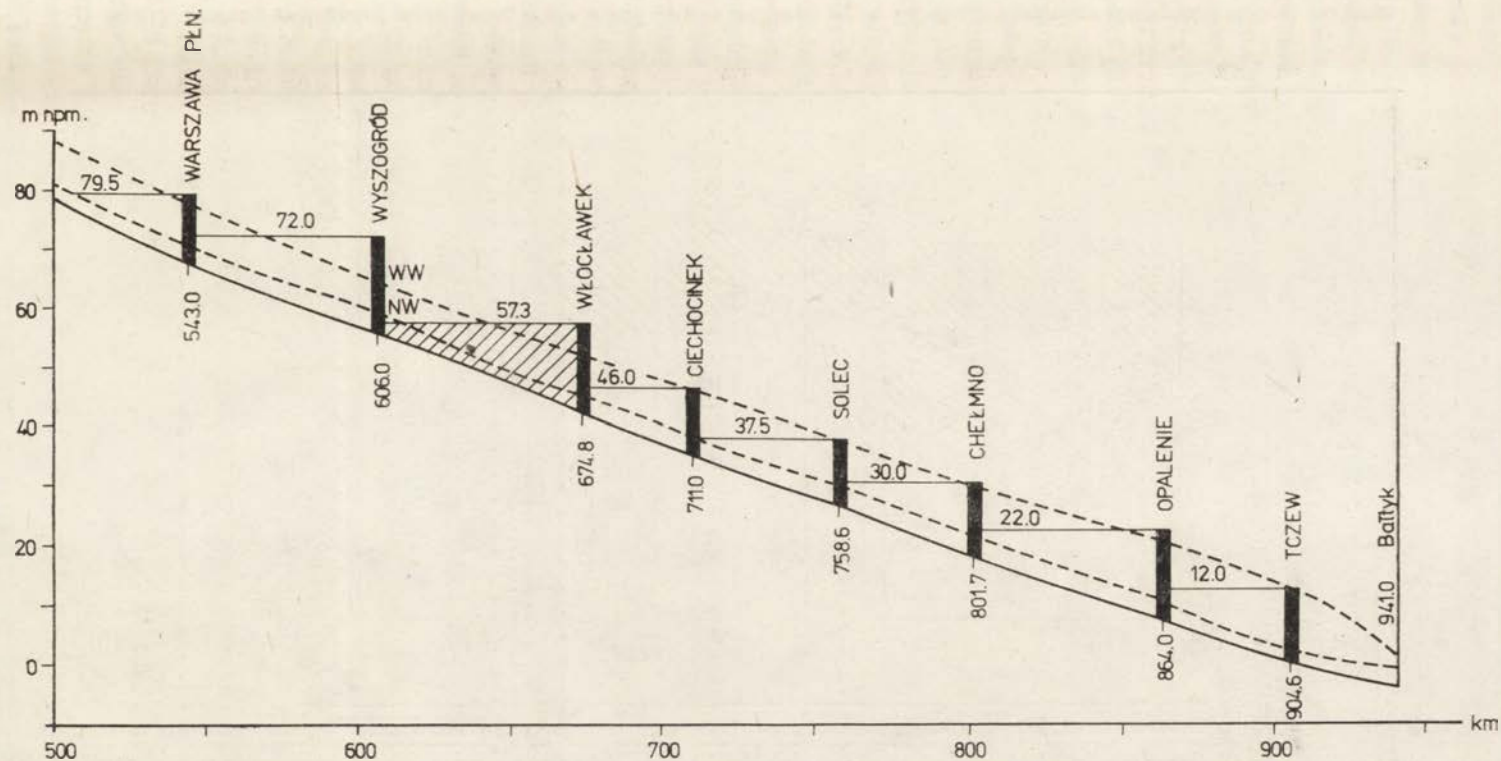
budowy kaskady obejmujące od 7 do 9 stopni (ryc. 1 i 2). Projektantom tej kaskady zależało głównie na pełniejszym wykorzystaniu zasobów wodnych Wisły. Odcinek Wisły od Warszawy do morza liczy 430 km i obejmuje około 30% wodnych zasobów energetycznych kraju i aż 65% zasobów tej rzeki. Dopiero jednak po 1958 r., w wyniku długoletnich studiów skryształizowały się koncepcje techniczne i ekonomiczne kaskady (Adamiak i in. 1969). Miała ona objąć dziewięć stopni zlokalizowanych koło następujących miejscowości: Warszawa, Wyszogród, Płock, Włocławek, Ciechocinek, Solec, Chełmno, Opalenie i Tczew (ryc. 2).

Przewidywano, że kaskada dolnej Wisły wpłynie przede wszystkim na poprawę żeglugi na Wiśle oraz umożliwi produkcję energii elektrycznej (ok. 4 mln KWh rocznie) i pełniejsze zaopatrzenie w wodę przemysłu i rolnictwa. Miała ona również w poważnej mierze ograniczyć lub nawet zlikwidować groźbę powodzi. Zbiorniki wodne powstałe pomiędzy stopniami kaskady miały być wykorzystane dla celów rekreacji i wypoczynku. Z tego szeroko zakrojonego planu zrealizowano dotychczas budowę jednego stopnia w okolicy Włocławka. Realizację zamierzenia rozpoczęto od stopnia we Włocławku, ponieważ uznano, że jego budowa stwarza największe szanse wykorzystania energetycznego. Stopień wodny pod Włocławkiem jest pierwszym, ale jednocześnie największym elementem planowanej kaskady. Jego całkowita długość wynosi 1200 m. Składa się on z następujących elementów: zapory czołowej, jazu, hydroelektrowni oraz śluzy, które usytuowane są w jednej linii (ryc. 3). Zapora o długości 650 m znajduje się między prawym wysoczyznowym brzegiem Wisły a jazem. Zbudowano ją z gruntów piaszczystych. Maksymalna wysokość zapory dochodzi do 20 m, a jej szerokość w koronie wynosi 13 m. Jaz składa się z 10 jednakowych przęseł. Każde z nich o szerokości 20 metrów, zamykane jest stalowymi zasuwami. Długość całego jazu wynosi 246,8 m. Pomiędzy jazem a hydroelektrownią znajduje się przepławka dla ryb.

Elektrownia wodna typu bezhalowego, wyposażona jest w 6 turbozespołów. Jej projektowana moc instalowana wynosi 162 MW, a osiągnięta obecnie 168 MW. Dla roku przeciętnego produkcja średnia roczna projektowana była na 640 mln KWh, dla roku suchego 417 mln KWh, a dla roku mokrego 913 mln KWh (Biegała 1981). Elektrownia ta produkuje od początku swojego istnienia najtańszą energię elektryczną, jaka jest wprowadzana do krajowego systemu elektroenergetycznego. Zwrot poniesionych nakładów inwestycyjnych na jej budowę nastąpił już po upływie 6,5 roku od oddania obiektu do eksploatacji.

Śluza żeglugowa typu dokowego została zlokalizowana przy lewym brzegu. Posiada jedną komorę o wymiarach 12 m × 115 m, co pozwala na przepływanie jednostek do 1600 t. Przewidywana przepustowość śluzy wynosi 6,5 mln t rocznie (Biegała 1981). W okresie pierwszych trzech lat eksploatacji przepłynęły służę jednostki przewożące około 239 tys. t rocznie. W następnych latach w przewozach zaznaczyła się tendencja malejąca, która trwa do dziś (Grześ 1983). Stopień wodny we Włocławku spowodował zahamowanie żeglugi w dolnym odcinku rzeki Wisły.

Budowę stopnia we Włocławku prowadzono w latach 1962–1970. Spiętrzanie zbiornika włocławskiego trwało 522 dni (od 12 marca 1969 r. do 16 sierpnia 1970 r.), a średnia prędkość napełniania wynosiła zaledwie 7 m³/s, co stanowi 0,8% śred-

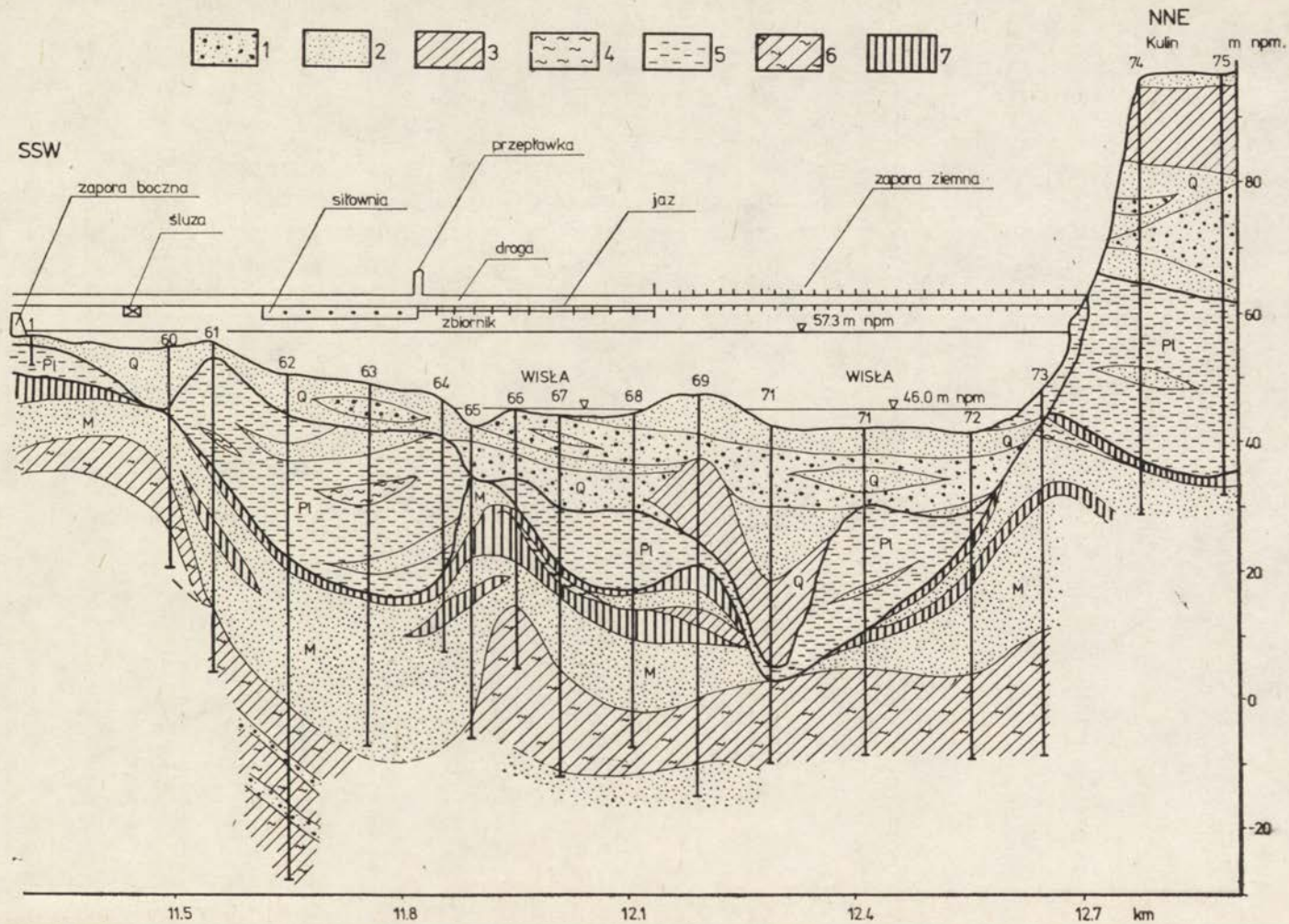


Ryc. 2. Profil podłużny kaskady dolnej Wisły (wariant II) na tle ekstremalnych stanów wody w rzece

WW – najwyższy obserwowany stan wody; NW – najniższy obserwowany stan wody

Longitudinal profile of the lower Vistula cascade against the background of the extreme water stages on the river

WW – highest water stage recorded; NW – lowest water stage recorded



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez dolinę Wisły w linii stopnia wodnego wg B. Fąferka, uzupełniony elementami stopnia wodnego
 1 – żwiry i piaski; 2 – piaski; 3 – pyły; 4 – gliny zwalowe; 5 – ility warwowe; 6 – węgiel brunatny; 7 – węgiel brunatny; Q – czwartorzęd; Pl – pliocen; M – miocen;
 Geologic cross-section through the Vistula valley along the reservoir dam line after Fąferk, supplemented by elements of reservoir dam

niego przepływu Wisły we Włocławku (Głazik 1976a, 1976b, 1978, 1984). W wyniku przegrodzenia Wisły zaporą powstał zbiornik o pojemności całkowitej 408 mln m³ i użytkowej zaledwie 55 mln m³ (Grześ 1983). Pojemność użytkowa jest to ilość wody niezbędna dla pracy hydroelektrowni, której podporządkowany jest właściwie cały reżim przepływu przez stopień. Hydroelektrownia pracuje w ten sposób, że utrzymuje poziom piętrzenia w granicach 57,3–56,5 m n.p.m., przy zapewnieniu przepływu 350 m³/s. Powierzchnia zbiornika wynosi około 70 km², jego długość około 58 km, szerokość średnia 1,2 km, a maksymalna 2,4 km. Przy zaporze rzeka została spiętrzona o około 11 m, na wysokości Płocka 2,5 m. Średnia głębokość zbiornika wynosi 5,5 m, a maksymalna około 14 m (Głazik 1983). Jest to największy pod względem powierzchni zbiornik w Polsce i drugi co do objętości (Babiński, Grześ 1974). Zbiornik włocławski istnieje zatem już 15 lat i tyleż lat prowadzone są badania na tym obiekcie i w jego otoczeniu przez Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN — Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu w Toruniu. Badania rozpoczęto w 1969 r. w czasie poprzedzającym spiętrzenie wód na Wiśle. W pierwszym okresie prowadzone badania dotyczyły wpływu zbiornika na zmianę stosunków wodnych w dolinie Wisły (Głazik 1976, 1978, 1983, 1984), wpływu zbiornika na proces erozji poniżej zapory (Babiński 1979, 1982, 1984; Babiński, Grześ 1974), rozwoju osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Włocławkiem a Dobrzyniem (Banach 1972, 1973, 1976, 1977), ewolucji rzeźby doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską (Wiśniewski 1973, 1976) oraz rozwoju form erozyjnych na zboczach doliny Wisły pomiędzy Włocławkiem a Płockiem (Drozdowski 1977). Prześladowano również zmiany koryta Wisły od XVIII w. do dziś na odcinku od Kotliny Płockiej do Kotliny Toruńskiej (Koc 1976). Później rozpoczęto badania nad zlodzeniem i zjawiskami lodowymi na zbiorniku włocławskim (Banach, Grześ 1983; Grześ 1983a, 1983b, 1984) oraz ewolucji brzegów zbiornika włocławskiego (Banach 1981). Zainteresowano się również tempem zamulania zbiornika włocławskiego (Więckowski 1978; Banach 1981; Grześ 1983a).

Powstawaniu zbiorników zaporowych towarzyszą znaczne zmiany w środowisku geograficznym. Należy tu wymienić:

1. zmianę reżimu hydrologicznego rzeki,
2. zatopienie i podtopienie terenów przyległych,
3. zmiany hydromorfologiczne koryt poniżej zapór,
4. naruszenie stabilności brzegów,
5. zmiany właściwości fizykochemicznych wody,
6. zmiany w biocenozie otoczenia zbiornika,
7. zmiany stosunków mikroklimatycznych.

Nasze badania dotyczą tylko niektórych aspektów zmian wymienionych w pkt. 1–4 (Szupryczyński 1974, 1976, 1981). Dla pełnej kompleksowej charakterystyki zbiornika brak dotąd opracowań dotyczących zanieczyszczenia zbiornika, badań zmiany biocenozy i badań mikroklimatycznych. Zbiornik włocławski obecnie jest unikalnym obiektem hydrologicznym w Polsce, a poza tym pierwszym zbiornikiem w kaskadzie dolnej Wisły. Badania prowadzone w jego otoczeniu i na samym ak-

wenie mogą w poważnej mierze rzutować na projektowanie i budowę kolejnych zbiorników w rejonie dolnej Wisły. Przeprowadzone badania pozwalają już na obecnym etapie określić tendencję zmian w środowisku geograficznym doliny Wisły w trakcie spiętrzenia i po spiętrzeniu wód. Tak szeroko zakrojonych badań geograficznych dotyczących wpływu stopnia wodnego na środowisko — jak na zbiorniku wrocławskim — dotychczas w Polsce nie prowadzono. Prace naukowe prowadzone na innych zbiornikach dotyczyły wąskich specjalistycznych zagadnień i nie miały charakteru kompleksowego. W 1977 r. na lewym brzegu zbiornika w Dobiegniewie (km 660) założono stację badawczą Instytutu Geografii i PZ PAN, w której prowadzi się między innymi standardowe obserwacje hydrometeorologiczne. Wyniki obserwacji są w pełni reprezentatywne dla zbiornika i jego najbliższego otoczenia.

Zbiornik wodny wpłynął na złagodzenie amplitud stanów Wisły oraz wyrównanie przepływów w rejonie Wrocławka. W okresie 35-lecia (1919—1954) amplituda stanów na stacji Wrocławek wynosiła 6,3 m. Średni roczny przepływ z tego okresu wynosił $933 \text{ m}^3/\text{s}$. W poszczególnych latach średnie przepływy roczne wahały się od $544 \text{ m}^3/\text{s}$ (1943) do $1443 \text{ m}^3/\text{s}$ (1941). Absolutne maksimum zanotowano 30 marca 1924 r. — $8305 \text{ m}^3/\text{s}$, minimum zaś 13 stycznia 1933 r. — $141 \text{ m}^3/\text{s}$. Zbiornik wodny na Wiśle wpłynął na zakłócenie naturalnego reżimu rzeki. Wysokie amplitudy stanów wód zostały złagodzone, stosunek zaś przepływów skrajnych uległ zmniejszeniu. Wahania zwierciadła wody w zbiorniku nie przekraczają 2,2 m. Jedynie w 1982 r. amplituda wahań przekroczyła 2 m na stopniu i ponad 3 m w rejonie Płocka. Był to wyjątkowy przypadek spowodowany powstałym na zbiorniku zatorem śryżowo-lodowym. Szczytowo-interwencyjna praca elektrowni, uruchamianej w godzinach największego zapotrzebowania na energię powoduje znaczne wahania stanów wód poniżej stopnia. W sąsiedztwie zapory dobowe amplitudy dochodzą maksymalnie do 3 m, w odległości 5 km od zapory zmniejszają się o 0,4—0,6 m i maleją z biegiem rzeki (Babiński, Glazik 1980). Wpływ pracy elektrowni na stany wody zanika dopiero w odległości około 200 km od zapory. Na skutek dużej i częstej zmienności stanów wody poniżej stopnia pogorszeniu uległy warunki żeglugi na terenie województwa wrocławskiego i toruńskiego (Glazik 1983).

Bardzo mała pojemność użytkowa zbiornika wrocławskiego ogranicza możliwość retencjonowania wód powodziowych i łagodzenie wezbrań na rzece poniżej zapory. Przy przewadze dopływu do zbiornika nad odpływem rzędu $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ warstwa użytkowa zostaje wypełniona w około 7 godzin (Glazik 1978). Całkowita wymiana wody w zbiorniku przy średnim rocznym dopływie $1048 \text{ m}^3/\text{s}$ trwa 4,5 doby, w latach suchych przeciętnie co 6,5 doby, a w wilgotnych co 3,5 doby (Grześ 1983a).

Jednym z głównych celów przeprowadzonych badań było ustalenie wpływu spiętrzenia Wisły na stosunki wodne strefy przyległej w zależności od naturalnych cech środowiska geograficznego i przeprowadzonych prac melioracyjnych (ryc. 4). Celem zabezpieczenia przed zalaniem terenów depresyjnych, położonych po lewej stronie zbiornika w zlewni rzek Rybnicy i Zuzanki wybudowano wał boczny o dłu-

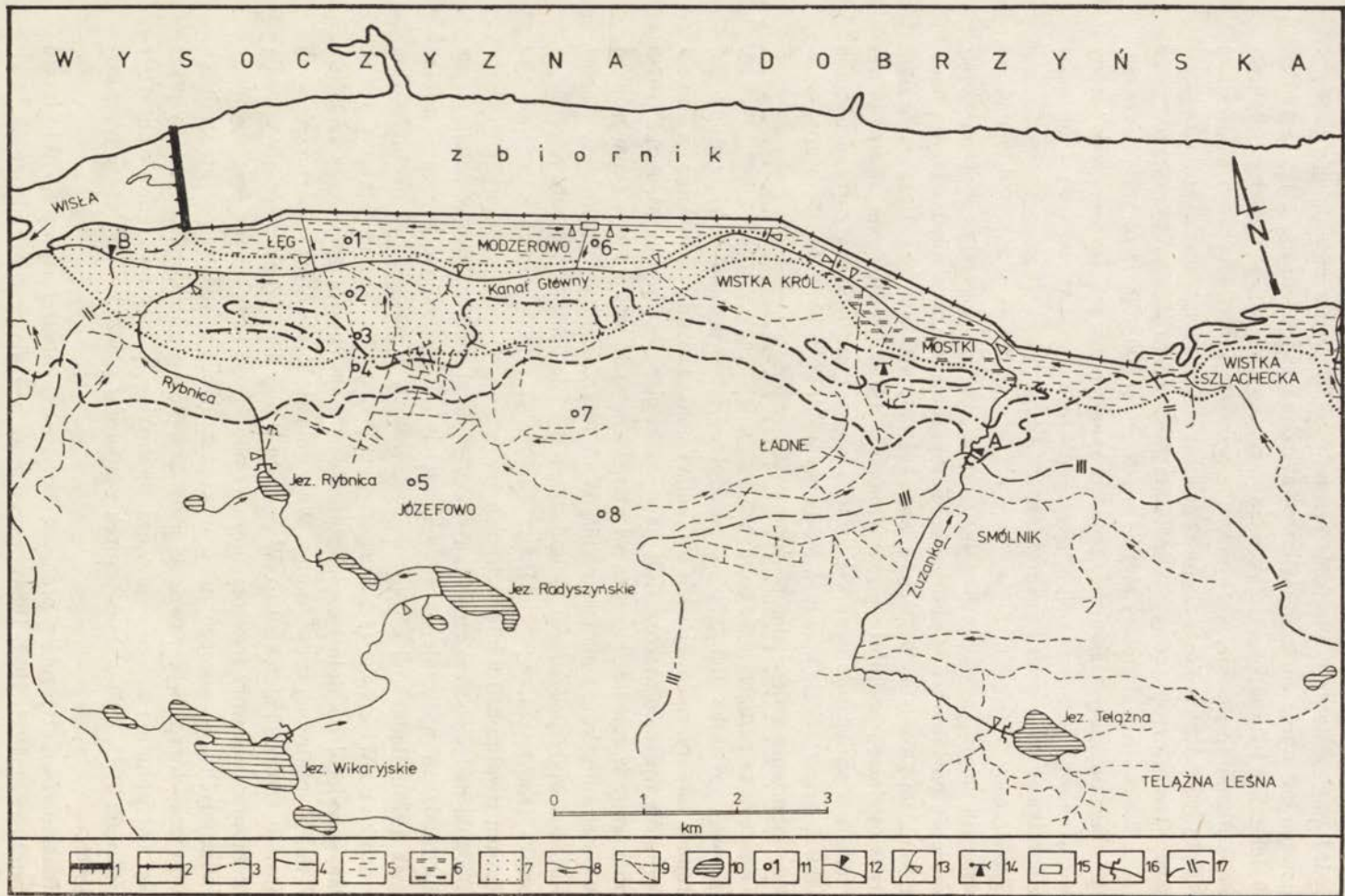
gości 10 km oraz wykopano system rowów odwadniających, których zadaniem jest niedopuszczenie do podtopienia terenu. Obecny system odwadniania powierzchniowego jest wynikiem prac melioracyjnych, przeprowadzonych w latach 1963—1969. Ich celem było zabezpieczenie terenów rolniczych i zabudowanych przed ujemnymi skutkami spiętrzenia, a zwłaszcza utrzymanie zwierciadła wody podziemnej na odpowiedniej głębokości. Najważniejszą rolę w tym systemie spełnia kanał główny i tzw. rów opaskowy wzdłuż wału bocznego u jego podstawy po stronie odzbiornikowej. Kanał główny biegnie w odległości 100—500 m od wału bocznego, a jego ujście do Wisły znajduje się poniżej zapory. Kanał ten „przechwytuje” wody powierzchniowe i gruntowe spływające z obszaru zlewni, a także wody infiltrujące ze zbiornika przez korpus i podłoże zapory bocznej.

Przestrzenny zasięg zmian w poziomie występowania wody podziemnej po napełnieniu zbiornika według R. Glazika przedstawiono na rycinie 4. Trwałe podniesienie się poziomu wody podziemnej nastąpiło na obszarze między zaporą boczną a kanałem głównym. W strefie o szerokości do 400 metrów od zapory poziom wody w studniach podniósł się maksymalnie o 1,5 m. Podtopieniu uległy obniżenia terenu w sąsiedztwie zapory bocznej i obszary przyległe do górnego odcinka kanału. Znaczne wcięcie kanału w środkowym i dolnym biegu (do 3—4 m) spowodowało obniżenie zwierciadła poziomu wody gruntowej.

Obniżenie to zaznaczyło się na lewym brzegu w strefie o szerokości 800—1000 m, na prawym zaś tylko 100—200 m. Obniżył się także poziom wody w studniach. W rejonie zapory czołowej wiele studni wyschło. Lokalne, nadmierne przesuszenie gruntów wpłynęło niekorzystnie na stosunki glebowe. Według M. Perka (1978) poziom wody w rejonie zbiornika włocławskiego stabilizował się w ciągu jednego roku od chwili zakończenia spiętrzenia. W okolicy zbiornika zegrzyńskiego zmiany w poziomie wody podziemnej zachodziły po 4—5 latach od momentu napełnienia zbiornika (Kardasz 1969; Mickiewicz 1969) a w rejonie zalewu koronowskiego proces ten trwał ponad 9 lat (Pietrucień 1969).

Badania nad wpływem zbiornika wodnego na stosunki wodne w dolinie Wisły przeprowadzono wyłącznie na lewym, częściowo depresyjnym brzegu zbiornika (Glazik 1978). Badaniami objęto przyrzecze Wisły o powierzchni około 200 km na odcinku od Włocławka (1 km poniżej zapory) do Karolewa (25 km). Odcinek badany przylegał do dolnej części zbiornika o największym spiętrzeniu rzeki (do 10,7 m). W centralnej części doliny Wisły miąższość utworów czwartorzędowych wynosi 40—50 m (Faferek 1960). W podłożu doliny i na jej obrzeżeniu występują silnie zaburzone utwory trzeciorzędowe — plioceńskie i mioceńskie (ryc. 4). Wody z piaszczystych serii górnego miocenu kontaktują się z wodami przepuszczalnych osadów czwartorzędowych, tworząc jeden kompleks wodonośny, drenowany przez Wisłę. Od południa zbiornik przylega do niskich poziomów terasowych Wisły (Wiśniewski 1973, 1976), zbudowanych z utworów piaszczystych dobrze przepuszczalnych.

Badano również przebieg procesów korytowych poniżej zapory we Włocławku (Babiński 1979, 1981, 1982, 1984). Szczegółowe badania przeprowadzono na 12-kilometrowym odcinku Wisły poniżej zapory. Badania na tym odcinku rozpoczęto

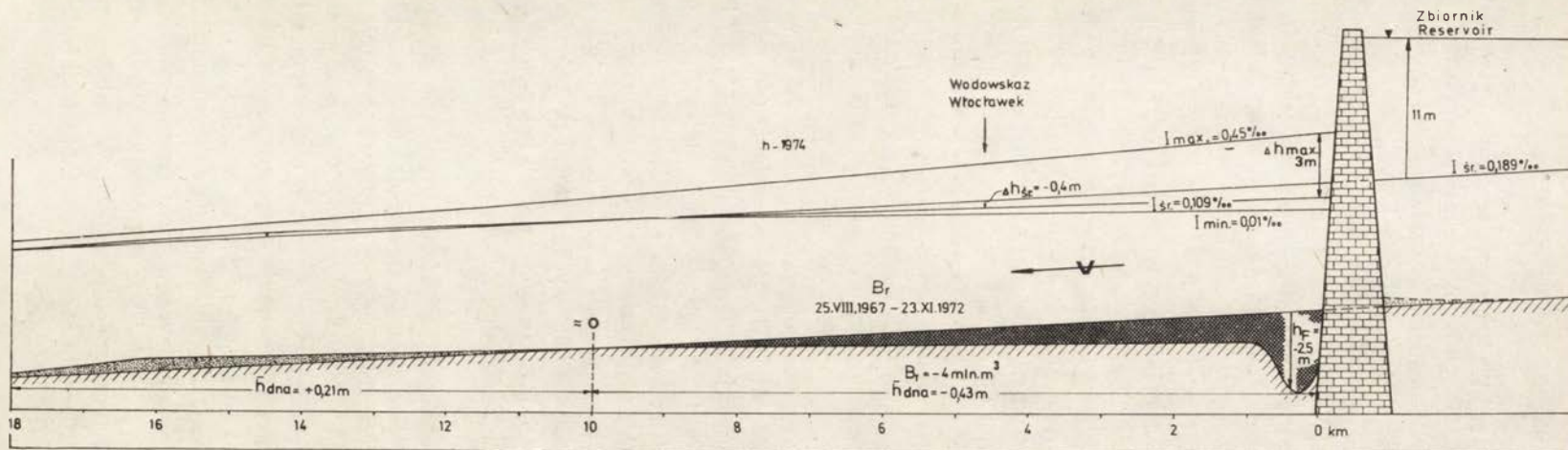


Ryc. 4. Odwodnienie powierzchniowe i zmiany poziomu wód podziemnych w obszarze depresyjnym przyległym do dolnej części zbiornika „Włocławek” wg R. Głazika

9 – rowy okreso we; 10 – jeziora; 11 – wybrane studnie i piezometry obserwacyjne IMGW; 12 – wodowskazy; 13 – miejsca powtarzalnych pomiarów przepływu; 14 – stacja meteorologiczna IMGW; 15 – przepompownia, 16 – zastawki na ciekach; 17 – działy wodne

Surface drainage and groundwater level changes in low-lying land adjacent to the lower portion of the Włocławek reservoir, after Glazik

1 – frontal dam; 2 – lateral dam; 3 – low-lying land extent; 4 – hydroisophyse equal to the ordinate of reservoir damming; 5 – locally inundated area with raised groundwater level; 6 – area liable to flooding hazard; 7 – area with lowered groundwater level, excessively dried locally; 8 – perennial streams; 9 – intermittent ditches; 10 – lakes; 11 – selected wells and piezometers of the Institute of Meteorology and Water Economy; 12 – water-gauging stations; 13 – sites of repeated discharge measurements; 14 – IMWE meteorological station; 15 – pumpingsstation; 16 – valves across streams; 17 – watersheds



Ryc. 5. Przebieg procesu erozji i akumulacji poniżej zapory we Włocławku w okresie od 25 VIII 1967 do 23 XI 1972 r. wg Z. Babińskiego

h – wysokość zwierciadła wody lub dna koryta; I – spadek zwierciadła wody; Br – bilans rumowiska dennego

Processes of erosion and deposition below the dam at Włocławek, 25 August 1967 to 23 November 1972 (after Babiński)

h – water table or channel bed height; I – water table gradient; Br – bed load balance

w 1972 r., a więc już po spiętrzeniu rzeki, ale wykorzystano bogatą dokumentację w postaci wieloskalowych map, przekrojów koryta itp., wykonanych głównie przez „Hydroprojekt”. Obserwacje dotyczyły głównie erozji bocznej kępi i brzegów oraz zmian w budowie geologicznej dna koryta.

Główną przyczyną wzrostu (w linii stopnia wodnego) erozji bocznej było przetrzucenie nurtu z prawego brzegu na lewy, na skutek czego koryto rzeki musiało się dostosować do nowych warunków hydrodynamicznych. Przetworzony został układ morfodynamiczny dna koryta (układ w stosunku przemiały — płosa). W pierwszym okresie po spiętrzeniu brzegi kępi i koryta cofały się ze średnią prędkością około 0,7 m w roku. W tym okresie doszło również do zniszczenia niektórych elementów wcześniejszej zabudowy koryta (ostróg). Proces intensywnej erozji bocznej zaznaczył się na odcinku 11 km poniżej zapory.

Największe zmiany koryta spowodowane przegrodzeniem Wisły zaporą przejawiały się w formie procesu erozji wgłębnej. Przyczyną wzrostu tej erozji były i są duże, chwilowe przyrosty energii rzeki związane z dobowymi wahaniami stanów dochodzącymi do 3 m, wynikające z pracy elektrowni. Do końca listopada 1972 r. stwierdzono, że od zapory do dziesiątego kilometra w dół rzeki zostało wyerodowane ze strefy koryta ponad 15 mln m³ materiału, a zakumulowane ponad 11 mln m³. Z tego odcinka nastąpił ubytek materiału w ilości około 4 mln m³, powodując obniżenie się strefy dennej koryta o średnio 0,43 m (ryc. 5). Największym obniżeniem uległa strefa denną w bezpośrednim sąsiedztwie zapory — w odległości 670 m od zapory obniżyła się około 2,5 m w stosunku do okresu przed spiętrzeniem (Babiński 1982). Dalsze badania (do maja 1984) wykazały, że strefa erozyjna o ujemnym bilansie rumowiska sięga aż 15,7 km w dół rzeki od zapory. W ciągu 12 lat (od 1972 r.) uległa ona przemieszczeniu o prawie 6 km w dół rzeki. Od początku spiętrzenia do 1984 r. zostało wyerodowane z tego odcinka prawie 9,9 mln m³, co daje średnio obniżenie koryta o prawie 1 m (Babiński 1982). Wyerodowany materiał przenoszony jest w dół rzek w postaci nagromadzenia się w obrębie koryta łach piaszczysto-żwirowych. Efektem procesów erozyjnych są zmiany w budowie geologicznej dna. Na odcinku 7—8 km poniżej zapory dno w strefie nurtowej zbudowane jest z odpornych na erozję głazów i ilów trzeciorzędowych (Babiński 1979).

Obecnie prowadzone są badania współczesnych procesów korytowych Wisły na odcinku od Włocławka do Grudziądza (Babiński 1984). Przy analizie rozwoju koryta rzeczno wykorzystywane są plany batymetryczne pochodzące z przełomu XIX i XX w. oraz z różnych okresów XX w., echogramy wykonywane przez „Hydroprojekt” we Włocławku, materiały obserwacyjne IMGW i zdjęcia lotnicze. Na ukończeniu jest opracowanie dotyczące ewolucji koryta rzeki, ze szczególnym uwzględnieniem wpływu człowieka na rozwój tych procesów. Ich obserwacja ma szczególne znaczenie dla projektowania dalszych stopni kaskady dolnej Wisły i zabezpieczenia odcinków brzegów rzeki poniżej stopnia.

Bardzo ważnym problemem dla określenia „żywności” zbiornika jest określenie przebiegu procesu sedymentacji. W założeniach projektowych przyjmowano, że w początkowym okresie jego eksploatacji będzie się w nim osadzać około

1 mln m³/rok. Według danych Centralnego Biura Studiów i Projektów Budownictwa Wodnego „Hydroprojekt” w latach 1971—1978 średnio w roku sedymentacja wynosiła 1,4 mln m³/rok, w latach 1978—1981 proces sedymentacji był znacznie intensywniejszy i wyniósł 4,0 mln m³/rok. Średnia zatem sedymentacja za dziesięciolecie 1971—1981 wynosiła 2,2 mln m³/rok i była aż o 100% wyższa od założeń prognozy. W latach 1971—1981 zostało osadzone w zbiorniku 21,7 mln m³ materiału, co stanowi 5,3% całkowitej pojemności zbiornika. Jeżeli utrzyma się takie tempo sedymentacji w zbiorniku wrocławskim, to czas jego istnienia należy oszacować na około 200 lat, przy założeniu, że nie prowadziłyby się prace bagrowniczych. K. Więckowski (1978) oszacował czas istnienia zbiornika wrocławskiego na 400—600 lat, opierając się na obserwacjach sedymentacji w pierwszym okresie istnienia zbiornika. Obserwacje tempa sedymentacji w jeziorach zaporowych na obszarze Stanów Zjednoczonych wykazały, że około 65% jezior „żyje” krócej niż 100 lat, a tylko około 15% może być przydatne gospodarczo po 150—200 latach (Głodek 1985). Dokonano również próby oceny udziału materiału z abrazji brzegów w sedymentacji zbiornika wrocławskiego. W latach 1977—1980 ilość dostarczonego materiału przez proces abrazji wyniosła 0,274 mln m³/rok — co stanowi 19,6% ilości deponowanego średnio rocznie materiału w zbiorniku (Banach 1981). Normalny proces sedymentacji zakłócany jest przez prowadzone prace bagrownicze. Prace te mają doprowadzić do korekty morfologii czaszy zbiornika, a głównym ich celem jest poprawienie warunków przepływania lodów przez zbiornik. W okresie od 1979 do 1981 r. ze zbiornika wydobyto około 0,7 mln m³ materiału piaszczystego na cele budowlane i prace hydrotechniczne związane z umocnieniem brzegów i podwyższeniem tam bocznych. W 1982 r. rozpoczęto na szeroka skalę prace bagrownicze mające na celu zwiększenie głębokości na trasie spływu lodu. Likwidowano płytko zalane kępy. Według informacji uzyskanych z Przedsiębiorstwa Budownictwa Wodnego przemieszczono około 2 mln m³ materiału piaszczystego. Mimo prowadzenia prac bagrowniczych w górnej części zbiornika nastąpiło znaczne zmniejszenie jego głębokości. Stanowi ono wraz z płytko zalanymi kępami jedną z przyczyn zagrożenia zatorowego. W pobliżu Płocka głębokości uległy zmniejszeniu do około 3 m i w najbliższym czasie trzeba będzie przeprowadzić prace pogłębiarskie w celu utrzymania żeglugi.

Brzegi zbiornika są zróżnicowane. Prawy brzeg jest stromy i wysoki. Budują go utwory czwartorzędowe i neogeńskie (ryc. 3). Lewy brzeg jest niski, połogi i prawie jednorodny litologicznie. Badania nad przekształcaniem się brzegów zbiornika rozpoczęto w 1976 r. (Banach 1981). Ich celem jest poznanie charakteru i tempa zmian w strefie rozciągającej się od krawędzi nadwodnej części do podnoża platformy przybrzeżnej. Stosuje się metodę pomiarów przekrojów poprzecznych brzegów z równoczesnym sondowaniem platformy przybrzeżnej. Pomiarzy są prowadzone na 43 reprezentatywnych odcinkach brzegu, zróżnicowanych morfologicznie i hydrodynamicznie. Uzyskane dane pomiarowe za okres 1976—1980 (Banach 1981) wykazują zmiany linii brzegowej od 0,2 do 6 m. W niektórych odcinkach dolnych i środkowych na prawym brzegu notowano w latach 1970—1980 cofanie się brzegu w granicach 4–46 m. Objętość ubytków na 1 m bieżący brzegu (za 10

lat) wynosi od 3,5 do 196 m³ (Banach 1981). Największe zmiany w ubytku masy materiału zanotowano na odcinkach brzegów wysokich, a zarazem wypukłych. Ogólna długość brzegów zbiornika wynosi 126,2 km. Brzegi niszczone abrazyjnie według stanu z sierpnia 1980 r. obejmowały 57,2 km, tj. 45,2% ogólnej długości brzegów. Bardzo mały udział stanowią brzegi akumulacyjne, gdyż tylko 5,8 km (4,6%). Na brzegi naturalne przypadło 37,8 km (30,0%), na brzegi zaś umocnione 25,4 km (Banach 1981).

Od północy zbiornik wodny we Włocławku bezpośrednio przylega do zbocza Wysoczyzny Dobrzyńskiej (ryc. 3). Ogólny schemat budowy geologicznej wzdłuż zbocza wysoczyzny przedstawia się następująco. Na powierzchni występują osady czwartorzędowe, reprezentowane przez gliny morenowe i osady fluwioglacjalne. Pod osadami czwartorzędowymi odślaniają się w zboczu silnie zaburzone (zafałdowane) osady neogeńskie — miocen i pliocen (ryc. 3). Miocen reprezentuje formacja węgla brunatnego, która w zasadzie jest piaszczysta, pliocen natomiast jest reprezentowany przez tzw. pstry ility poznańskie. W obrębie neogenu występują zaburzenia typu fałdowego, szczególnie widoczne w zaburzeniach osadów miocenijskich. Zbocze Wisły jest postrzępione przez głębokie i szerokie nisze osuwiskowe. Zaznacza się wyraźnie zróżnicowanie występowania ruchów masowych (osuwiskowych). Według M. Banacha (1972, 1973, 1976, 1977) w obrębie synklinalnych obniżzeń w strefie pliocenu rozwijają się głównie zsuwy, w obrębie zaś antyklin miocenijskich obrywy i osypy. Opierając się na archiwalnych materiałach kartograficznych stwierdzono, że prawy brzeg Wisły przesuwa się w kierunku Wysoczyzny Dobrzyńskiej. W okresie od 1961 do 1981 r. w okolicy wsi Glewo w wyniku erozji bocznej Wisły zniszczeniu uległ pas stoku o szerokości 150—200 m. Góra Zamkowa w Dobrzyniu w okresie od 1907 do 1970 r. cofnęła się około 20 m.

W obrębie obniżzeń synklinalnych rozwijają się osuwiska. Jedno z nich, na którym M. Banach prowadzi obserwacje od 1970 r. o pow. 1,5 ha, leży na wschód od Góry Zamkowej w Dobrzyniu. Osuwisko to jest stale czynne. Punkty reperowe założone w lipcu 1970 r. na jego powierzchni uległy przemieszczeniu do lutego 1973 r. od 1,5 do 15,0 m. Największe zmiany zaszły w obrębie koryta (żłobu) i wynoszą od 6,2 do 15,0 m. Jeden z punktów pomiarowych od 1959 do 1970 r. przesuwał się ku Wiśle z prędkością 2,6 m rocznie, a po spiętrzeniu wód w zbiorniku od września 1970 do lutego 1973 r. — z prędkością 3,4 m rocznie.

Bezpośrednio po spiętrzeniu zaobserwowano wzrost natężenia rozwoju ruchów masowych. Strefy antyklinalnych wyniesień utworów miocenijskich podlegają obecnie najintensywniejszemu niszczeniu. W miejscowości Bachorzewo w lutym 1971 r. nastąpił duży obryw materiału czwartorzędowego i neogeńskiego o objętości 20 tys. m³. Krawędź wysoczyzny cofnęła się o 25 m. W listopadzie 1970 r. nastąpił obryw Góry Zamkowej w Dobrzyniu o objętości około 24 tys. m³. Fakty te świadczą o intensywnym niszczeniu prawego brzegu zbiornika w pierwszych latach jego istnienia. Obecnie proces ten uległ znacznemu zahamowaniu, co związane jest z utworzeniem się platform przybrzeżnych, które rozwijały się szybko w pierwszych latach po powstaniu zbiornika, a obecnie ich rozwój jest wolniejszy. Wzdłuż brzegów o stromym początkowym zarysie stoku platformy są węższe i bar-

dziej strome, wzdłuż brzegów o łagodnym, początkowym nachyleniu są szersze i łagodniejsze. Szerokość platformy waha się od 7 do 55 metrów (Banach 1981). Ponieważ na nich wytraca się działanie falowania, w początkowym okresie tuż po utworzeniu zbiornika procesy abrazyjne były silniej rozwinięte aniżeli obecnie.

Powstanie zbiornika włocławskiego doprowadziło do zmiany reżimu hydrologicznego Wisły. W związku ze zmianą warunków przepływu, zmienił się również przebieg i charakter zlodzenia. W okresie zimowym występują największe trudności związane z eksploatacją stopnia wodnego i jego zbiornika. Już sam stopień stanowi przegrodę dla spływających mas lodu. W porównaniu z okresem poprzedzającym wybudowanie stopnia (1960—1969) wzrosła liczba dni z pokrywą lodową. Pokrywa lodowa tworzy się na ogół od stopnia w górę. Na skraju wcześniej utworzonej pokrywy lodowej zatrzymuje się spływający z góry rzeki lód prądowy, tworząc pokrywę lodową z lodu tranzytowego. Zjawisku temu towarzyszy tworzenie się rozległych podbitek i zabitek śryżowych, a w konsekwencji i zatorów śryżowych. Podczas 13 lat eksploatacji zbiornika (do 1982 r.) stwierdzono 16 zatorów w ciągu 9 zim (Grześ 1983). Przed piętrzeniem pokrywa lodowa w rejonie Płocka zalegała przeciętnie około 25 dni, po piętrzeniu około 60—65 dni, głównie poprzez skrócenie okresu pochodu lodu prądowego. Czas trwania zjawisk lodowych nie uległ w zasadzie zmianie i wynosi około 80 dni. Po piętrzeniu zaznacza się jednak tendencja do dłuższego utrzymywania się pokrywy lodowej na zbiorniku w stosunku do rzeki swobodnie płynącej. Zatory lodowo-śryżowe mogą powstać zarówno w okresie tworzenia się pokrywy lodowej, jak i w czasie jej zaniku, o czym świadczą przykłady dwóch najgroźniejszych nadpiętrzeń zatorowach, do jakich doszło w marcu 1979 r. i w styczniu 1982 r. (Grześ, Banach 1983). Zator śryżowo-lodowy utworzony na zbiorniku spowodował jedną z największych powodzi w dziejach tego regionu. Zalaniu uległo 100,5 km² gruntów rolnych. Ewakuowano 2230 gospodarstw i 14,5 tys. osób. Woda przelała się przez wały warstwą około 1 m. Metodą bezpośrednich pomiarów zbadano przestrzenne i ilościowe zróżnicowanie zjawiska zatoru na odcinku 116 kilometrowym. W okresie od 20 I do 12 II 1982 wykonano 21 przekrojów poprzecznych rzeki na odcinku od Zakrocymia do stopnia wodnego we Włocławku. Na tym odcinku sumaryczna ilość lodu wynosiła około 245 mln m³, w obrębie zaś zbiornika lodu było 143,6 mln m³. Ilość ta była zróżnicowana w profilu podłużnym rzeki i wahała się od 0,7 do 5,7 mln m³ na 1 km biegu rzeki. W obrębie zatoru głównego śryż z krami zajmował aż 82% przekroju poprzecznego rzeki, a grubość zabitek i podbitek śryżowych sięgała 8,4 m. Najwyższy stan wód w Płocku z 10 stycznia 1982 r. (948 cm) przekroczył o 359 cm stan średni oraz o 140 cm dotychczas notowany stan maksymalny z 27 marca 1979 r. Ten ostatni stan również był spowodowany zatorem.

Jakie zatem efekty gospodarcze uzyskano dotychczas w wyniku budowy stopnia wodnego we Włocławku?

Przede wszystkim uzyskano możliwość produkowania taniej energii elektrycznej oraz uzyskano poprawę żeglugi na Wiśle na bardzo krótkim odcinku pomiędzy Płockiem a Włocławkiem. Wzdłuż stopnia wodnego biegnie nowa droga kołowa, która odciąża istniejący poprzedni most na Wiśle we Włocławku. Stopień we

Włocławku nie spełnił jednak naczelnego celu, jakim było zapewnienie czystej, gospodarczo przydatnej wody. Budowa stopnia spowodowała zmianę profilu podłużnego rzeki. Małe spadki zwierciadła wody w zbiorniku i niewielkie prędkości przepływu pogorszyły warunki samooczyszczenia. Nie zostały spełnione nadzieje na rozbudowę nad zbiornikiem ośrodków rekreacyjnych i turystyki wodnej, jak też założenia rozbudowy gospodarki rybnej ze względu na wspomniane wyżej zanieczyszczenia wody. Nie wykorzystuje się też wody retencjonowanej w zbiorniku dla nawodnienia terenów przyległych (kanał „przesyłkowy” na Kujawy). Ze względu na małe zdolności retencyjne zbiornik nie może też przechwycić większej ilości wód powodziowych. Radykalnie natomiast zmieniły się warunki żeglugi na odcinku poniżej stopnia. Żegluga na tym odcinku jest utrudniona i coraz bardziej maleje, o czym świadczy choćby niewielkie wykorzystanie śluzy w obrębie stopnia. Niekorzystnie rozwijają się procesy korytowe poniżej stopnia we Włocławku. Stopień we Włocławku zmienił proces rozwoju zjawisk lodowych i utrudnia pochodz lodu w dół Wisły. Warunki hydrologiczne Wisły można aktualnie zmienić na korzystniejsze wyłącznie przez budowę dalszych stopni na Wiśle. Budowa ich jest uzasadniona choćby z przyczyn energetycznych. Uzyskuje się bowiem bardzo tanią energię elektryczną. Warunki żeglugi na dolnym odcinku również uległyby zasadniczej poprawie dopiero po zbudowaniu kolejnych stopni, co także przyczyniłoby się do zwiększenia możliwości retencjonowania wody i ich racjonalnego wykorzystania na cele gospodarcze. Rozwój rekreacji i turystyki nad Wisłą będzie możliwy dopiero wtedy, gdy doprowadzi się do oczyszczenia wód poprzez budowę oczyszczalni ścieków we wszystkich miastach leżących wzdłuż jej biegu.

LITERATURA

- Adamiak J., Faferek B., Głodek J., 1969, *Warunki geologiczno-inżynierskie w rejonie stopnia wodnego we Włocławku*, [w:] Przewodnik XLI Zjazdu PTG w Koninie, Warszawa, s. 117–128.
- Babiński Z., 1979, *Wstępna charakterystyka utworów powierzchniowych koryta Wisły poniżej stopnia we Włocławku*, Gosp. Wodna, nr 1, s. 10–12.
- 1981, *Wstępna charakterystyka morfologiczna dna koryta dolnej Wisły na odcinku Włocławek – Chełmno w świetle map i fotointerpretacji*, Gosp. Wodna, nr 4/5, s. 105–109.
 - 1982, *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory wodnej we Włocławku*, Dokum. Geogr., z. 1/2.
 - 1984, *The effects of human activity on changes in the Lower Vistula channel*, Geogr. Pol. 50, Warszawa, s. 271–282.
- Babiński Z., Grześ M., 1974, *Zbiorniki zaporowe*, Geogr. w Szk., nr 4, s. 188–193.
- Babiński Z., Głazik R., 1980, *Hydrologiczna rola zbiornika włocławskiego w systemie kaskady dolnej Wisły*, [w:] *Perspektywy, zadania i skutki realizacji programu „Wisła” dla województwa toruńskiego*, Materiały III konferencji Naukowej, Toruń.
- Banach M., 1972, *Ukształtowanie stropu neogenu a powierzchniowe ruchy masowe na prawym zboczach doliny Wisły między Płockiem a Włocławkiem*, Spraw. TN w Toruniu, s. 49–51.
- 1973, *Budowa geologiczna a powierzchniowe ruchy masowe na prawym zboczach doliny Wisły między Płockiem a Włocławkiem*, Przegl. Geogr., t. 41, z. 2, s. 353–371.
 - 1976, *Über die Entwicklung von Erdrutschungen im Jungglazialgebiet auf Grund des Beispiels des Weichselthanges bei Dobrzyń*, „Wissenschaftliche Zeitschrift der EMA Universität Greifswald”, Jahrgang 25, Heft 1–2, s. 41–50.
 - 1977, *Rozwój osuwisk na prawym zboczach doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, nr 124.
 - 1981, *Abrazja brzegów a zamulanie zbiornika Włocławek*, Gosp. Wodna, nr 11/12, s. 282–287.
- Banach M., Grześ M., 1983, *Zator śryżowo-lodowy na Wiśle – styczeń 1982 r.*, Gosp. Wodna, nr 1, s. 14–21.
- Biegała L., 1981, *Zabudowa hydrotechniczna Wisły w województwie włocławskim*, Włocławskie TN, Prace Komisji Wisły 1, Włocławek, s. 1–15.
- Drozdowski E., 1977, *Dynamika inicjalnych faz rozwoju wąwozu*, Przegl. Geogr., t. 49, z. 4, s. 67–86.
- Faferek B., 1960, *Inżynierskie badania geologiczne dla stopnia wodnego we Włocławku*, Przegl. Geol., nr 2, s. 84–89.
- Głazik R., 1976a, *Wpływ melioracji na stosunki wodne obszarów przyległych do stopnia wodnego na Wiśle pod Włocławkiem*, [w:] *Wpływ melioracji wodnych na środowisko geograficzne*. Materiały konferencji naukowej Komitetu Nauk Geograficznych PAN, Komitetu Melioracji PAN i Instytutu Geografii PAN, nr 1, s. 82–91, Warszawa.
- 1976b, *Niektóre cechy hydrologiczne zbiornika włocławskiego i jego wpływ na reżim wód Wisły*, Gosp. Wodna, nr 6, s. 170–175.
 - 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dokum. Geogr., z. 2/3.
 - 1983, *Wpływ zbiorników zaporowych na zmiany stosunków wodnych w dolinie dolnej Wisły*, [w:] *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, Inst. Ekologii PAN, PWN Warszawa – Łódź, s. 127–148.

- 1984, *Influence of tam reservoirs on changes of water conditions in the lower Vistula valley*, Geogr. Pol., t. 50, s. 283–295.
- Głodek J., 1985, *Jezióra zaporowe świata*, PWN, Warszawa.
- Grześ M., 1983a, *Niektóre problemy stopnia wodnego „Włocławek” i jego zbiornika*, Czas. Geogr., t. 54, z. 4, s. 439–457.
- 1983b, *Struktura zatoru śryżowo-lodowego na zbiorniku stopnia wodnego „Włocławek” w rejonie Płocka w zimie 1981/82 r.*, [w:] Materiały XI Kursu na temat współczesnych problemów hydrologii, Warszawa.
- 1984, *Ice jams and floods on the Lower Vistula River*, Abstract, [w:] Abstracts of Papers 25 – International Geographical Congress, Tom I, Paris.
- Grześ M., Banach M., 1983, *Powódź zatorowa na Wiśle w styczniu 1982 roku*, Przegl. Geogr., t. 55, z. 1, s. 91–113.
- Kardasz P., 1969, *Zmiany reżimu wód podziemnych na zawałach zbiornika wodnego w Dębem w latach 1961–1968*, [w:] *Wpływ piętrzenia rzek na wody podziemne w sąsiedztwie stopni piętrzących*, Zesz. Nauk. Polit. Krak., Budown. Wodne, z. 16, cz. III, Kraków.
- Koc L., 1976, *Zmiany koryta Wisły w okresie historycznym na odcinku od Kotliny Płockiej do Kotliny Toruńskiej* (mpis w archiwum Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN w Toruniu).
- Mickiewicz B., 1969, *Oddziaływanie piętrzenia Jeziora Zegrzyńskiego na układ wód gruntowych Uroczyska Kępiste*, Mat. Bad. IGW, z. 4, s. 13–39.
- Perek M., 1978, *Wpływ zbiornika we Włocławku na wody gruntowe obszarów przyległych (lewy brzeg Wisły)*, Kwar. Geol., 22, s. 635–651.
- Pietrucień Cz., 1967, *Stosunki hydrograficzne w rejonie zalewu koronowskiego*, Zesz. Nauk. UMK, Nauki Mat. Przyr., z. 14a, Geografia V, s. 1–34.
- Szupryczyński J., 1974, *Wpływ zbiornika wodnego pod Włocławkiem na środowisko geograficzne*, Aura nr 10, s. 2–4.
- 1976, *The effect of reservoir near Włocławek on the geographical environment*, Geogr. Pol., t. 33, s. 135–141.
- 1981, *Wpływ zbiornika wodnego we Włocławku na środowisko geograficzne doliny Wisły*, Przegl. Geogr., t. 53, z. 1, s. 155–164.
- Więckowski K., 1978, *The sitting processes of the artificial water reservoir in the Polish Lowland*, Geogr. Pol., t. 41, s. 63–71.
- Wiśniewski E., 1973, *Zagadnienie przelomu Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Kwar. Geol., t. 17, nr 3, s. 907–908.
- 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Prace Geogr. IGiPZ PAN nr 119.

INFLUENCE OF THE WŁOCŁAWEK RESERVOIR ON THE GEOGRAPHICAL ENVIRONMENT

Summary

The Włocławek reservoir was constructed in 1970. In consequence of the construction of a dam across the Vistula, a reservoir with storage capacity of 408 million cu m was formed. It is approximately 70 sq km in surface area and reaches a length of approx. 58 km, the average width of 1.2 km and the maximum width of 2.4 km. The river has become dammed to a height of about 11 m at the dam, and to that of 2.5 m on passing through Płock. The mean depth of the reservoir is 5.5 m, with the maximum of about 14 m. It is the largest reservoir in Poland in respect of surface area and the second largest in volume.

The research into the influence of the reservoir on the surrounding environment was begun in the autumn of 1969. It was conducted by the research staff of the Institute of Geography and Spatial Planning of the Polish Academy of Sciences and exactly, of the Department of Lowland Geomorphology and Hydrology at Toruń. In 1977, a research station was established on the left bank in the middle portion of the reservoir at the locality Dobiegniewo. Standard hydrometeorological observations have been carried out there.

The research conducted in the reservoir and in the adjacent area deals with a variety of problems, namely the influence of the reservoir on changes in hydrology of the Vistula valley (Głazik 1976, 1978, 1983, 1984), the effect of the reservoir on erosion processes below the dam (Babiński 1979, 1982, 1984), the development of landslides on the right side of the Vistula valley between Włocławek and Dobrzyń (Banach 1972, 1973, 1976 and 1977), evolution of the Vistula valley morphology between the Płock and Toruń basins (Wiśniewski 1973, 1976) and the development of erosional forms on the Vistula valley slopes between Włocławek and Dobrzyń (Drozdowski 1977). Information was also acquired about the Vistula channel changes that had taken place in historic times from the 18th century to the date of the reservoir construction (Koc 1976). In 1980 the study of evolution and typology of the reservoir banks (Banach 1981) was taken up. Since 1982 the research has been conducted into the freeze-up and ice phenomena in the Włocławek reservoir and along the Vistula reach from Modlin as far as Toruń (Banach, Grześ 1983; Grześ 1983a, 1983b, 1984). The study is also made of siltation rates in the reservoir (Więckowski 1978, Banach 1981, Grześ 1983a). The construction of the reservoir brought about profound changes in the geographical environment. Mention should be chiefly made of a change in the hydrologic regime of the river, hydromorphologic changes of the channel below the dam and bank stability disturbance.

Translated by Ewa Wielebska

ВЛИЯНИЕ ВЛОЦЛАВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА ПРИРОДНУЮ СРЕДУ

Резюме

Влоцлавское водохранилище было сооружено в 1970 году. В результате преграждения Вислы плотиной образовалось водохранилище емкостью в 408 милл. куб. м. Поверхность водохранилища составляет ок. 70 кв.км, длина 58 км, ширина в среднем 1,2 км, максимальная ширина 2,4 км. У плотины подпор достигает ок. 11 м, а около Плоцка 2,5 м. Глубуна в среднем составляет 5,5 м, максимальная ок. 14 м. Водохранилище является самым крупным в Польше и вторым по объему.

Научные исследования влияния водохранилища на окружающую среду начаты осенью 1969 года. В них принимали участие научные сотрудники Института географии и территориальной организации ПАН, Отдел геоморфологии и гидрологии низменности в Торуне. В 1977 году на левом берегу центральной части водохранилища в деревне Добегнево была основана испытательная станция, которая ведет стандартные гидрометеорологические наблюдения.

Исследования водохранилища и его окружения касаются разных проблем, а именно: влияния водохранилища на изменение гидрологических явлений в долине Вислы (Glazik 1976, 1978, 1983, 1984); влияния на процессы эрозии ниже плотины (Babiński 1979, 1982, 1984); оползневых явлений на правом склоне долины Вислы между Влоцлавком и Добжинем (Vanach 1972, 1973, 1976, 1977); эволюции рельефа долины Вислы между Плоцкой и Торуньской котловинами (Wiśniewski 1973, 1976) и развития эрозионных форм на склонах долины Вислы между Влоцлавком и Добжином (Drozdowski 1977). Наблюдались также изменения в русле Вислы в историческое время от XVIII века до момента образования водохранилища (Kos 1976). В 1980 году было начато изучение эволюции и типологии берегов водохранилища (Vanach 1981), а начиная с 1982 года ведутся исследования ледовых явлений во влоцлавском водохранилище и на участке Вислы от Модлина до Торуня (Vanach, Grześ 1983, Grześ 1983a, 1983b, 1984). Исследуются также темпы заполнения влоцлавского водохранилища отложениями (Więcowski 1978, Vanach 1981, Grześ 1983a). Образование водохранилища привело к значительным изменениям географической среды. Прежде всего следует упомянуть изменение гидрологического режима реки, гидроморфологические изменения русла ниже плотины и нарушение стабильности берегов.

Перевела Катажина Страшевска

MIECZYŚLAW BANACH

PRZEKSZTAŁCENIA BRZEGÓW ZBIORNIKA WŁOCLAWSKIEGO

WSTĘP

Przedstawiony artykuł jest fragmentem badań prowadzonych od 1976 r. w ramach problemu MRI/25 w temacie *Dynamika brzegów zbiornika wrocławskiego*. Celem, jaki postawiono było poznanie charakteru i tempa zmian strefy brzegowej, rozciągającej się od krawędzi nadwodnej części brzegu do podnóża platformy (płycizny) przybrzeżnej (ryc. 2). Badaniami objęto oba brzegi zbiornika na odcinku 50 km od zapory w górę rzeki. Wstępne wyniki badań za okres do 1980 r. już opublikowano (Banach 1981, 1983). Tempo i charakter przekształcenia brzegów nowo powstałego zbiornika zależy od warunków, czyli cech środowiska, w którym zachodzi ich rozwój oraz od czynników, które uruchamiają proces zmian. W odróżnieniu od czynników, warunki są pasywne i bardziej stabilne w czasie. Odgrywają rolę regulatora procesu, wpływając na jego intensywność i formę przejawu. Do warunków szczególnie istotnych w przypadku zbiornika wrocławskiego zalicza się:

- a) budowę geologiczną i litologię brzegów,
- b) wysokość, kształt i ekspozycję stoków brzegowych,
- c) konfigurację linii brzegowej,
- d) roślinność na brzegach,
- e) niektóre przejawy gospodarczej działalności człowieka (bagrowanie, umocnianie brzegów).

Natomiast do czynników, których rola zmienia się w czasie i przestrzeni:

- a) falowanie wiatrowe i prądy nim wywołane,
- b) ruchy pokrywy lodowej,
- c) ruchy grawitacyjne na brzegach,
- d) erozję brzegów i platform wodami opadowymi i roztopowymi,
- e) deflację i wietrzenie.

Wahania stanów wody nie uruchamiają procesu zmian brzegów, lecz zwiększają zasięg oddziaływania poszczególnych czynników. Tempo cofania się lub przyrostu brzegu oraz ilość rozmytych skał z określonego odcinka jest sumą, wynikiem oddziaływania wszystkich czynników w określonych warunkach. Rolę wybranych

warunków i czynników w procesie przekształcania brzegów jedynie zasygnalizowano. Prezentowany artykuł jest wstępnym studium porównawczym przekształcenia brzegów zbiornika, głównie badań ilościowych okresów: 1976—1980 i 1981—1985.

METODYKA

Zastosowano metodę pomiarów przekrojów poprzecznych brzegu z równoczesnym sondowaniem platformy przybrzeżnej. Wybrano 43 reprezentatywne odcinki brzegu, zróżnicowane morfologicznie, geologicznie oraz hydrodynamicznie. Założono sieć punktów, które „zastabilizowano” na brzegu. Przekroje mierzono geodezyjnie z zachowaniem stałego kierunku i punktów przy sondowaniu podwodnej części. Pomiaru wykonywano zimą, z pokrywy lodowej. Zmiany nadwodnej części brzegu mierzono 2—3 razy w roku. Od 1970 r. oprócz 43 reprezentatywnych odcinków (18 na lewym brzegu i 25 na prawym) kontynuowano pomiary przekształceń prawego brzegu w 18 przekrojach, na odcinku 16 km od zapory. Dostarczały one informacji tylko o zmianie nadwodnej części brzegu. Wykorzystano 54 przekroje całego zbrocza prawego brzegu, wykonane w latach 1971—1973 na odcinku od zapory do Maszewa.

W celu poznania zmian krótkookresowych, powodowanych różnym kierunkiem podejścia fal do brzegu oraz wahaniami stanów zwierciadła wody, wybrano dwa odcinki o długości około 0,5 km w środkowej partii zbiornika; w Dobrzyniu (prawy brzeg) i w Dobiegniewie (lewy brzeg). Sieć punktów pomiarowych stanowiły tyczki geodezyjne i żerdzie (kilkadziesiąt sztuk) wbijane w dno zbiornika w kilku przekrojach poprzecznych. Pomiarami objęto nadwodną część brzegu, plażę, abrazyjną i akumulacyjną część płycizny przybrzeżnej oraz jej skarpe do głębokości kilku metrów. Odcinki do badań stacjonarnych tak dobrano, by obejmowały fragmenty brzegu abrazyjnego i akumulacyjnego. Sieć pomiarową, poniżej linii wodnej, corocznie po zaniku zjawisk lodowych odnawiano — w nawiązaniu do stałych punktów na brzegu stabilnym. Pomiary były wykonywane przy współudziale obserwatorów, raz w tygodniu oraz każdorazowo po nagłych zmianach warunków anemobarycznych lub stanów wody. Systematycznie, 3 razy dziennie, mierzono stan wody, wiatr, parametry fal na podejściu do płycizny przybrzeżnej, ich kierunek oraz zasięg fali przybojowej (napływu) na brzeg akumulacyjny.

W 1977 r. skartowano brzegi zbiornika pod względem geologicznym, morfologicznym i dynamicznym na podkładzie 1:5 000 (prawy brzeg) i 1:10 000 (lewy brzeg). Kartowanie powtórzono w 1980, 1982 i 1984 r. W 1981 r. wykonano podkład sytuacyjno-wysokościowy dla 6 odcinków brzegu o długości 0,5—1,5 km każdy, w podziale 1:500 do szczegółowego kartowania zmian całej strefy brzegowej. Kartowanie powtarzano minimum raz w roku. Równolegle badano powierzchniowe osady denne zbiornika, ze szczególnym uwzględnieniem uziarnienia osadów strefy brzegowej.

WPLYW SPIĘTRZENIA RZEKI NA ZMIANĘ PROCESÓW BRZEGOWYCH

Energia rzeki, wynikająca głównie z nachylenia lustra wody jest wydatkowana na transport materiału różnego pochodzenia, wielkości i kształtu oraz na erozję

podłoża. Ilość energii zależy od wielkości przepływu i prędkości płynięcia. Im większe są przepływy tym większa siła erozyjna i transportowa rzeki. Wahania stanów Wisły w okresie przed spiętrzeniem (1959–1968), na badanym odcinku osiągały 6 m, a średnie przepływy roczne 677–1191 m³/s (Głazik 1978). Przy wysokich stanach i przepływach Wisła niszczyła swe brzegi, szczególnie strome i wysokie — głównie prawy brzeg.

Wybudowanie stopnia piętrzącego we Włocławku zmieniło jej reżim hydrologiczny, zarówno powyżej jak i poniżej zapory. Po przegrodzeniu rzeki i rozpoczęciu spiętrzenia (wiosną 1969 r.) prędkość płynięcia wód stopniowo malała. Pod koniec 1970 r. zakończono spiętrzanie Wisły. Cofka sięga ponad 58 km i kończy się powyżej Płocka. Wahania stanów wód w dolnej i środkowej części powstałego zbiornika nie przekraczają 1,5 m. Jedynie w 1982 r. amplituda wahań przekroczyła 2 m na stopniu i ponad 3 m w rejonie Płocka. Był to wyjątkowy przypadek spowodowany powstałym na zbiorniku zatorem śryżowo-lodowym oraz próbami hydrologicznej walki z nim (Grześ, Banach 1983). Wielkość wahań bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły na odcinku Płock—Włocławek uległa czterokrotnemu zmniejszeniu i jest regulowana głównie potrzebami i bezpieczeństwem stopnia. Spadek zwierciadła wód zmniejszył się z 2l do 0,5 cm/km biegu rzeki, siła erozyjna wyraźnie więc zmalała. Pojawił się jednak nowy czynnik niszczenia brzegów, a mianowicie falowanie. Erozja boczna, polegająca na rozmywaniu i podcinaniu brzegów koryta rzecznoego przez wodę płynącą, zastąpiona została przez abrazję falowania wiatrowego.

Nagła i trwała zmiana bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły o prawie 11 m na stopniu spowodowała wyraźne urozmaicenie linii brzegowej. Na ponad 39 km biegu rzeki zwierciadło ustaliło się powyżej maksymalnych zasięgów wód powodziowych, a więc osiągnęło rzędne będące dotąd poza oddziaływaniem fluwialnych procesów brzegowych.

Zalanie połogich niegdyś podnóży, stabilizujących, ochraniających wysokie i strome brzegi, wzmogło niszczenie brzegów, szczególnie na wypukłościach, oraz sprzyjało akumulacji w zatokach. Systematyczne cofanie się odcinków abrazyjnych, cypli powodowało stopniowe włączanie drobnych odcinków, uprzednio akumulacyjnych, w strefę abrazji. Proces wyrównywania linii brzegowej jeszcze trwa. Równolegle następowała przebudowa profilu poprzecznego, szczególnie podwodnej części brzegu. Przed spiętrzeniem był on wklęsły na odcinkach erozyjnych, obecnie stał się wypukły w wyniku nie wynoszenia poza strefę brzegową wszystkich osadów rozmywanej falami nadwodnej części. Osady te, w procesie abrazji podlegają rozdrabnianiu, sortowaniu i wynoszeniu poza strefę intensywnego oddziaływania falowania. W wyniku tego podwodna część brzegu spłyca się i narasta ku zbiornikowi, a nadwodna część cofa się i obniża (ryc. 2). Taki kierunek procesu powoduje wzrost szerokości i spadek nachylenia płycizny przybrzeżnej oraz gwarantuje spadek aktywności wzmoczonego bezpośrednio po spiętrzeniu procesu przekształcenia brzegu. Płycizna (platforma), ławica przybrzeżna jest nowym, nie istniejącym w warunkach swobodnie płynącej rzeki elementem podwodnej rzeźby brzegowej. Wyrównywanie linii brzegowej i narastanie płycizny sprzyja uruchamianiu wzdłużbrze-

gowego strumienia osadów na wielokilometrowych odcinkach. Energia falowania jest wydatkowana na uruchamianie i transport osadów po płyciźnie i dlatego tempo abrazyj spada. Tylko nałożenie się wyjątkowo wzmożonego falowania z wysokimi stanami wody powoduje obecnie abrazyję klifów.

W warunkach swobodnie płynącej rzeki, zauważalne znaczące niszczenie brzegów zachodziło sporadycznie, głównie w czasie wysokich stanów wody spowodowanych roztopami lub opadami atmosferycznymi. Obecnie stany wody reguluje człowiek, a dynamikę strefy brzegowej — wiatr. Proces abrazyj zachodzi przy wietrznej pogodzie, bez lodu, a jego natężenie regulowane jest prędkością wiatru. Geologia brzegów pozostała w zasadzie bez zmian. Wody podziemne, hydraulicznie związane z Wisłą, uległy trwałemu podparciu, a wahania ich zwierciadła uległy zmniejszeniu. Spadło więc niekorzystne oddziaływanie ciśnienia spływowego wód podziemnych, będącego jednym z czynników destabilizacji całego zbrocza.

GEOLOGIA I MORFOLOGIA BRZEGÓW

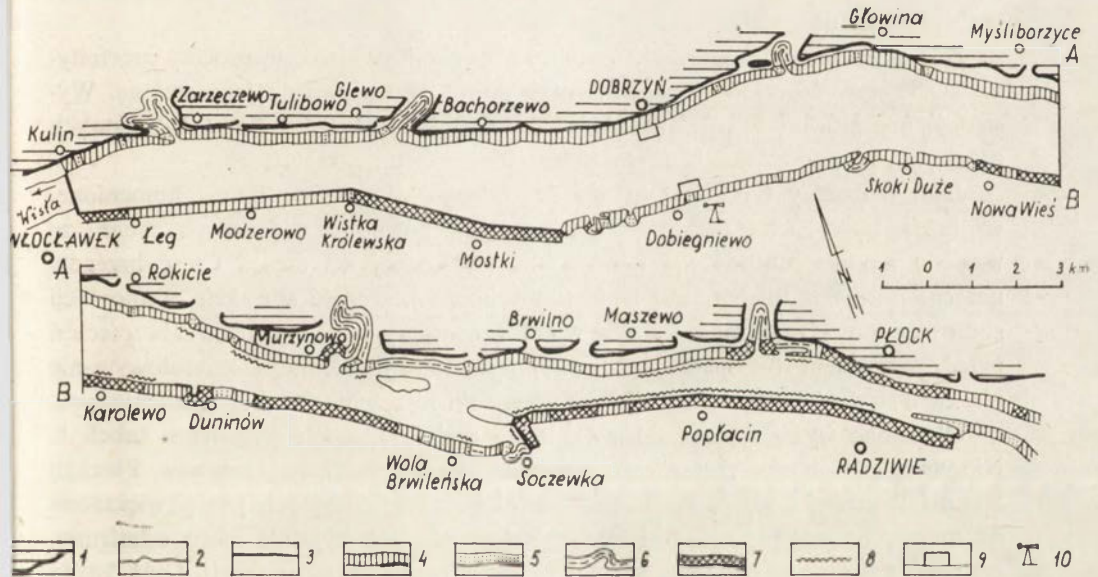
Brzegi zbiornika są silnie zróżnicowane geologicznie i morfologicznie. Prawy brzeg jest wysoki, stromy, zróżnicowany litologicznie. Budują go utwory neogénskie i czwartorzędowe. Neogen wykształcony jest w postaci piasków, pyłów z przewarstwieniami węgla brunatnych miocénskich oraz ilów i pyłów pliocénskich. Neogen jest silnie zaburzony. Strop jego zalega 20 m ponad lustrem wód zbiornika. Na neogénie zalegają zwartym płaszczem osady czwartorzędowe, wykształcone w postaci gliny, piasków, pyłów, ilów i bruku morenowego. Na prawie całej długości prawego brzegu brak poziomów terasowych. Lustro wody dotyka zbrocza wysoczyzny morenowej. Nachylenie stoku warunkowane jest wykształceniem budujących go utworów. Odcinki z przewagą utworów miocénskich i czwartorzędowych są wysokie, strome i stanowią cyple, wypukłości brzegu. Wysokości sięgają 20—45 m, a nachylenie 20—50°. Odcinki o dużym udziale zaburzonych utworów ilastych są niższe i bardziej połogie. Tu rozwijają się osuwiska—zsuwy. Udział koluwiów osuwisk stale lub okresowo czynnych wynosi 22,4% (14,5 km), stanowi to 43,6% (28,2 km) całkowitej długości tego brzegu. Brzeg na tym odcinku jest niższy (do kilku metrów), ale jest głównym dostawcą podatnego na rozmywanie przez fale materiału. Krawędź wysoczyzny na długości 1,2 km naruszają czynne klify, a na odcinku 0,9 km — stale lub okresowo czynne osuwiska—zsuwy. Prawy brzeg stanowi główne źródło dostawy osadów do zbiornika. Dokładniej opracowano geologię i morfologię tego brzegu już wcześniej (Banach 1973, 1977).

Brzeg lewy jest niski i połogi oraz prawie jednorodny litologicznie. Budują go utwory czwartorzędowe i pliocénskie. Pliocén, wykształcony w postaci ilów wychodzi ponad lustro wody, głównie na odcinku Duninów Nowy—Nowa Wieś, osady czwartorzędowe — to piaski i żwiry terasowe z głazami oraz lokalnie piaski wydymowe. Brak tu większych stref osuwiskowych. Najwyższe czynne klify nie przekraczają 6 m. Na znacznej długości brzeg jest umocniony (tab. 1; ryc. 1).

Tabela 1

Typy brzegów zbiornika wrocławskiego – stan po 10 i 15 latach eksploatacji (sierpień 1980 i maj 1985 r.)

Typy brzegów	Ogółem				Brzeg prawy				Brzeg lewy			
	km		%		km		%		km		%	
	1980	1985	1980	1985	1980	1985	1980	1985	1980	1985	1980	1985
Naturalne	96,0	92,1	76,0	73,0	55,5	51,9	100,0	100,0	40,5	40,2	100,0	100,0
abrazyjne	52,6	47,7	41,7	37,8	37,6	34,0	67,7	65,5	15,0	13,7	37,2	34,0
akumulacyjne	5,6	5,4	4,4	4,3	2,6	2,4	4,7	4,6	3,0	3,0	7,3	7,5
neutralne	29,9	30,3	27,7	24,0	3,8	13,8	24,9	26,6	16,1	16,5	39,7	41,1
umocnione	7,9	8,7	6,3	6,9	1,5	1,7	2,7	3,3	6,4	7,0	15,8	17,4
Sztuczne	30,2	34,1	24,0	27,0	9,2	12,8	100,0	100,0	21,0	21,3	100,0	100,0
abrazyjne	4,6	15,0	3,6	11,9	—	3,6	—	28,1	4,6	11,4	21,9	53,5
akumulacyjne	0,2	0,2	0,2	0,1	—	—	—	—	0,2	0,2	1,0	1,0
neutralne	7,9	7,9	6,3	6,3	6,0	6,0	65,2	46,9	1,9	1,9	9,0	8,9
umocnione	17,5	11,0	13,8	8,7	3,2	3,2	34,0	25,0	14,3	7,8	68,1	36,6
Razem	126,2		100,0		64,7		51,3		61,5		48,7	
Abrazyjne	57,2	62,7	45,3	49,7	37,6	37,6	58,2	58,1	19,6	25,1	31,9	40,8
Akumulacyjne	5,8	5,6	4,6	4,4	2,6	2,4	4,0	3,7	3,2	3,2	5,2	5,2
Neutralne	37,8	38,2	30,0	30,3	19,8	19,8	30,7	30,6	18,0	18,4	29,2	30,0
Umocnione	25,4	19,7	20,1	15,6	4,7	4,9	7,1	7,6	20,7	14,8	33,7	24,0
Stabilne	63,2	57,9	50,1	45,9	24,5	24,7	37,9	38,2	38,7	33,2	62,9	54,0
Niestabilne	63,0	68,3	49,9	54,1	40,2	40,0	62,1	61,8	22,8	28,3	37,1	46,0



Ryc. 1. Typy brzegów zbiornika wrocławskiego (maj 1985 r.)

krawędź wysoczyzny morenowej (teras); 2 – brzeg naturalny; 3 – brzeg sztuczny (wały ziemne); 4 – brzeg abrazyjny; 5 – brzeg akumulacyjny; 6 – brzeg neutralny; 7 – brzeg umocniony; 8 – brzeg narefulowany; 9 – miejsce badań stacjonarnych; 10 – stacja terenowa IG i PZ PAN w Dobiegniewo

Types of the Wrocław reservoir banks, May 1985

morainic plateau (terrace) edge; 2 – natural bank; 3 – embankment (earth dikes); 4 – abrasion bank; 5 – accumulation bank; 6 – neutral bank; 7 – fixed bank; 8 – bank covered by material due to the dredging action; 9 – sites of stationary study; 10 – field station of the Institute of Geography and Spatial Organization of the Polish Academy of Sciences at Dobiegniewo

Każda typologia uwzględniająca wiele czynników warunkujących przebieg procesu przekształcenia brzegów nie jest przejrzysta. By tego uniknąć wybrano tylko jeden czynnik — proces morfodynamiczny dominujący obecnie na danym odcinku brzegu, na podstawie którego wyróżniono brzegi: abrazyjne, akumulacyjne, neutralne i umocnione.

Za abrazyjny uznano odcinek brzegu, na którym w dłuższym okresie (rok) ubywa osadów. Nadwodna część brzegu cofa się, a górna część platformy obniża się. Zaliczono tu każdy brzeg, bez względu na wysokość, nachylenie i litologię nadwodnej jego części.

Akumulacyjny to taki odcinek brzegu, na którym w dłuższym okresie przybywa osadów. Nadwodna część brzegu postępuje ku przodowi (ku zbiornikowi), a górna część platformy podnosi się. W wielu przypadkach stwierdza się, iż brzeg, będący akumulacyjnym w pierwszych latach po spiętrzeniu, staje się z czasem abrazyjnym, na skutek ciągłego cofania znajdujących się w sąsiedztwie odcinków abrazyjnych. Są i sytuacje odwrotne, odcinki początkowo abrazyjne stają się akumulacyjne na skutek obfitej dostawy osadów z sąsiedztwa i ogólnego spłylenia podwodnej części brzegu. Martwe klify wyznaczają ich zasięg. Konsekwencją powyższego procesu jest prostowanie linii brzegowej. Odcinki akumulacyjne rzadko przekraczają 100 m długości.

Za neutralne uznano brzegi, wzdłuż których odbywające się procesy morfodynamiczne wywołane falowaniem nie mają istotnego wpływu na jego zmianę. Występują one głównie w cofkowych partiach dopływów Wisły i w innych większych zatokach. W przyszłości będą to brzegi biogeniczne, zarastające.

Jako oddzielny typ, zbliżony do neutralnego wyróżniono brzegi umocnione, wzdłuż których zachodzące procesy fizyczne nie powodują widocznych zmian, ze względu na niepodatność na rozmywanie nadwodnej ich części. Część brzegów umocniono przed spiętrzeniem rzeki (tamy boczne), a część w trakcie eksploatacji zbiornika (brzegi naturalne — abrazyjne). Stosowany typ umocnień, zabezpieczeń przed rozmyciem to opaski betonowe, faszynowo-kamienne i zarefulowywanie piaskiem strefy brzegowej. Rzadkie są przypadki niszczenia brzegów umocnionych.

Określone wyżej typy przedstawiono na rycinie 1, a ich długości w tabeli 1. Nie uwzględniono w zestawieniu brzegów stopnia wodnego, basenów Płockiej Stoczni Rzecznej i wysp. Większość odcinków akumulacyjnych jest powiększona na mapie, ze względów technicznych. Należy również wyjaśnić nieco odmienny, od przedstawionego powyżej, podział brzegów zastosowany w tabeli. Otóż każdy wał ziemny usypany przed spiętrzeniem rzeki, a odgradzający zbiornik od obszarów depresyjnych w sąsiedztwie, stanowi brzeg sztuczny. Może on być umocniony lub nie umocniony. By nie zgubić w podziale brzegów sztucznych nie umocnionych, podlegających abrazji czy też akumulacji, zastosowano podział ogólniejszy i na brzegi naturalne oraz sztuczne.

W 1985 r., w porównaniu z 1980 r., wzrosła trzykrotnie długość brzegów sztucznych abrazyjnych przy równoczesnym spadku długości brzegów umocnionych i na-

Tabela 2

Zmiany ilościowe brzegów zbiornika wrocławskiego

Rodzaj parametru	Jednostki	Prawy brzeg 1977—1980	Lewy brzeg 1976—1980	1981—1985	
				Prawy brzeg	Lewy brzeg
Długość brzegu abrazyjnego	km	37,6	19,6	34,0*	18,3*
Długość brzegu akumulacyjnego	km	2,6	3,2	2,4	3,2
Średnia wysokość brzegu abrazyjnego	m	8,4	1,3	7,4	1,2
Średnia wysokość brzegu akumulacyjnego	m	0,4	0,4	0,4	0,4
Szybkość cofania się brzegu	m/rok	0,8	1,2	0,5	0,8
Szybkość przyrostu brzegu	m/rok	1,4	1,6	0,9	0,5
Ubytek materiału z 1 m bieżącego brzegu	m ³ /rok	6,7	1,6	3,7	1,0
Akumulacja materiału na 1 m bieżącym brzegu	m ³ /rok	0,5	0,6	0,4	0,2
Objętość rozmytego materiału	tys. m ³ /rok	245,9	31,4	125,8	18,3
Objętość zakumulowanego materiału	tys. m ³ /rok	1,3	1,9	0,7	0,6
Różnica między objętością rozmytego i zakumulowanego materiału	tys. m ³ /rok	244,6	29,5	125,1	17,7
Objętość materiału dostającego się do zbiornika	tys. m ³ /rok		274,1		142,8

* Wartości pomniejszone o odcinki zarefulowane w latach 1981—1985, na których nie prowadzono badań.

turalnych abrazyjnych. Stało się to na skutek podjęcia wzmoczonych prac bagrowniczych i podwyższania zapór bocznych uzyskanym urobkiem. Prace powyższe podjęto wiosną 1982 r. po katastrofalnej powodzi zatorowej w rejonie Płocka w styczniu 1982 r. Na lewym brzegu zarefulowano głównie brzegi sztuczne: abrazyjne i umocnione, na odcinku Płock (Radziwie) — Soczewka oraz w Karolewie. Na prawym natomiast, brzegi naturalne abrazyjne od ujścia Brzeźnicy w Płocku do Maszewa oraz fragmentami w Biskupicach, Murzynowie i Uniejowie (ryc. 1). Są to brzegi sztuczne, aktualnie abrazyjne.

ZMIANY ILOŚCIOWE PRZEKSZTAŁCENIA BRZEGÓW

W tabeli 2 przedstawiono w sposób syntetyczny zmiany ilościowe brzegów zbiornika (oddzielnie prawego i lewego) w ostatnich 9 latach, z rozbiem na 2 okresy. Kierunek i charakter rozwoju brzegów w tych okresach scharakteryzowano średnimi rocznymi wartościami cofania się i przyrostu linii brzegowej oraz objętościami rozmytego i zakumulowanego materiału. Dostawa osadów z brzegu do zbiornika maleje z upływem lat. Średnio za okres 1977—1980 wynosiła 0,274 mln m³/rok, a 1981—1985 0,143 mln m³/rok, a więc prawie o połowę mniej. Aspekt praktyczny powyższych obliczeń sprowadza się do określenia udziału osadów pochodzących z rozmytych brzegów w wypełnianiu misy zbiornika. Centralne Biuro Studiów i Projektów Budownictwa Wodnego „Hydroprojekt” we Włocławku wykonuje sondowanie zbiornika w 81 przekrojach poprzecznych od 1971 r. We wszystkich przekrojach powtórzono pomiary w 1978, 1981 i 1984 r. Obliczono wielkość osadów akumulowanych w zbiorniku oraz średnie roczne wartości dla poszczególnych okresów. Wahają się one od 1,0 do 4,0 mln m³/rok, zależnie od sytuacji hydrologicznej okresu — w latach „mokrych” sedimentacja jest większa. Przez 13 lat, począwszy od 1971 r. zakumulowane zostało 24,6 mln m³ osadów, stanowi to 6,4% całkowitej pojemności zbiornika (*Procesy...* 1984). Udział osadów pochodzenia brzegowego w zamulaniu stanowił 6,9—19,6% — według danych za okres 1976—1980, a 3,6—14,3% — według danych 1981—1985 (tab. 3). Są to wartości nadzwyczaj duże w porównaniu z podawanymi z innych obszarów Polski, np. w zbiorniku rożnowskim po 20 latach istnienia udział osadów pochodzących z roz-

Tabela 3
Sedymentacja w zbiorniku włocławskim i udział dostawy z brzegów

Okres	Lat	mln m ³	mln m ³ /rok	Procent całkowitej pojemności zbiornika	Dostawa z brzegów			
					1976—1980		1981—1985	
					mln m ³	%	mln m ³	%
1971—1978	7	9,7	1,4	2,4	—	19,6	—	10,2
1978—1981	3	12,0	4,0	2,9	0,274	6,9	—	3,6
1971—1981	10	21,7	2,2	5,3	—	12,5	—	6,5
1981—1984	3	2,9	1,0	6,4	—	—	0,143	14,3
1971—1984	13	24,6	1,9	6,4	—	—	—	7,5

Lewą część tabeli zestawiono na podstawie: *Procesy...*, 1984 oraz M. Grześ 1983.

mytych brzegów, w całokształcie procesu jego zamulania wynosił 1% (Cyberski 1965). Inni określają ten udział w sposób nieprecyzyjny, np. „niewielki”, „stosunkowo nieznaczny” (Wiśniewski 1966, 1969), „duży”, „znaczny” (Kieraś i in. 1973; Kostecki 1975; Dąbkowski 1978). Z upływem lat udział ten maleje. Największy jest w pierwszych latach po zakończeniu piętrzenia rzeki.

Zmierzone wielkości cofania się brzegów są silnie zróżnicowane, w latach 1977—1980 zmieniają się od 0,3 do 6,0 m, a 1981—1985 — od 0,5 do 11,0 m. Objętość rozmytych osadów z 1 m bieżącego brzegu, za te same okresy mieściła się w granicach od 0,3 do 48,0 m³ oraz od 0,4 do 64,0 m³. Po 15 latach istnienia zbiornika brzeg cofnął się maksymalnie o 51 m w Dobrzyniu (Nowe Miasto). W środkowej partii zbiornika cofanie się brzegów ponad 30 m nie należy do rzadkości. Objętość rozmytych skał z 1 m, za ten sam okres osiągnęła tu maksymalnie 200 m³, a ponad 100 m³ zanotowano na kilku odcinkach. Najszybciej cofają się brzegi wypukłe, niskie, osuwiskowe i wydmore. Najwięcej osadów dostaje się do zbiornika z brzegów wysokich i wypukłych, wystawionych na dominujący kierunek falowania wiatrowego, tj. z NW i SW (*Prędkość...* 1985). Większość materiału ze zniszczonych brzegów buduje platformy przybrzeżne, a tylko nieznaczna część dostaje się na dno otwartego akwenu lub wynoszona jest w postaci zawiesiny poniżej stopnia (Cyberski 1965; Ikonnikow 1972; Kaczugin 1975; Kornilow i in. 1979).

CHARAKTER PLATFORM PRZYBRZEŻNYCH

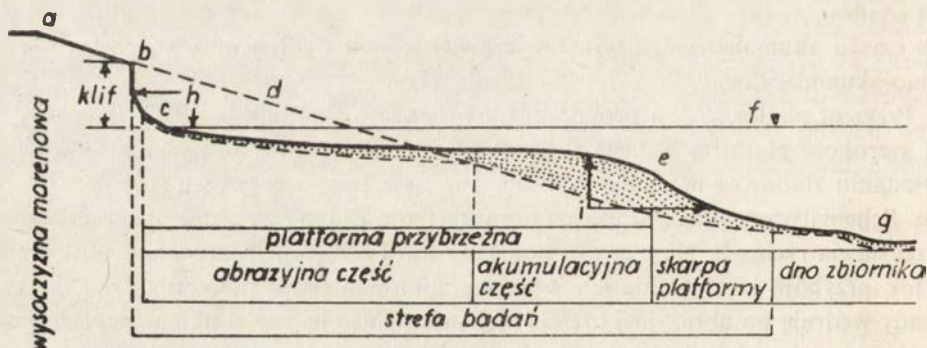
Platforma przybrzeżna powstaje w wyniku cofania się brzegu oraz akumulacji wędrujących osadów po zalanym stoku doliny. Na niektórych odcinkach tworzy się ona z materiału unoszonego prądem przybrzeżnym, warunkowanym reżimem falowania. W wielu przypadkach, na skutek obecności wzdłużbrzegowego strumienia osadów, rozwój płycizn przybrzeżnych odbywa się według czysto abrazyjnego lub czysto akumulacyjnego typu, najczęściej jednak według mieszanego, tj. abrazyjno-akumulacyjnego.

Przyrost platformy jest proporcjonalny do czasu (Ikonnikow 1972). Z upływem lat szerokość platform wzrasta (tab. 4). Wąskie płycizny w pierwszych latach po powstaniu zbiornika narastają szybciej, z czasem tempo przyrostu stopniowo maleje. Schematyczny przekrój brzegu abrazyjnego o dobrze wykształconej platformie przedstawia rycina 2. Na plaży, u podstawy klifu następuje rozmywanie skał przez potok przyboju i zabieranie ich w stronę zbiornika przez powrotny prąd denny. Osady wędrują po abrazyjnej części i deponowane są na części akumulacyjnej oraz na skarpie, na stoku platformy. Najdrobniejsze cząstki gruntu wynoszone są w postaci zawiesiny na otwarty akwen. Efekt oddziaływania fal na brzeg maleje w miarę przyrostu płycizny (Akimow i in. 1975; Kornilow i in. 1979).

Parametry platform przybrzeżnych dla wybranych odcinków zestawiono w tabeli 4. Szerokość tych platform zawiera się w granicach 7—50 m i jest zależna głównie od początkowego zarysu stoku oraz od warunków hydrodynamicznych całej strefy brzegowej. Jeżeli powyższe dwa warunki są zbliżone, wtedy uwidacznia się wpływ charakteru utworów budujących klif oraz zarys linii brzegowej. Wzdłuż

Parametry platform przybrzeżnych wzdłuż abrazyjnych brzegów zbiornika wrocławskiego

Nazwa profilu	Rok	Wysokość brzegu (m)	Szerokość platformy (m)	Kąt nachylenia w stopniach	
				platformy	skarpy platformy
Kulin	1978	27,0	14	6	31
	1982	27,0	17	7	26
Tułibowo	1978	3,0	12	6	11
	1982	3,5	22	5	25
Dobrzyń – Rybaki	1972	4,6	11	10	22
	1980	4,6	16	5	29
	1983	4,6	20	7	31
Dobrzyń – Góra Zamkowa	1972	46,0	7	8	28
	1978	46,0	20	3	30
	1983	46,0	16	4	32
Dobrzyń – osuwisko	1973	1,5	15	9	30
	1978	1,5	23	4	19
	1983	1,5	21	5	20
Rokicie	1978	1,8	30	3	8
	1984	2,5	50	3	5
Płock – Podolszyce	1978	3,1	7	7	—
	1983	3,1	7	9	23
Dobiegiewo	1978	0,5	8	5	25
	1983	0,6	18	4	22



Ryc. 2. Schematyczny przekrój platformy przybrzeżnej wzdłuż brzegu abrazyjnego

a – krawędź wysoczyzny; b – krawędź klifu; c – plaża; d – pierwotny zarys stoku; e – krawędź platformy przybrzeżnej; f – średni poziom wód zbiornika; g – dawne koryto Wisły; h – strefa ubytku osadów; i – strefa przyrostu osadów

Schematic section of a nearbank platform along the abrasion bank

a – plateau edge; b – cliff edge; c – beach; d – original outline of slope; e – nearbank platform edge; f – average reservoir water level; g – former Vistula channel; h – zone of sediments' decrease; i – zone of sediments' increase

brzegów o stromym pierwotnym zarysie zalanego stoku platformy są węższe i bardziej nachylone, a wzdłuż brzegów o połogim początkowym zarysie są szersze i łagodniejsze. Płycizny dobrze są ukształtowane w środkowym odcinku zbiornika, w górnym natomiast są wąskie i strome. W sąsiedztwie brzegów ilastych nachylenie platformy jest większe aniżeli w sąsiedztwie brzegów piaszczysto-żwirowych; nachylenie skorupy platformy wykazuje natomiast zależność odwrotną (porównaj Dobrzyń—Góra Zamkowa i osuwisko). Szybszy jest przyrost platform w zatokach aniżeli w sąsiedztwie cypli. Wiąże się to z rozkładem energii falowania oraz z procesem wędrowki osadów wzdłuż brzegu. Po zawietrznej stronie cypli energia fal maleje i dlatego akumulacja osadów jest tu większa. Zjawisko to powoduje wyrównywanie linii brzegowej. W przypadku zbiornika wrocławskiego największa akumulacja zachodzi po wschodniej stronie cypli, ze względu na przeważający zachodni kierunek wiatrów.

PODSUMOWANIE

W wyniku przegrodzenia rzeki zaporą nastąpiła zmiana procesów brzegowych — erozja Wisły została zastąpiona abrazją falowania wiatrowego zwiększonych powierzchni wodnych. Czynnikiem ten okazał się wielokrotnie silniejszy, szczególnie w pierwszych kilku latach po spiętrzeniu rzeki. Z upływem lat agresywność jego malała, głównie na skutek przebudowy morfologii podwodnej części strefy brzegowej. Poszerzająca się z czasem płycizna przybrzeżna jest naturalnym quasi-falochronem, na którym fale wytracają znaczną część swej energii. Po 15 latach istnienia zbiornika tylko nałożenie się wyjątkowo wzmoczonego falowania z wysokimi stanami wody powoduje abrazję klifów.

Powstanie zbiornika wywołało wiele zjawisk wpływających korzystnie bądź niekorzystnie na stateczność brzegów. W ostatecznym bilansie impulsem było zachwianie równowagi dynamicznej wysokich brzegów, szczególnie prawego. Uwidoczniło się to poprzez:

- a) intensywne rozmywanie brzegu przez fale,
- b) wzmoczenie aktywności istniejących osuwisk,
- c) powstanie nowych osuwisk,
- d) wkraczanie osuwisk w obszar wysoczyzny.

Zjawiska powyższe nastąpiły w wyniku zatopienia połogich podnóży stoków brzegowych i wzmoczonego procesu abrazji, cofania się brzegów i wzrostu kąta nachylenia zboczy. Od końca lat siedemdziesiątych intensywność procesów geodynamicznych wyraźnie spadła, głównie wskutek utworzenia się nowej podstawy stoków — platformy przybrzeżnej. Przyczyna spadku aktywności procesów geodynamicznych tkwi nie tylko w malejącej aktywności hydrodynamicznej rzeki (przyrost platformy i spadek prędkości wiatru), lecz również w mniejszym uwilgotnieniu koluwiów będącego wynikiem mniejszych opadów atmosferycznych w ostatnich latach (tab. 5). Należy liczyć się z dalszym wkraczaniem osuwisk i obrwów w obręb wysoczyzny morenowej, ale w tempie wolniejszym niż dotychczas.

Prawy brzeg ma wyjątkowo niekorzystne warunki stateczności. Szczególnie

Tabela 5

Półroczne i roczne sumy opadów atmosferycznych (mm) oraz prędkości wiatru za okres 15 lat istnienia zbiornika wrocławskiego

Okres	Rok														
	1969— 1970+	1970— 1971+	1971— 1972+	1972— 1973+	1973— 1974+	1974— 1975+	1975— 1976+	1976— 1977+	1977— 1978++	1978— 1979++	1979— 1980++	1980— 1981++	1981— 1982++	1982— 1983++	1983— 1984++
XI—IV	186	257	135	192	143	156	105	212	132	164	189	177	202	209	263
V—X	324	368	351	311	372	258	269	372	368	286	441	331	201	226	256
Rok hydrologiczny	510	625	486	503	515	414	374	584	500	450	630	508	404	435	519
Średnie prędkości wiatru m/s	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,7	3,8	3,6	3,1	3,4	3,2

+ Stacja opadowa Dobrzyń n./Wisła

++ Stacja opadowa Instytutu Geografii i PZ PAN w Dobiegniewie

sprzyjają temu zaburzone utwory neogeńskie, ilaste, wyniesione ponad zwierciadło wód zbiornika. Ponad 22% długości brzegu stanowią koluwia osuwisk stale lub okresowo czynnych. Jest to brzeg wysoki, stromy, zróżnicowany hydrogeologicznie i geodynamicznie. Stąd do zbiornika dostaje się 86% osadów brzegowych.

Przekształcenie brzegów jest procesem złożonym, wieloczynnikowym, gdzie wiodącym czynnikiem jest hydrodynamiczna aktywność akwenu. Tempo rozwoju procesów brzegowych oraz stokowych jest zmienne w czasie i przestrzeni. Należy podkreślić, że ich rozwój jest uzależniony z jednej strony od dynamiki zbiornika — bezpośredniej przyczyny degradacji, z drugiej zaś od budowy geologicznej i warunków wodnych panujących na zboczu. Zarówno dynamika zbiornika jak i zbocza jest modyfikowana czynnikami meteorologicznymi (opadami i wiatrem), dlatego też spadek tempa ruchu koluwiów, od końca lat siedemdziesiątych nie świadczy jeszcze o stałości tendencji wygaszania aktywności zbiornika.

Hydrodynamika strefy brzegowej w rejonie Płocka ma wiele cech rzeki swobodnie płynącej. Płycizny przybrzeżne są wąskie, a granulometria osadów dennych w przekroju poprzecznym nie wykazuje zróżnicowania, średnica ziarn nie maleje z oddaleniem od linii brzegowej, co jest typowe dla zbiorników wód stojących.

Naturalność procesu przekształcenia brzegów zbiornika jest zakłócona działalnością człowieka. Wpływ ten rozpoczął się w kilka lat po powstaniu akwenu, z chwilą rozpoczęcia niezbędnych umocnień brzegów abrazyjnych, a nasilił się od 1982 r., kiedy podjęto intensywne prace bagrownicze. Według informacji Okręgowej Dyrekcji Gospodarki Wodnej do końca 1984 r. wydobyto ze zbiornika 10,2 mln m³ osadów, z czego 20,5% (2,1 mln m³) na cele budowlane, a reszta (8,1 mln m³) jest regulowana w strefę brzegową (ok. 70%) lub w inne miejsce otwartego akwenu. Od 1982 r. wybagrowano 5,5 mln m³ osadów, które zdeponowano w strefie brzegowej, w głównej mierze ponad linią wody. Uważa się, iż zbyt mała wartość akumulacji w zbiorniku w okresie 1981—1984, wyliczona przez „Hydroprojekt” na 2,9 mln m³, tj. poniżej 1 mln m³/rok (*Procesy...* 1984), nie wynika z „suchych” lat hydrologicznych, lecz z nieuwzględnienia w bilansie wyeksploatowanych w tym czasie osadów. Uwzględniając wyżej podaną wartość roczną, wielkość akumulacji w zbiorniku byłaby zbliżona do średniej rocznej z wielolecia (1971—1984), tj. 1,9—2,0 mln m³/rok.

W procesie rozwoju brzegów sztucznych zbiorników wodnych można wydzielić trzy stadia: stadium początkowe, intensywnego niszczenia brzegów oraz stadium dynamicznej równowagi między procesami abrazji, akumulacji i reżimem stanów wody (Pieczerman i in. 1980). Na przełomie lat siedemdziesiątych i osiemdziesiątych brzegi zbiornika wrocławskiego weszły w trzecie stadium swego rozwoju. W pełni są wykształcone strefy zasilania (niszczenia brzegu), tranzytu i akumulacji wzdłużbrzegowego strumienia osadów. Strefy powyższe zmieniają się, kurczą lub rozszerzają w czasie i przestrzeni w zależności od kierunku i natężenia falowania. Parametry platform przybrzeżnych zmieniają się nieznacznie, szerokości ich są wystarczające, by „pomieścić” wzdłużbrzegowy strumień osadów. Wejście w ostatnie stadium nie oznacza jednak zupełnego zahamowania procesu przekształcania brzegów, lecz jedynie widoczny spadek jego tempa.

LITERATURA

- Akimow I. K., Iwanow W. S., Jarosławoiew N. A., 1975, *Formiowanie bieriegow*, [w:] *Wodochroniliszczaz wierchniej Wolgi*, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Banach M., 1973, *Budowa geologiczna a powierzchniowe ruchy masowe na prawym zboczach doliny Wisły między Płockiem a Włocławkiem*, *Przeł. Geogr.*, t. 45, z. 2.
- 1977, *Rozwój osuwisk na prawym zboczach doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, nr 124.
- 1981, *Abrazja brzegów a zamulanie zbiornika „Włocławek”*, *Gosp. Wodna*, nr 11–12.
- 1983, *Zmiany brzegów zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku*, [w:] *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, Warszawa.
- Cyberski J., 1965, *Procesy denudacyjne w strefie przybrzeżnej zbiornika rożnowskiego*, *Wiad. St. Hydrol. i Meteorol.*, nr 3–4.
- Dąbkowski S. L., 1978, *Wyniki wstępnych badań abrazji brzegu zbiornika Nysa*, *Gosp. Wodna*, nr 10.
- Głazik R., 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na dolnej Wiśle we Włocławku na zmianę stosunków wodnych w dolinie*, *Dokum. Geogr.*, z. 2–3.
- Grześ M., 1983, *Niektóre problemy stopnia wodnego „Włocławek” i jego zbiornika*, *Czas. Geogr.*, t. 54, z. 4.
- Grześ M., Banach M., 1983, *Powódź zatorowa na Wiśle w styczniu 1982 roku*, *Przeł. Geogr.*, t. 55, z. 1.
- Ikonnikow L. B., 1972, *Formiowanie bieriegow wodochroniliszczaz*, *Izd. Nauka*, Moskwa.
- Kaczugin E. G., 1975, *Geologiczeskije izuczenije dynamiki bieriegow wodochroniliszczaz*, *Izd. Nauka*, Moskwa.
- Kieraś W., Majka I., Racinowski R., 1973, *Próba określenia ilościowej charakterystyki abrazji na zbiorniku soliniskim*, *Gosp. Wodna*, nr 4.
- Kornilow B. A., Szarapow W. A., Szarkow W. M., 1979, *Formiowanie bieriegow i dna wodochroniliszczaz*, [w:] *Wodochroniliszczaz mira*, *Izd. Nauka*, Moskwa.
- Kostecki M., 1975, *Wstępne obserwacje nad transformacją brzegów zbiornika w Tresnej*, *Gosp. Wodna*, nr 4.
- Pieczerkin I. A., Pieczerkin A. I., Kaczenow W. I., *Tieoreticzeskije osnovy prognozirowanija ekzogenicnych geologiczeskich procesow na bieriegach wodochroniliszczaz*, *Izd. Gosudarstwiennij Uniwiersitet im. A. M. Gorkogo*, Perm.
- Prędkość i kierunki wiatru w Dobiegniewie*, 1985, *Praca zbiorowa IGiPZ PAN*, Toruń (mpis).
- Procesy sedymentacyjne w zbiorniku „Włocławek”*, 1984, *Praca zbiorowa „Hydroprojekt” O/Włocławek* (mpis).
- Wiśniewski B., 1966, *Badania dynamiki jezior i zbiorników wodnych przeprowadzone przez IGW w 1964 roku*, *Gosp. Wodna*, nr 1.
- 1969, *Zamulanie zbiorników wodnych w Polsce oraz próba jego prognozy na podstawie intensywności denudacji*, *Arch. Hydrotechn.*, z. 4.

MODIFICATION OF THE WŁOCLAWEK RESERVOIR BANKS

Summary

This article is a preliminary comparative study of changes in the reservoir banks, especially a quantitative assessment with reference to the years 1976–1980 and 1981–1985. The above research problem is included within the research programme on “The dynamics of the Włocławek reservoir banks”. The objective of this study has been to provide information about the nature and rates of changes in the overbank zone that extends from the edge of the emerging part of the bank as far as the base of a nearbank platform (Fig. 2). Both banks were subjected to investigations over a distance of about 50 km. The investigation involved using the method of geodetic measurements in cross-sections and detailed morphological analysis of six selected sections. The banks have been mapped in respect of morphologic, geologic and dynamic characteristics. Also bottom deposits were analyzed, with special reference to those derived from the overbank zone.

The damming height of the river is 11 m. The basin covers an area of 70 sq km. Basically, water level fluctuations do not exceed 1.5 m. Lateral erosion in the Vistula has been replaced by abrasion. This factor proved particularly powerful in the first several years after damming.

The right bank displays characteristics exceptionally adverse to stability. This is the case due to the presence of deformed Neogene clayey deposits elevated above the reservoir water table. Over 22 per cent of the bank length consists of colluvial material contained in permanently or temporarily active landslides. It is a high steep bank which displays varying hydrogeology and geodynamics and supplies 86 per cent of the overbank sediment bulk to the reservoir. The left bank is low, gently sloping and uniform in respect of lithology. A morphodynamic process prevailing now along a given reach serves as a basis for distinguishing between abrasion, accumulation, neutral and fixed banks (Fig. 1). Abrasion banks are those from which sediments are removed over a prolonged period of time (a year); their emerging part retreats, whereas the submerged one sinks. Each bank can be identified with this type, irrespective of height, slope angle and lithology of the emerging part. Nearly half the length of all banks (Table 1) represents this type. The mean annual amount of sediments on the order of 0.143 million cu m, i.e. 14.3 per cent of the total siltation rates (Table 3), is supplied by them to the reservoir.

The rates of bank recession are highly variable. They reach 50 m at a maximum over the whole period of exploitation. The rates of over 30 m are not infrequent. Convex, low slide and dune banks are the ones that retreat most rapidly. Platforms of abrasion-accumulative origin are prevailing in the reservoir at present. Their widths range from 7 to 50 m, most frequently 15 to 25 m, while slope angle is 4 to 7°. They are a new permanent feature of the overbank zone relief, which is a quasi-breakwater against which waves dissipate much of their energy. It is provided chiefly to move deposits along the bank. At the turn of the seventies the reservoir banks reached a state of dynamic equilibrium between the processes of abrasion, deposition and water stage regime. Natural modification of the reservoir banks is disturbed by man's activity which has been particularly intense after dredging was begun in the upper part of the reservoir in 1982.

Translated by Ewa Wielebska

ПРЕОБРАЖЕНИЕ БЕРЕГОВ ВЛОЦЛАВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Резюме

Статья заключает результаты предварительного изучения преобразования берегов водохранилища на основе главным образом количественных данных 1976–1980 и 1981–1985 годов. Проблема изучалась в рамках темы: „Динамика берегов влоцлавского водохранилища”. Целью было изучение характера и темпа изменения береговой зоны, тянущейся от прибрежного уступа до подножья прибрежной платформы (рис. 1). Исследовались оба берега на участке ок. 50 км. Был использован метод геодезических измерений вдоль поперечных разрезов и подробный морфологический анализ 6 выбранных участков. Было проведено морфологическое, геологическое и динамическое картирование берегов. Исследовались осадки дна водохранилища, особенно в прибрежной зоне.

Подпор реки составляет 11 м. Водоохранилище занимает поверхность 70 кв. км. Колебания уровня воды не больше 1,5 м. Боковую эрозию Вислы заменила абразия. Этот фактор был особенно агрессивен в течение нескольких лет после подпора.

Правый берег исключительно нестабилен. В его строении принимают участие деформированные отложения неогена — глины, залегающие над уровнем вод водохранилища. На свыше 22% длины берега залегает коллювий оползней постоянно или периодически движущихся. Берег высок, крут и различен в гидрогеологическом и геодинамическом отношении. С него в водохранилище поступает 86% береговых отложений. Принимая во внимание преобладающий на данном участке морфодинамический процесс автор выделил участки берега: абразионные, аккумулятивные, нейтральные, укрепленные (рис. 1). Абразионным был признан берег, на котором в течение продолжительного времени (год) наблюдается убывание отложений; надводная часть берега отступает, подводная понижается. Таким участком признан каждый берег независимо от высоты, наклона и литологического сложения его надводной части. Такой тип берега занимает почти половину длины всех берегов, с которых в среднем в течение года поступает в водохранилище 0.143 милл. куб. м отложений, т.е. 14,3% суммарной величины заполнения (таб. 3).

Величина отступления берегов различна, максимальная достигает 50 м за весь период эксплуатации водохранилища, величина в 30 м проявляется часто. Быстрее всего отступают берега выпуклые, низкие, оползневые и дюнные. В настоящее время в водохранилище преобладают абразионно-аккумулятивные платформы. Их ширина колеблется в границах 7–50 м, чаще всего 15–25 м. Их уклон составляет 4–7°. Они являются новым, устойчивым элементом рельефа береговой зоны, играющим роль квази волнореза, на котором волны теряют значительную часть своей энергии. Последняя уходит главным образом на приведение в движение вдольберегового потока наносов. На переломе 70-десятых и 80-десятых годов берега бассейна вошли в стадию динамического равновесия процессов абразии, аккумуляции и режима колебаний уровней воды. Естественный процесс преобразования берегов водохранилища нарушается деятельностью человека, особенно интенсивной в связи с землечерпательными работами, предпринятыми в большом масштабе в 1982 году в верхней его части.

Перевела Катажина Страшевска

ZYGMUNT BABIŃSKI

ZMIANY WARUNKÓW HYDROLOGICZNYCH I MORFOLOGICZNYCH WISŁY PONIŻEJ STOPNIA WODNEGO „WŁOCLAWEK”

WPROWADZENIE

Zagadnienie oddziaływania stopni wodnych na procesy korytowe w dolnych stanowiskach, jak dotychczas, nie doczekało się kompleksowego opracowania. W publikowanych pracach problem ten traktowany jest bądź w sposób ogólnoinformacyjny, bądź cząstkowy, omawiając tylko niektóre jego aspekty (Popow 1962; Apołłow 1963; Gruszewskij i Erikson 1968; Hammand 1972; Antropowski 1973; Gregory i Park 1974; Graf 1980; Ikonnikow 1982). W sposób bardziej kompleksowy zagadnienie to zostało opracowane przez G. P. Williams'a i M. G. Wolmana (1984). Stosując metody matematyczne przeprowadzili oni analizę porównawczą wpływu 21 stopni wodnych na dolne stanowiska. Otrzymali oni pewne związki przyczynowo-skutkowe zmian morfologii koryt i hydrologii rzek na odcinkach o intensywnej erozji wgłębnej. Zarówno ci, jak i wyżej cytowani badacze jako główną przyczynę erozji wgłębnej, poniżej stopni, upatrują we wzroście energii wód „oczyszczonych” z rumowiska w górnych częściach czasz zbiorników. Zdaniem autora (Babiński 1982; 1984), w przypadku stopnia wodnego „Włocławek” czynnik ten w procesie erozji wgłębnej nie jest tak ważny jak chwilowe przyrosty energii kinetycznej i potencjalnej, spowodowane szczytowo-interwencyjną pracą elektrowni. I chociaż ten wpływ, zaznaczający się w postaci wahań stanów wody, sięga aż około 200 km w dół od stopnia (Machalewski i in. 1974), to bezpośrednio jego oddziaływanie na procesy erozyjne ogranicza się do odcinka długości około 20–25 km. O odcinkach podobnej długości (w przypadku rzek dużych 40 km) mówią również wymienieni wyżej autorzy dla rzek ZSRR i USA. Autorzy ci również wskazują intensywność tego procesu w bezpośrednim sąsiedztwie stopni wodnych i w początkowych latach ich działalności, podobnie jak np. w przypadku stopnia „Włocławek” (Babiński 1982; 1984). Należy dodać, że zagadnienie to dla analizowanego stopnia wodnego „Włocławek” zostało również opracowane przez W. Machalewskiego i in. (1974), J. Mrozińskiego i A. Połujkisa (1974), A. Bittnera (1976).

Niniejsze opracowanie jest uzupełnieniem w czasie i przestrzeni dotychczasowych analiz zmian koryta Wisły po wybudowaniu stopnia wodnego „Włocławek”,

przedstawia również zagadnienie natężenia i zasięgu procesów erozyjnych poniżej stopnia w okresie 17 lat jego istnienia.

Do analizy tego problemu wykorzystano głównie mapy sytuacyjno-wysokościowe oraz plany batymetryczne koryta Wisły w skali 1:5 000 i 1:10 000, jak również zinterpretowane zdjęcia lotnicze, stosując metodę kolejnych porównań. Wykorzystano także profile podłużne i poprzeczne koryta wykonane echosondą oraz sondą ręczną, których parametry obliczone metodą planimetryczną do ustalonego stanu wody, wynoszącego na wodowskazie Włocławek — 260 cm, posłużyły m. in. do określenia bilansu rumowiska. W ten sposób analizą objęto koryto Wisły na odcinku około 20 km w dół od stopnia wodnego „Włocławek” i to od momentu rozpoczęcia prac nad jego budową.

W badaniach dotyczących wpływu stopnia wodnego na procesy korytowe w dolnym stanowisku, stosując hydrologiczną metodę badawczą, wykorzystano niektóre dane wodowskazowe Wisły punktu obserwacyjnego Włocławek i Chełmno — jako miejsca nie będącego pod wpływem zbiornika. Dane te dotyczą pomiarów stanów wody z godz. 7⁰⁰. Należy dodać, że dla Włocławka nie są one reprezentatywne ze względu na szczytowo-interwencyjną pracę stopnia wodnego. Wartości te uzupełniono (jeśli było to możliwe) danymi codziennymi punktu obserwacyjnego na stopniu wodnym i limnigramami przy wodowskazie we Włocławku dla okresu od stycznia 1971 r. do października 1974 oraz danymi limnigraficznymi IMGW za rok hydrologiczny 1979. Należy więc zaznaczyć, że przeprowadzona krótka charakterystyka hydrologiczna (niektóre jej elementy) ma charakter pogłębiony i nie należy jej traktować jako analizy szczegółowej.

ZJAWISKA HYDROLOGICZNE A PROCES EROZJI WGLĘBNEJ

Przed wybudowaniem stopnia wodnego „Włocławek” Wisła charakteryzowała się jednym (wiosna) lub dwoma (wiosna, lato) wezbrzeniami wody oraz niżówkami podczas lata, na przełomie jesieni i zimy. Maksymalna fala powodziowa w bieżącym stuleciu wystąpiła 30 marca 1924 r. i wynosiła na wodowskazie we Włocławku 838 cm, w analizowanym zaś okresie 1956—1968 — w 1962 r. — 812 cm (tab. 1; ryc. 1). Maksymalne roczne stany wody, średnio za ten okres, wahały się około 650 cm, tymczasem niżówki wynosiły od 214 cm w 1962 r. do 270 cm w 1958 r. — średnio 244 cm (tab. 1; ryc. 1). Roczne amplitudy stanów wody w latach hydrologicznych 1956—1968 wahały się od 221 cm w 1961 r. do 598 cm w 1962 r. (tab. 1; ryc. 1), ich średnia wartość zaś wynosiła 403 cm.

Tabela 1
Ekstremalne stany wody i ich roczne
(według danych IMGW)

Stany wody (cm)	Lata hydrologiczne												
	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968
Maksymalne	563	500	691	503	790	467	812	675	749	701	721	658	580
Minimalne	268	241	270	237	228	246	214	218	241	268	222	259	260
Amplitudy	295	259	421	266	562	221	598	457	508	433	499	399	320

Po przegrodzeniu Wisły stopniem wodnym, maksymalne stany wody we Włocławku nie przekroczyły 800 cm i wynosiły np. w 1979 r. 770 cm, a w 1970 r. — 722 cm (tab. 1; ryc. 1), przy ich średniej wartości za lata hydrologiczne 1969—1984 — 586 cm. Niżówki natomiast kształtowały się od 84 cm w 1984 r. do 230 cm w 1972 r. — średnio 172 cm, ze stałą tendencją do obniżania się (tab. 1; ryc. 1). Roczne amplitudy wahań stanów wody wynosiły od 262 cm w 1984 r. i 280 cm w okresie piętrzenia (1969r.) do 670 cm w 1979 r., przy średniej wartości 415 cm. Oznacza to, że średnio amplitudy wahań stanów wody wzrosły o 12 cm, gdy tymczasem te same dane dla wodowskazu Chełmno zmalały z 507 cm do 457 cm. Wzrost amplitud wahań stanów wody o co najmniej 60 cm jest niewątpliwie związany z szczytowo-interwencyjną pracą elektrowni. Jak wykazała szczegółowa analiza wielkości stanów wody codziennych pomiarów na stopniu wodnym (dolna woda) i własnych danych limnigraficznych w miejscu wodowskazu Włocławek, od początku istnienia zbiornika do października 1974 r., maksymalne dobowe wahania stanów wody dochodzą do 3 m (Babiński 1982). Występują one generalnie w okresie trwania średnich stanów wody na Wiśle. W tym czasie następuje nawet chwilowe podtapianie czy zalewanie poziomu zalewowego. Jak wykazały badania autora (Babiński 1982), okres zalewu wzrósł prawie czterokrotnie w stosunku do okresu sprzed piętrzenia. Świadczy to o bardzo nikłej roli stopnia wodnego „Włocławek” w ogólnym cyklu hydrologicznym Wisły. Należy dodać, że najmniejsze dobowe wahania stanów wody notuje się podczas niżówek i stanów powodziowych.

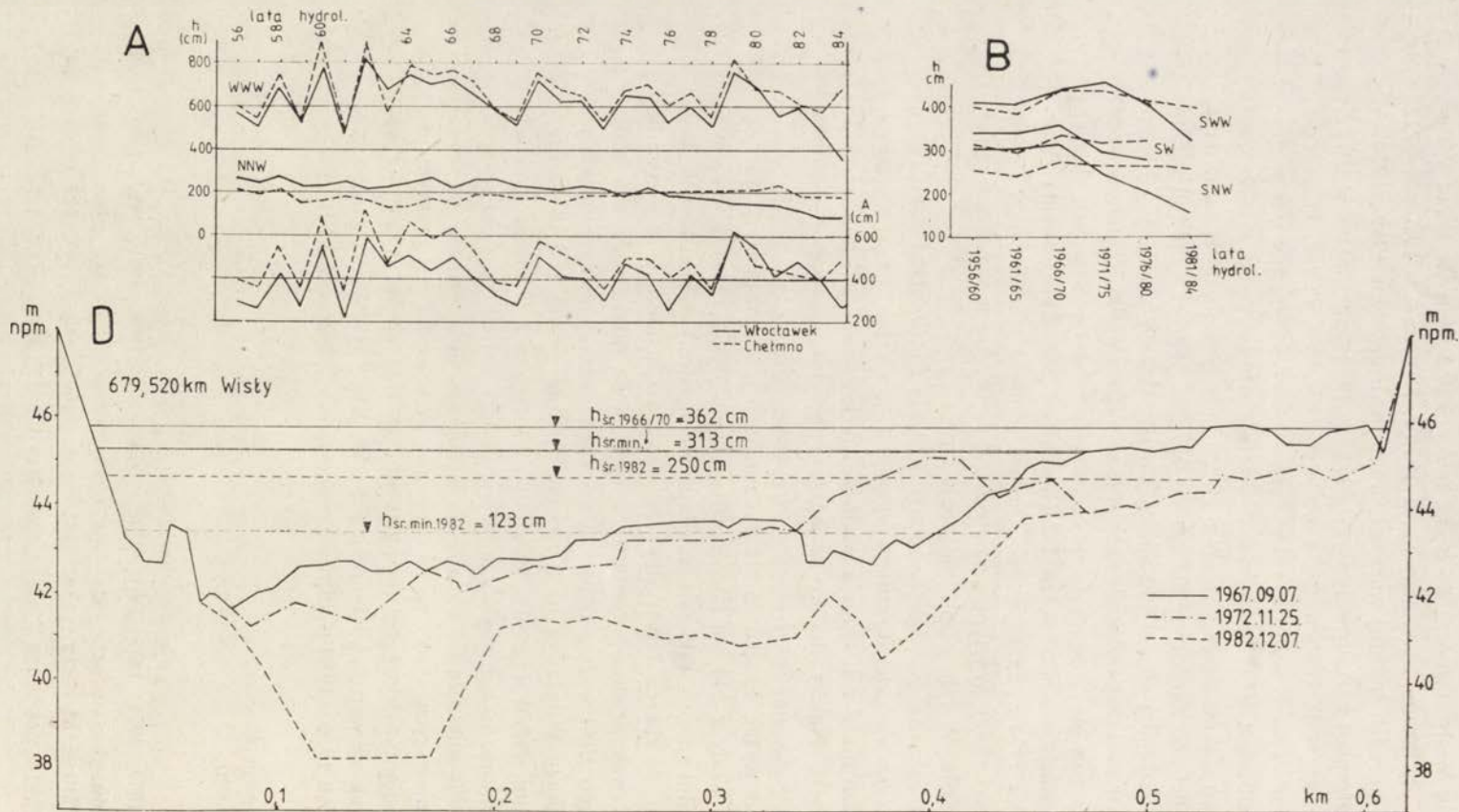
Jak wspomniano wyżej, obserwuje się stałą tendencję obniżania się wartości najniższych stanów wody z 244 cm (średnio dla okresu 1956—1968) do 84 cm w 1984 r., co w pośredni sposób wskazuje na obniżenie się strefy dennej koryta. Biorąc pod uwagę fakt, że roczna NNW dla wodowskazu Chełmno, w stosunku do wodowskazu Włocławek, średnio za lata 1956—1968 była niższa o 71 cm, a dla roku hydrologicznego 1984 wyższa o 98 cm, to koryto niskiej wody obniżyło się w punkcie wodowskazu Włocławek aż o 169 cm. Można prześledzić to na przykładzie przebiegu linii NNW (ryc. 1), które dla Włocławka i Chełmna przecięły się w 1974 r., zmieniając układ względem siebie. Należy jednak mieć na uwadze, że dane z godziny 7⁰⁰ mieszczą się co prawda w niżówce dobowej, ale nie przedstawiają wartości najniższych, stąd i wyżej cytowana wielkość nie jest maksymalną.

Kolejnym dowodem świadczącym o pogłębieniu się dna koryta w miejscu wodowskazu Włocławek są wartości i tendencje SNW, SW i SWW dla poszczególnych pięcioleci okresu 1956—1984 punktów pomiarowych Włocławek i Chełmno —

plitudy w profilu wodowskazu Włocławek
(DGW z godz. 7⁰⁰ — w cm)

	Lata hydrologiczne														
	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979*	1980	1981	1982	1983	1984
9	722	630	630	502	653	642	538	602	497	770*	697	561	600	480	346
6	223	213	230	210	185	216	186	182	178	100*	150	144	123	94	84
0	499	417	400	292	468	426	352	420	319	670	547	417	477	386	262

* dane limnigraficzne



Ryc. 1. Charakterystyka hydrologiczna i morfologiczna Wisły w profilu wodowskazu Włocławek

A — ekstremalne stany wody i ich roczne amplitudy za lata hydrologiczne 1956–1984, at Włocławek i Chełmno według danych IMGW z godziny 7⁰⁰; **B** — średnia (SW), średnia niska (SNW) i średnia wysoka (SWW) woda w poszczególnych pięcioletnich w profilu wodowskazu Włocławek i Chełmno (dane jak w **A**); **D** — przekroje poprzeczne koryta Wisły wykonane echosondą w 1967, 1972 i 1982 r. wraz z niektórymi charakterystycznymi stanami wody

Hydrologic and morphologic characteristics of the Vistula river at the Włocławek gauging station

A — extreme water levels and their annual amplitudes for the hydrological years 1956–1984, at Włocławek and Chełmno gauging stations at 7.00 am, based on data from the Institute of Meteorology and Water Economy; **B** — average (SW), average low (SNW) and average high (SWW) water levels at Włocławek and Chełmno gauging stations over particular five-year periods (see **A** for data); **D** — cross-sections of the Vistula channel carried out using an echo-sounder in 1967, 1972 and 1982, together with some characteristic water stages

jako punktu odniesienia (ryc. 1; tab. 2). Wartości SW i SWW dla Włocławka co prawda są obarczone znacznym błędem, wynikającym z pomiarów przypadających na okres niżówki dobowej, niemniej jednak wskazują one tendencje obniżania się w tym miejscu koryta (ryc. 1). Najdobitniej fakt ten uwidaczniają wartości SNW (tab. 2; ryc. 1). Średnia wartość SNW dla Chełmna za lata hydrologiczne 1956—1970 wynosiła 257 cm, za 1971—1984 — 264 cm, za ostatnie zaś czterolecie 1981—1984 — 260 cm, co świadczy o dużej stabilności tej wartości. Tymczasem SNW dla Włocławka przed piętrzeniem średnio wynosiła 309 cm, natomiast za ostatnie czterolecie 1981—1984 — 154 cm, stany te obniżyły się więc o 155 cm. Wartość ta jest wielkością wskazującą obniżenie się dna koryta i zarazem jest podobną do tej, którą otrzymano z analizy najniższych rocznych stanów wody (tab. 1).

Tabela 2

Średnia (SW), średnia niska (SNW) i średnia wysoka (SWW) woda w poszczególnych pięcioleciach hydrologicznych (w cm)

Stany wody wodowskazów	Lata					
	1956—1960	1961—1965	1966—1970	1971—1975	1976—1980	1981—1984
Włocławek						
SNW	303	302	313	248	208	154
SW	346	342	362	298	283	—
SWW	412	410	445	461	408	329
Chełmno						
SNW	254	242	274	264	268	260
SW	316	299	340	338	355	—
SWW	400	386	441	446	439	402

Konsekwencją stale obniżającego się dna koryta są zmiany w przebiegu krzywych konsumpcyjnych dla wodowskazu Włocławek. Tym samym stanom wody odpowiadają coraz to większe przepływy wody. Dla przykładu: średni wieloletni przepływ Wisły pod Włocławkiem za lata hydrologiczne 1956—1965, wynoszący około $950 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, występował przy stanach 344 cm, w latach 1971—1975 zaś przy 298 cm ($988 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Ten kierunek będzie trwał do momentu osiągnięcia odpornego na erozję dna koryta.

W celu zweryfikowania otrzymanych za pomocą analizy danych hydrologicznych (roczne NNW i SNW za okres 1956—1984) wielkości pogłębienia się dna koryta w miejscu wodowskazu Włocławek (odpowiednio 169 cm i 155 cm) dokonano analizy morfologicznej koryta w profilu poprzecznym Wisły (ryc. 1). Z danych planimetrycznych wynika, że powierzchnia przekroju poprzecznego przy stałym stanie wody = 362 cm wynosiła we wrześniu 1967 r. 1260 m^2 , w listopadzie 1972 r. — 1432 m^2 , a w grudniu 1982 r. — 2324 m^2 , co przy 600 m szerokości koryta w tym miejscu daje średnie głębokości koryta odpowiednio: 2,1 m, 2,39 m i 3,87 m. Z tych danych wynika, że w okresie od września 1967 r. do grudnia 1982 r. koryto pogłębiło się o 1,77 m ($3,87 \text{ m} - 2,1 \text{ m}$), co potwierdzałoby wyżej cytowane wielkości

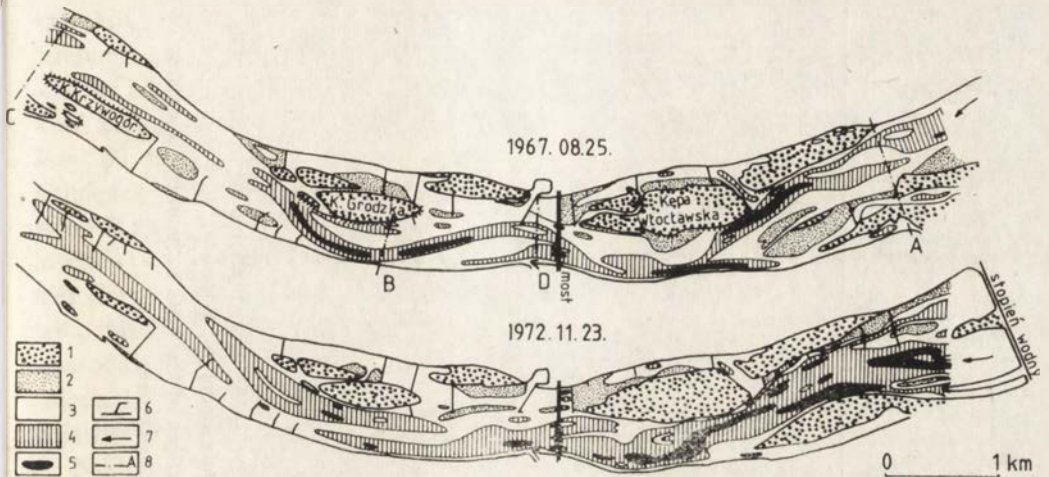
erozji wgłębnej w tym profilu. Podobną wartość, bo 1,74 m, można również otrzymać z równania prostej regresji dla punktu odległego o 4,7 km (wodowskaz Włocławek) od stopnia wodnego, ale dla nieco dłuższego okresu, gdyż od sierpnia 1967 r. do maja 1984 r. Widać więc, że w przybliżeniu dno koryta średniej wody w profilu wodowskazu Włocławek, w okresie 17 lat istnienia stopnia wodnego, obniżyło się o prawie 1,8 m.

Ciekawie przedstawia się analiza przekrojów poprzecznych przy odpowiednich dla danych lat stanach wody. I tak, średnia głębokość koryta w profilu wodowskazu Włocławek w 1967 r., przy SW = 362 cm, wynosiła — 2,1 m (1260 m² przy 600 m szerokości), w 1982 r. zaś przy SW = 250 cm — 3,24 m (1654 m² przy 510 m szerokości) — różnica 1,14 m. Natomiast średnia głębokość koryta przy SNW w 1967 r. wynosiła 2,17 m (984 m² — 454 m szerokość), a w 1982 r. przy SNW = 123 cm — 2,60 m, co daje różnicę — 0,43 m. To przegłębienie koryta przy SW o 1,14 m i SNW o 0,43 m, a zarazem i zwiększenie powierzchni przekroju poprzecznego koryta odpowiednio o 394 m² i 54 m², dla tych samych wód co w okresie sprzed piętrzenia (generalnie przepływy nie uległy zmianie) wskazywałoby o zmniejszeniu się spadku dna koryta. Oznacza to, że przy tych samych średnich przepływach, przy wzroście powierzchni przekroju poprzecznego, zmalała średnia prędkość płynięcia wody, a więc zmalał i spadek dna koryta. Dokładne wyliczenie, przez analizę danych hydrologicznych, zmniejszenia się spadku dna koryta jest jednak niemożliwe, ze względu na dane pochodzące z jednorazowego pomiaru stanów wody (godz. 7⁰⁰). Podjęto więc próbę przedstawienia tej charakterystyki koryta przez analizę morfometryczną, na podstawie bilansu rumowiska. Jedynie chwilowe spadki (zmiany) zwierciadła wody, obliczone za pomocą analizy danych cogodzinnych ze stopnia wodnego (dolna woda) z danymi limnigraficznymi w profilu wodowskazu Włocławek, za okres lat hydrologicznych 1971—1974, oddają rzeczywisty charakter tego zjawiska wskazując o spadkach: 0,01⁰/₀₀ przy ograniczonym przepływie przez stopień do 0,45⁰/₀₀ przy maksymalnym upuszczeniu wód i godzinnej amplitudzie wahań dochodzącej do 3 m.

PROCES EROZJI WGLĘBNEJ PONIŻEJ STOPNIA WODNEGO „WŁOCŁAWEK”

Po przegrodzeniu koryta Wisły stopniem wodnym we Włocławku 13 października 1968 r., został zahamowany naturalny cykl procesów erozyjno-akumulacyjnych i transportu rumowiska na tym odcinku. Najintensywniejsze rozmiary przybrał proces erozji wgłębnej w początkowej fazie piętrzenia, chociaż przepływ rzeki (stan wody) zmalał na skutek magazynowania wód w zbiorniku. Było to m. in. związane z dostosowywaniem się dawnego koryta, częściowo uregulowanego, do nowych warunków hydrodynamicznych rzeki, a więc sztucznego przerzucenia nurtu rzeki w miejscu stopnia z prawego na lewy brzeg Wisły (ryc. 2; nr 7). Jak wykazały badania, na odcinku około 700 m w dół rzeki od stopnia wodnego „Włocławek” w latach 1967—1969 zostało wyerodowane ponad 1,1 mln m³ materiału, zakumulowane natomiast około 0,3 mln m³ (w strefie prawobrzeżnej, w miejscu dawnego nurtu). Stosunek erozji (E) do akumulacji (A) wynosił na tym odcinku

3,83. Oznacza to, prawie czterokrotny, w stosunku do akumulacji, ubytek materiału. Fakt ten występował tylko w bezpośrednim sąsiedztwie stopnia. Na dalszym odcinku Wisły, ponad 2 km poniżej stopnia, stosunek erozji do akumulacji był nieznaczny na korzyść erozji i wynosił 1,28, niżej w dół rzeki przyjął już tylko wartości mniejsze niż 1. W odległości ponad 2 km od stopnia w dół rzeki następował więc proces akumulacji materiału wyerodowanego ze strefy poniżej zbiornikowej. W okresie dwóch lat, na odcinku ponad 10 km, zostało wyerodowane około 3,74 mln m³ materiału, a zakumulowane około 3,24 mln m³, dając współczynnik $E/A = 1,15$.



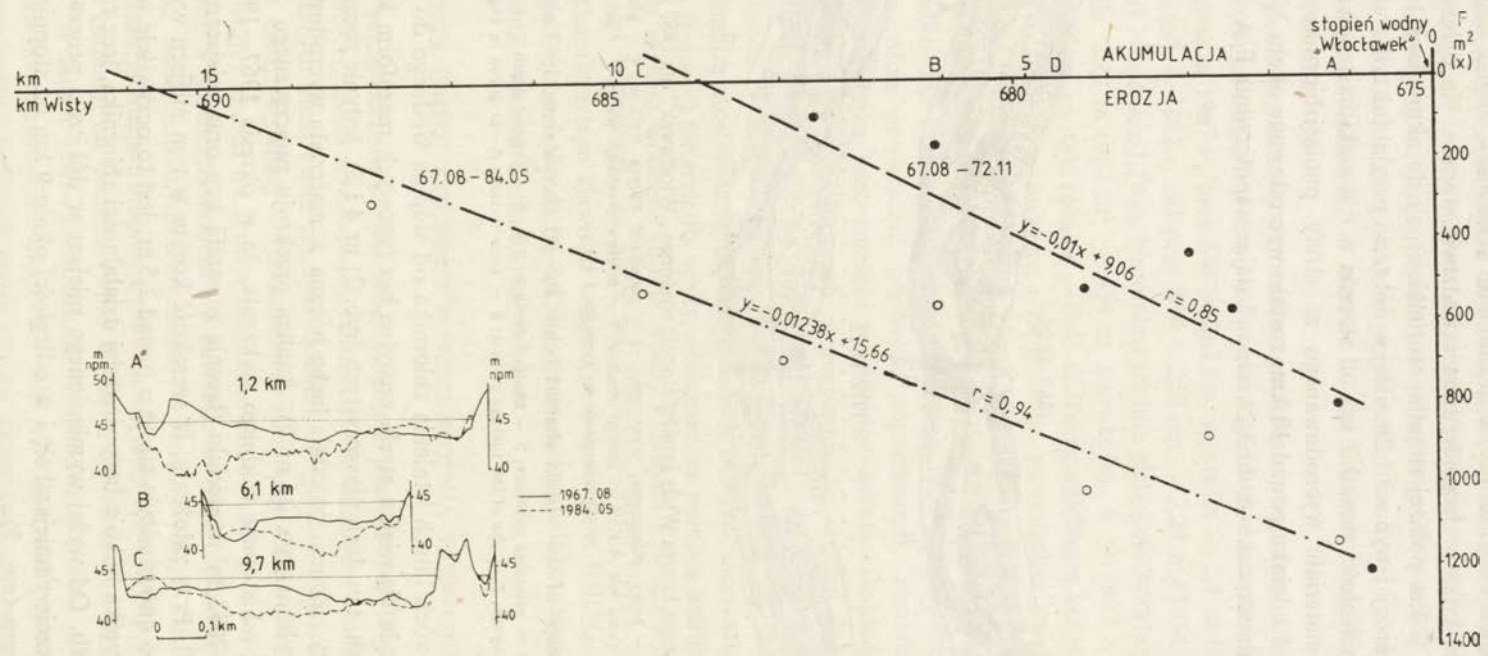
Ryc. 2. Szkice morfologiczne koryta Wisły poniżej stopnia wodnego „Włocławek” dla 1967 i 1972 r.

— kępy i odsypy brzegowe; 2 — łachy piaszczyste, wynurzone; 3 — głębokość koryta 0–2 m; 4 — głębokość koryta 2–4 m; 5 — głębokość koryta większa niż 4 m; 6 — ostrogi rzeczne; 7 — miejsce przebiegu nurtu; 8 — profile poprzeczne A–D wykreślone na rycinach 1 i 3

Morphological sketch-maps of the Vistula channel below the Włocławek dam, 1967 and 1972

— islands and fixed side bars; 2 — emerging sandbars; 3 — channel depth 0–2 m; 4 — channel depth 2–4 m; 5 — channel depth more than 4 m; 6 — groynes; 7 — site of the thalweg current; 8 — cross-sections A–D drawn in Figs 1 and 3

W następnych dwóch latach istnienia zbiornika od stopnia wodnego do mostu drogowego wytworzyła się wielka strefa erozyjna bez typowych mezoform korytowych akumulacyjnych, tzn. łach piaszczystych (ryc. 2; nr 4 i 5). Jedyne poza strefą nurtu, poniżej zapory ziemnej, powstała łacha boczna z materiału wyerodowanego w miejscu plosa—wyboju (ryc. 2; nr 2). Analiza przekroju poprzecznego koryta w odległości 670 m od stopnia wodnego wykazała, że w okresie 1967–1972 zostało wyerodowane 2033 m² materiału (łącznie ze strefą kęp oraz miejscem przekopu pod awanport). Przy założeniu, iż szerokość koryta w tym miejscu wynosiła około 800 m, średnio dno obniżyło się aż o ponad 2,5 m; jest to oczywiście wartość maksymalna i nie wynika tylko z bezpośredniej działalności zbiornika, lecz również z prac bagrowniczych. Od wyżej wymienionego miejsca w dół rzeki proces erozji w głębszej asymptotycznie zmniejszał się i w odległości około 9 km od stopnia przyjął wartość równą zero (ryc. 3).



Ryc. 3. Proste regresji erozji głębnej dla różnicy lat 1967–1972 i 1967–1984 oraz przekroje poprzeczne koryta Wisły 1,2 km, 6,1 km i 9,7 km poniżej stopnia wodnego „Włocławek”

Deep erosion regression line, 1967–1972 and 1967–1984, and cross-sections of the Vistula channel at a distance of 1.2, 6.1 and 9.7 km below the Włocławek dam

Po czterech latach istnienia zbiornika wodnego we Włocławku, od jego stopnia do 10 km w dół rzeki, zostało wyerodowane ze strefy dna koryta około 15 mln m³ materiału, a zakumulowane ponad 11 mln m³. Współczynnik E/A wynosi 1,36, różnica tych wartości świadczy natomiast o ubytku materiału dennego w ilości około 4 mln m³. Te wartości otrzymano w wyniku analizy 33 przekrojów poprzecznych koryta. Późniejsze badania ograniczyły się tylko do 7 przekrojów poprzecznych, dokonano więc dodatkowej analizy tylko 7 spośród 33 profiliów dla tego okresu, otrzymując prostą regresji $y = -0,01x + 9,06$ i przybliżoną do powyższej wartości erozji wgłębnej wynoszącą 4,1 mln m³ materiału (ryc. 3). Przy założeniu, że średnia szerokość koryta w okresie wysokich stanów wody wynosi około 900 m, średnio strefa denna koryta na odcinku ponad 10 km długości obniżyła się prawie o 0,43 m. Z kolei biorąc pod uwagę dane z prostej regresji (4,1 mln m³) oraz średnią szerokość koryta około 640 m obliczoną z przekrojów poprzecznych przy stanie wody $h = 260$ cm, średnio dno uległo obniżeniu o 0,7 m. Proces ten inaczej przebiegał pomiędzy 10 a 18 km w dół rzeki od stopnia. Współczynnik E/A za lata 1967–1972 wynosił tu 0,87. Zostało wyerodowane ponad 10,3 mln m³ materiału, a zakumulowane 11,9 mln m³. Na odcinku wynoszącym ponad 8 km, przy założeniu średniej szerokości koryta około 900 m, strefa denna podniosła się w okresie czterech lat o blisko 0,21 m. Nagromadzenie się w tym miejscu utworów piaszczystych, wyerodowanych ze strefy poniżej zbiornika, można również stwierdzić analizując zdjęcia lotnicze z lipca 1972 r. (Babiński 1984), gdzie na miejscu łąch skośnych pojawiły się łąchy centralne — formy typowe dla rzek dzikich.

Następne pomiary przekrojów poprzecznych koryta przeprowadzono w maju 1984 r., a więc prawie 17 lat po przegrodzeniu Wisły stopniem wodnym pod Włocławkiem. Wykonano wówczas 7 przekrojów poprzecznych na odcinku 13 km długości. Analiza matematyczna splanimetrowanych powierzchni (przy $h = 260$ cm) wyżej wymienionych przekrojów wykazuje przebieg prostej regresji o równaniu $y = -0,01238x + 15,66$ przy prawie funkcyjnym współczynniku regresji wynoszącym $r = 0,94$ (ryc. 3). Jak wynika z prostej regresji dla 1984 r., strefa erozyjna, o ujemnym bilansie rumowiska, sięga aż 15,7 km w dół rzeki od stopnia wodnego (ryc. 3). W okresie 12 lat, tj. od 1972 r., uległa więc ona przemieszczeniu o prawie 6 km w dół rzeki. Powyższe dane wskazują na ustawiczne przemieszczanie się strefy erozyjnej w dół rzeki w formie tzw. fali erozyjnej, przy niemal stałej głębokości w bezpośrednim sąsiedztwie zbiornika (ryc. 3). W miarę stabilne dno poniżej stopnia wskazuje o osiągnięciu przez koryto odpornego na erozję dna, zbudowanego z głazów i iłów trzeciorzędowych. Dzięki takiemu kierunkowi rozwoju procesów korytowych, dwie analizowane proste regresji nie są do siebie równoległe, lecz rozbieżne w dół rzeki od stopnia wodnego. Należy spodziewać się, że każda następna prosta regresji będzie układać się w formie wiązki o wspólnym punkcie wyjściowym przy stopniu wodnym. Analiza prostej regresji z 1984 r. wykazała, że w ciągu 17 lat istnienia zbiornika zostało wyerodowane z dna, na odcinku o długości 15,66 km — 9,9 mln m³ materiału, co przy szerokości koryta 640 m daje średnie obniżenie się dna o 0,99 m (ryc. 3).

Z różnicy bilansów rumowiska za lata 1968–1972 i 1968–1984 wynika, że

w okresie ostatnich 12 lat zostało wyniesione tylko 5,8 mln m³ materiału. O ile w pierwszych 4 latach średnie tempo erozji wgłębnej wynosiło 1 mln m³ · rok⁻¹, to w następnych 12 latach spadło do około 0,5 mln m³ · rok⁻¹. Ta ostatnia wartość jest oczywiście wielkością uśrednioną dla długiego, gdyż dwunastoletniego okresu. Należy więc przypuszczać, że na początku lat siedemdziesiątych erozja wgłębna była znacznie intensywniejsza niż obecnie. Wskazuje to na zmniejszenie się możliwości erozyjnych wód w czasie i przestrzeni. Podwojenie się ilości wyerodowanego materiału nastąpi więc znacznie później niż w okresie 8 lat. Tak samo przedstawia się przestrzenne przemieszczanie się czoła fali erozyjnej. W pierwszych czterech latach zaznaczyło się ono w odległości 9 km w dół od stopnia wodnego (przy średnim tempie 2,25 km w roku), po dalszych zaś dwunastu latach tylko na odległości 15,7 km — 0,58 km · rok⁻¹, (ryc. 3). Oznacza to, że tempo przemieszczania się fali erozyjnej zmalało prawie czterokrotnie w stosunku do okresu wyjściowego (1968 — 1972). Generalnie zaznacza się więc tendencja do zmniejszania się erozyjnej działalności wód wypływających ze zbiornika, spowodowana odpornością na erozję dna koryta i łagodzeniem przyrostów energii (wahań stanów wody) wraz z odległością w dół rzeki.

Konsekwencją stale obniżającego się dna koryta są zmiany jego spadku. Pośrednia analiza hydrologiczna, oparta na wartościach odczytów wodowskazów na stopniu wodnym (dolna woda) i we Włocławku (limnigraf) wykazała iż, w pierwszych 4 latach działalności zbiornika, średni spadek zwierciadła wody zmalał z 0,189‰ do 0,109‰. Analiza prostych regresji (ryc. 3) wykazuje tymczasem, że w 1972 r. średni spadek dna koryta, ograniczonego stanem wody $h = 260$ cm i przy szerokości koryta 640 m, wynosił tylko 0,033‰, dla wody brzegowej zaś (900 m szerokości) — 0,078‰. Oznacza to, że spadek dna koryta, w stosunku do spadku zwierciadła wody, był mniejszy ponad trzykrotnie dla koryta SNW i prawie 1,4-krotnie dla koryta wody brzegowej.

W okresie późniejszym, na skutek nierównomiernego rozwoju procesów erozyjnych (częściowe ograniczenie erozji w bezpośrednim sąsiedztwie zbiornika i przemieszczanie się fali erozyjnej w dół rzeki) nastąpił wzrost spadku dna koryta. W 1985 r. dla koryta SNW wynosił 0,063‰, a dla koryta wody brzegowej 0,099‰. Zróznicowanie spadków dna koryta SNW i wody brzegowej wynika m. in. z tego, że intensywne procesy erozyjne występują głównie w nurcie tworząc tzw. rynnę erozyjną (ryc. 2; nr 4 i 5), natomiast strefa poza kępami, chroniona ostrogami, wykazuje tendencje większej stabilizacji.

UWAGI KOŃCOWE

Siedemnaście lat istnienia stopnia wodnego „Włocławek” przyczyniło się do wytworzenia prawie 16 km długości strefy erozyjnej, z której zostało wyniesione około 10 mln m³ materiału. W wyniku tego procesu nastąpiło obniżenie się dna koryta, osiągając przy moście drogowym (4,7 km poniżej stopnia) wartość 1,8 m. Konsekwencją tego jest m. in. wynurzenie się podczas niżówek ściętych pali dawnego mostu drogowego, a także stale postępująca erozja wsteczna w ujściu lewo-

brzeżnego dopływu — Zgłowiączki. Wystąpiły zmiany w składzie mechanicznym utworów budujących dno koryta, polegające na wzroście granulacji materiału, czy nawet obnażeniu odpornych na erozję ilów trzeciorzędowych, czy bruku morenowego (Babiński 1979). Pogłębianie się dna wraz z częściową akumulacją materiału w strefach bocznych kęp, głównie prawobrzeżnych, przyczyniło się m. in. do wytworzenia na tym odcinku nowego poziomu zalewowego. Poniżej odcinka erozyjnego utworzyła się z kolei strefa akumulacyjna ustawicznie przemieszczana w dół rzeki w formie nagromadzenia się łąch, głównie centralnych.

Wyżej przedstawiony przebieg procesów korytowych poniżej stopnia wodnego „Włocławek” jest niewątpliwie wynikiem szczytowo-interwencyjnej pracy elektrowni, przyczyniającej się do nagłych zrzutów wody, dających znaczne przyrosty energii potencjalnej i kinetycznej. Częste i duże wahania dobowe stanów wody, dochodzące do 3 m, powodują więc przekroczenie momentu krytycznego zmian w procesach korytowych, a tym samym do przekształceń dna koryta. Ten nieodwracalny proces może być jedynie ograniczony, a nawet zahamowany poprzez budowę kaskady dolnej Wisły.

LITERATURA

- Antropowski W. I., 1973, *Ispolzowanije kriterialnych zawisimostiej pri ocenke ruslowych pierieformowanij w niżnych biefach GES*, Trudy GOTKZGI, wyp. 209, Leningrad, s. 25–38.
- Apołłow B. A., 1963, *Uczenije o riekach*, Izd. Mosk. Uniw., Moskwa.
- Babiński Z., 1979, *Wstępna charakterystyka utworów powierzchniowych koryta Wisły poniżej stopnia we Włocławku*, Gosp. Wod., nr 1, s. 10–12.
- 1982, *Procesy korytowe poniżej zapory wodnej we Włocławku*, Dokum. Geogr., z. 1–2.
- 1984, *The effects of human activity on changes in the Lower Vistula channel*, Geogr. Pol., vol. 50.
- Bittner A., 1976, *Poprawa głębokości żeglugowych na Wiśle poniżej Włocławka*, Gosp. Wod., nr 10.
- Graf W. L., 1980, *The effect of dam closure on downstream rapids*, Wat. Resour. Res., vol. 16, no 1, s. 129–136.
- Gregory K. J., Park C., 1974, *Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir*, Wat. Resour. Res., vol. 10, no 4, s. 870–873.
- Gruszewskij M. S., Erikson W. A., 1968, *Issledowanija wołn popuskow w niżniem biefie Iwańskowskoj GES*, Trudy GGI, wyp. 161, Leningrad.
- Hammand H. Y., 1972, *River bed degradation after closure of dams*, Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Engrs., vol. 98, no HY 4, s. 591–607.
- Ikonnikow L. B., 1982, *Dinamika bieriegow w niżnich biefach gidrouzłow*, Izd. Nauka, Moskwa.
- Machalewski W., Miłkowski M., Rozwadowski J., 1974, *Wpływ stopnia wodnego we Włocławku na warunki żeglugowe Wisły dolnej*, Gosp. Wod., nr 3, s. 114–117.
- Mroziński J., Połujkis A., 1974, *Analiza przebiegu erozji koryta rzeki Wisły poniżej stopnia we Włocławku w latach 1971–1973*, Zakład Fizyki Wody IMGW, Warszawa.
- Popow I. W., 1962, *Primienienije morfologiczeskogo analiza k ocenke obszczich ruslowych dieformacji rieki Obi*, Trudy GGI, wyp. 94, Leningrad.
- Williams G. P., Wolman M. G., 1984, *Downstream effects of dams on alluvial rivers*, Geol. Surv. Prof. Paper, 1286, Washington.

CHANGES IN HYDROLOGIC AND MORPHOLOGIC CONDITIONS ON THE VISTULA BELOW THE WŁOCŁAWEK DAM

Summary

The present article deals with the problem of the influence of the Włocławek dam on channel changes in the lower reaches. Assessment has been made of quantitative and qualitative changes which occurred in the channel over the 17-year period of the existence of the Włocławek reservoir. The direction of channel development due to changes in the course of the thalweg has been established. The magnitude of deep erosion along the reach of the so called forced erosion has been estimated.

Field studies, interpretation of cartographic material and air photos provide the basis for determining the extent of an effect which the dam has on intensified deep erosion. After a four-year period of the existence of the reservoir, erosion effects were observed at a distance of 9 km below the dam whereas thirteen years later on, erosion exerted its influence as far as nearly 16 km. Over 4 million cu m of the load were eroded in the former case, whereas 9.9 million cu m of sand-gravel load were removed in the latter case.

The effects of this process include, for example, lessening of channel bed slope, and lowering of water table level along that reach, emerging of cut-down pillars of the former roadway bridge at low water stages, as well as permanently progressing headward erosion at the mouth of the Zgłowiączka river, a left-bank tributary. There were also changes in the particle-size distribution of sediments of which the channel bed is built up. The deepening of the bed, together with the partial accumulation of material in the marginal zones of islands led to the formation of a new flood-plain level in those reaches. An accumulation zone formed below the erosion reach. It was continuously displaced downstream as multiple bars, especially central ones.

Translated by Ewa Wielebska

ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ И МОРФОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ДОЛИНЕ ВИСЛЫ НИЖЕ ПЛОТИНЫ „ВЛОЦЛАВЕК”

Резюме

В статье обсуждается проблема влияния плотины „Влоцлашек” на изменения в русле Вислы в ее нижнем бьефе. Установлены количественные и качественные изменения, которые произошли в русле в семнадцатилетний период существования плотины. Определены направления формирования русла вследствие изменений расположения стрежня и размеры глубинной эрозии на участке т. наз. вынужденной эрозии.

На основании полевых исследований, анализа картографических материалов и аэрофотоснимков установлена граница влияния перепада на усиление глубинной эрозии. После четырех лет существования бассейна она проявилась на расстоянии 9 км от плотины, а после семнадцати лет на расстоянии почти 16 км. В первый период вынос осадков достиг свыше 4 млн куб. м., во второй 9,9 млн. куб. м. песчано-гравиевых отложений.

Результатом этого процесса является м. пр. уменьшение уклона дна русла и зеркала воды на участке проявления глубинной эрозии, выход на поверхность срезанных свай старого моста и прогрессирующая пятаящаяся эрозия у устья левобережного притока Вислы — Згловионьки. Проявилось также изменение механического состава донных осадков. Углубление дна и частичная аккумуляция осадков в зоне побочной привело к образованию на этом участке новой поймы. В свою очередь ниже эрозионного участка образовалась зона аккумуляции, которая постоянно перемещается вниз вдоль реки в форме образования перекагов, главным образом осередков.

Перевела Катажина Страшевска

RYSZARD GLAZIK

DYNAMIKA TEMPERATURY PŁYTKICH WÓD PODZIEMNYCH NA PRZYKŁADZIE PRADOLINY WISŁY W REJONIE STOPNIA WODNEGO „WŁOCŁAWEK”

WPROWADZENIE

Temperatura płytkich wód podziemnych zależy od wielu czynników, z których najistotniejszy wpływ mają: wahania temperatury powietrza, głębokość występowania zwierciadła wody i jej zmiany w ciągu roku, przewodnictwo cieplne i wilgotność gruntów w strefie aeracji, pokrycie terenu (użytkowanie gruntów, zabudowa) oraz ekspozycja stoków. Problem jest więc złożony i dotychczas w badaniach hydrologicznych poświęcono mu niewiele uwagi.

Ogólne, podstawowe wiadomości na temat czynników wpływających na temperaturę wody podziemnej i głębokość stref dobowych, sezonowych oraz rocznych wahań temperatury są zawarte w podręcznikach hydrogeologii (Marchacz 1960; Pazdro 1964). Dotyczy to również najnowszego podręcznika hydrologii wód podziemnych (Kříž 1983). Mało miejsca poświęca się w nich dynamice temperatury wody.

Nieliczne szczegółowe prace z zakresu termiki płytkich wód podziemnych dotyczą wybranych zagadnień problemowych. Z. Mikulski (1963) na przykładzie kilku charakterystycznych studni zwrócił uwagę na zależność temperatury wody podziemnej od głębokości występowania zwierciadła i budowy geologicznej strefy aeracji. Zagadnieniem zmian temperatury wody podziemnej na różnych głębokościach, w powiązaniu z temperaturą powietrza, zajmowały się w skali kraju H. Skibniewska (1963 i 1964) oraz E. Nawrocka i E. Sadowska (1964). Zależność temperatury wody podziemnej od przewodnictwa cieplnego skał wodonośnych i nadległych wskazał J. Dynowski (1968). Z kolei M. Gutry-Korycka (1969) rozpatrywała związki między temperaturą powietrza a temperaturą wody podziemnej w dwóch studniach o różnej budowie geologicznej. Stwierdziła, że dynamika temperatury płytkich wód podziemnych zależy przede wszystkim od temperatury powietrza, przewodnictwa cieplnego gruntów w strefie nawietrzanej, wahań głębokości do zwierciadła wody w ciągu roku oraz charakteru wody podziemnej (składu chemicznego).

Dotychczas brak publikacji dokumentujących wpływ rzeźby terenu, zwłaszcza

ekspozycji stoków, a także sposobu użytkowania gruntów (pokrycia terenu) na temperaturę wody podziemnej. Ocena roli tych czynników w dynamice temperatury płytkich wód podziemnych jest jednym z celów niniejszego opracowania.

CEL, METODY I OBSZAR BADAŃ

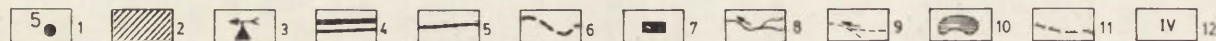
Celem badań było poznanie dynamiki temperatury płytkich wód podziemnych na terasach pradoliny Wisły w rejonie stopnia wodnego „Włocławek”, a w szczególności:

- zbadanie przebiegu i amplitud temperatury wody podziemnej w cyklu rocznym, w zależności od głębokości występowania zwierciadła wody i temperatury powietrza,
- określenie wpływu czynników lokalnych, a przede wszystkim ekspozycji stoków i sposobu użytkowania gruntów (las, łąka, pastwisko, nieużytek) na temperaturę wody podziemnej.

Badania prowadzono na lewym brzegu zbiornika wodnego, na odcinku Włocławek—Dobiegniewo (ryc. 1). Dla zbadania zależności między temperaturą wody podziemnej a temperaturą powietrza i miąższością strefy aeracji wykorzystano dane z własnej sieci obserwacyjnej wód podziemnych za okres 2 lat hydrologicznych (1971—1972). W skład sieci obserwacyjnej wchodzi 10 studni gospodarskich, rozmieszczonych w różnych częściach doliny, w pasie o szerokości do 3 km od zbiornika. Studnie 1, 3, 6 i 7 są położone w granicach obszaru depresyjnego, przylegającego do dolnej części zbiornika. Znajdują się one na terasie nadzalewowej wyższej (III), na rzędnych terenu od 55,87 m npm. (studnia 3) do 56,86 m npm. (studnia 7). Na tej samej terasie, lecz poza obszarem depresyjnym, znajdują się studnie 2, 4, 5 i 8, usytuowane na rzędnych od 57,70 m npm. (studnia 2) do 59,87 m npm. (studnia 5). Na wyższym poziomie terasowym (IV) są położone studnie 9 (63,80 m npm.) i 10 (61,5 m npm.).

W okresie 2 lat hydrologicznych (1971—1972) w studniach obserwacyjnych prowadzono codzienne pomiary stanów wody (o godz. 7⁰⁰) i dwa razy w tygodniu (poniedziałek, czwartek) pomiary temperatury (termometrem czerpakowym). Dane dotyczące temperatury powietrza w okresie obserwacji uzyskano ze stacji meteorologicznej IMGW w Wistce Królewskiej, której odległość od najdalej położonej studni nie przekracza 7 km (ryc. 1).

Średnie roczne głębokości do wody w studniach obserwacyjnych wahały się w granicach 0,5—3,0 m. Wszystkie studnie posiadają podobną budowę geologiczną. W profilu strefy aeracji występują wyłącznie utwory o średniej i dużej przepuszczalności. Nigdzie nie stwierdzono warstw nieprzepuszczalnych. Do głębokości 0,5—1,0 m dominują piaski drobnoziarniste o średniej przepuszczalności (Głazik 1978). Niżej pojawiają się często piaski średnioziarniste, rzadziej piaski gruboziarniste i żwiry (przepuszczalność duża). Przepuszczalność gruntu rośnie na ogół z głębokością. W warstwach leżących niżej warunki wsiąkania wód opadowych i filtracji wody podziemnej są korzystniejsze. Z powodu braku warstw nieprzepuszczalnych zwierciadło wody podziemnej we wszystkich studniach ma charakter swobodny.



Ryc. 1. Obszar badań

1 — studnie obserwacyjne; 2 — rejon badań szczegółowych; 3 — stacje meteorologiczne; 4 — zapora czołowa; 5 — zapora boczna; 6 — granica obszaru depresyjnego; 7 — przepompownia; 8 — ciekii stałe; 9 — ciekii okresowe; 10 — jeziora; 11 — krawędzie teras; 12 — numeracja teras

Study area

1 — measurement wells; 2 — area of detailed study; 3 — meteorological stations; 4 — frontal dam; 5 — lateral dam; 6 — boundary of depression area; 7 — pumping-station; 8 — permanent streams; 9 — periodical streams; 10 — lakes; 11 — terrace edges; 12 — terrace numbers

Podobne warunki geologiczne ułatwiły ocenę zależności dynamiki temperatury płytkich wód podziemnych od głębokości do wody i temperatury powietrza. Ponadto oddziaływanie innych czynników lokalnych na temperaturę wody w studniach obserwacyjnych jest również ograniczone. Wszystkie studnie są położone na powierzchniach płaskich, w obrębie zagród wiejskich. Poważnie eliminuje to wpływ różnic w pokryciu terenu i ekspozycji stoków na warunki mikroklimatyczne, a tym samym temperaturę wody podziemnej. Należy również sądzić, że zróżnicowanie przewodnictwa cieplnego i wilgotności gruntów, jako czynników mających istotny wpływ na temperaturę wody podziemnej, nie jest duże. Takie założenie usprawiedliwia podobna budowa geologiczna (piaski i żwiry) oraz usytuowanie gospodarstw w miejscach wyżej położonych, z dala od obszarów podmokłych.

Pomiary temperatury wody, zwłaszcza w płytkich studniach, mają jedną ujemną cechę — zmierzone wartości prawdopodobnie odbiegają od temperatur rzeczywistych. Może to być spowodowane różną zdolnością do przewodzenia ciepła gruntu macierzystego i materiału zużytego na obudowę studni (beton, cegła, kamień, itp.), bezpośrednim oddziaływaniem temperatury powietrza na temperaturę wody, zwłaszcza w płytkich studniach bez odpowiedniego przykrycia, a także czerpaniem wody, wykorzystywaniem studni dla celów chłodniczych, itp. Stąd istotnego znaczenia nabiera właściwy dobór studni do prowadzenia obserwacji. Zmierzone wartości temperatury z pewnością odbiegają od rzeczywistych, ale dla celów porównawczych niniejszego opracowania ich dokładność jest wystarczająca.

W celu zbadania wpływu czynników lokalnych, głównie ekspozycji stoków i sposobu użytkowania gruntów, na dynamikę temperatury wody podziemnej wyznaczono rejon badań szczegółowych w pobliżu Stacji IGiPZ PAN w Dobiegniewie (ryc. 1). Obejmuje on pas terenu o długości około 1,5 km i szerokości 0,3 km, przylegający bezpośrednio do zbiornika. W obszarze tym założono 13 piezometrów, rozmieszczonych w trzech przekrojach hydrogeologicznych prostopadłych do zbiornika. Piezometry usytuowano w miejscach o różnym użytkowaniu gruntów (las, łąka, pastwisko, nieużytek) i różnej ekspozycji stoków (wydmy). Dokładną lokalizację piezometrów przedstawiono na przekrojach hydrogeologicznych w dalszej części pracy.

W okresie pełnych 2 lat hydrologicznych (1983—1984), raz w tygodniu (poniedziałek), prowadzono pomiary stanów i temperatury wody w piezometrach (w godz. 7⁰⁰—8⁰⁰). Pomiary są kontynuowane, a większość piezometrów posiada pełen cykl obserwacji od dnia 1 lipca 1982 r. W każdym piezometrze temperaturę wody mierzono termometrem czerpakowym kilkakrotnie, do chwili ustabilizowania się słupka rtęci. Lepszym rozwiązaniem byłoby zainstalowanie termometrów na stałe w rurach piezometrów i wyjmowanie ich tylko w celu dokonania odczytu lub zastosowanie termometru termistorowego o małej masie czujnika.

Piezometry wykonano z rur PCW o średnicy wewnętrznej 10 cm i zabezpieczono zamknięciami z blachy stalowej. Zniwelowano rzędne kryz i terenu wokół piezometrów, co umożliwiło renowację punktów pomiarowych w wypadku pionowych ruchów piezometrów lub ich uszkodzenia, lub też zniszczenia. Piezometry zainstalowano na rzędnych terenu 57,8—59,2 m n.p.m. Średnie roczne głębokości do wody

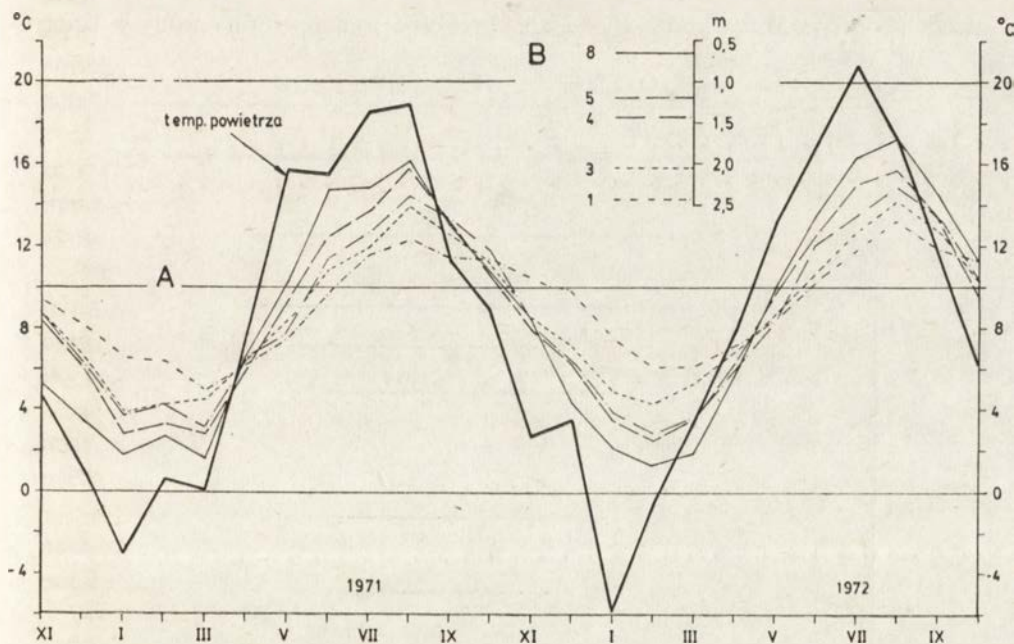
w piezometrach wahały się w okresie badań w granicach 0,2–1,4 m. Podczas niskich stanów miąższość warstwy wody w piezometrach wynosiła co najmniej 0,2 m. Dane dotyczące temperatury powietrza opracowano na podstawie materiałów obserwacyjnych ze stacji meteorologicznej IGiPZ PAN w Dobiegniewie, położonej w centrum obszaru badań szczegółowych (ryc. 1).

Wydaje się, że dwuletnie cykle obserwacji są zbyt krótkie dla poznania dynamiki temperatury wody podziemnej. Niemniej pozwalają uchwycić wiele prawidłowości istotnych dla zagadnienia.

DYNAMIKA TEMPERATURY PŁYTKICH WÓD PODZIEMNYCH

WPLYW TEMPERATURY POWIETRZA I MIĄŻSZOŚCI STREFY AERACJI NA TEMPERATURĘ WODY PODZIEMNEJ

Na podstawie danych ze studni obserwacyjnych zbadano zależności między temperaturą wody na różnych głębokościach a temperaturą powietrza. Ustalono zakres wahań i amplitudy temperatury wody podziemnej przy różnych miąższościach strefy aeracji. Określono związki między temperaturą wody podziemnej



Ryc. 2. Przebieg średnich miesięcznych temperatur wody w studniach o różnej głębokości na tle temperatury powietrza (stacja Wistka Królewska)

A — średnie miesięczne temperatury powietrza i wody podziemnej; B — średnie głębokości do wody za lata 1971–1972 (numeracja studni wg ryc. 1)

Variations of mean monthly water temperature in wells at various depths against air temperature, the Wistka Królewska station

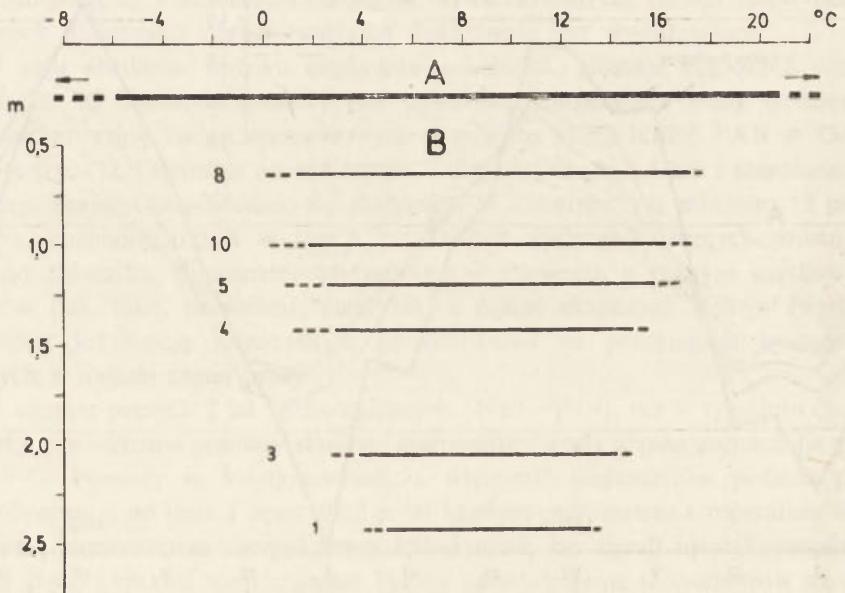
A — mean monthly air and groundwater temperature; B — mean depths to water, 1971–1972 (for well numbers see Fig. 1)

a głębokością jej występowania dla poszczególnych miesięcy, przez co uzyskano obraz zmian temperatury wody podziemnej na badanym obszarze w cyklu rocznym.

Przebieg temperatury wody podziemnej w ciągu roku zależy głównie od temperatury powietrza i głębokości do wody (ryc. 2). W latach 1971–1972 najwyższe temperatury wody we wszystkich studniach (o głębokości do 2,5 m) występowały w sierpniu, najniższe zaś w miesiącach zimowych (styczeń–marzec). W okresach wiosenno-letnich (kwiecień–sierpień) temperatury wody były niższe od temperatury powietrza, a w okresach jesienno-zimowych (wrzesień–marzec) — wyższe. Najmniejsze różnice w temperaturach powietrza i wody notowano na przełomie marca i kwietnia oraz sierpnia i września.

Oddziaływanie temperatury powietrza na temperaturę wody podziemnej wyraźnie malało ze wzrostem głębokości, ale było jeszcze bardzo duże na głębokości 2,5 m. Największe różnice temperatury wody podziemnej na różnych głębokościach występowały w okresach ekstremalnych temperatur powietrza, przy czym w półroczach letnich temperatury wody malały ze wzrostem głębokości, a w półroczach zimowych — wzrastały. W kwietniu i październiku temperatury wody we wszystkich studniach były bardzo wyrównane, niezależnie od miąższości strefy aeracji.

Ze wzrostem głębokości szybko zmieniał się zakres wahań temperatury wody podziemnej (ryc. 3). W studniach o głębokości do 1 m temperatury wody w bada-



Ryc. 3 Zakres zmian temperatury wody podziemnej w latach 1971–1972 w zależności od średniej miąższości warstwy suchej

A — temperatura powietrza (Wistka Królewska); B — temperatura wody podziemnej (numeracja studni wg ryc. 1);
linie ciągłe — średnie miesięczne; linie przerywane — temperatury ekstremalne

Range of groundwater temperature variations, 1971–1972, in relation to mean thickness of the dry layer

A — air temperature, Wistka Królewska; B — groundwater temperature (see Fig. 1 for well numbers); continuous lines — mean monthly, dashed lines — extreme temperatures

nym okresie mieściły się w granicach od 0,1 °C do 17,7 °C, a w studniach o głębokości około 2,5 m, od 4,0 °C do 13,6 °C. W okresach zimowych w płytszych studniach (do 1 m) utrzymywała się niekiedy cienka pokrywa lodowa. Przedstawione dane świadczą o bardzo silnym wpływie zmian temperatury powietrza na temperaturę wody podziemnej w warstwie gruntu o miąższości 2,5 m. Ze wzrostem głębokości maleje zakres wahań temperatury wody, co przejawia się obniżeniem temperatur maksymalnych i podwyższeniem minimalnych.

Związek między roczną amplitudą temperatury wody a głębokością występowania zwierciadła jest wyraźny, lecz nie przebiega według prostej zależności liniowej (ryc. 4). Mniejszym głębokościom odpowiadają nieco większe przyrosty rocznych amplitud temperatury wody. W 1972 r. w porównaniu z 1971 r. na poszczególnych głębokościach roczne amplitudy temperatury wody były wyższe. Wyrazem tego na rycinie 4 jest przesunięcie krzywych w prawo, wzdłuż osi amplitud. W latach 1971 i 1972 średnie roczne temperatury powietrza na stacji Wistka Królewska były zbliżone (8,3 °C i 8,0 °C), amplitudy między średnimi miesięcznymi temperaturami powietrza wykazywały zaś większe różnice i wynosiły: w 1971 r. — 22,0 °C, w 1972 r. — 26,7 °C. Znalazło to odzwierciedlenie w wyższych amplitudach temperatury wody w 1972 r. Można więc wnioskować, że roczne amplitudy temperatury płytkich wód podziemnych wykazują związek z rocznymi amplitudami temperatury powietrza. Zbyt krótki okres obserwacji nie pozwala jednak na dokładniejsze rozpatrzenie tej zależności.

Roczne amplitudy temperatury wody podziemnej maleją stosunkowo szybko ze wzrostem głębokości. Na głębokości 1,0 m amplitudy roczne, obliczone z ekstremalnych temperatur wody mierzonych dwa razy w tygodniu, wynosiły w 1971 r. około 16,0 °C, na głębokości zaś 2,5 m były już dwukrotnie mniejsze (ok. 8,0 °C).

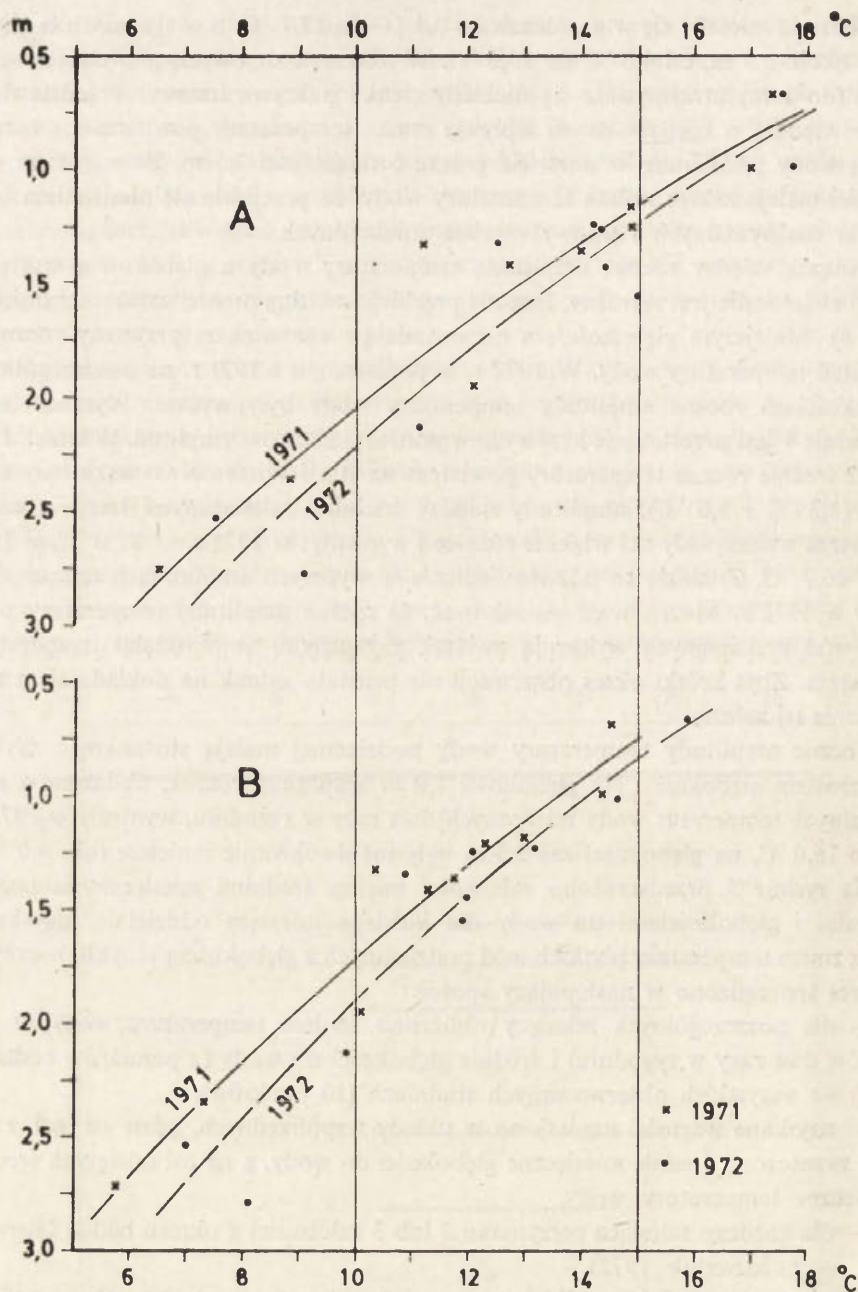
Na rycinie 5 przedstawiono zależności między średnimi miesięcznymi temperaturami i głębokościami do wody dla każdego miesiąca oddzielnie, uzyskując obraz zmian temperatury płytkich wód podziemnych z głębokością w cyklu rocznym. Wykres sporządzono w następujący sposób:

— dla poszczególnych miesięcy obliczono średnie temperatury wody (z pomiarów dwa razy w tygodniu) i średnie głębokości do wody (z pomiarów codziennych) we wszystkich obserwowanych studniach (10 punktów),

— uzyskane wartości naniesiono w układy współrzędnych, gdzie na osi rzędnych zaznaczono średnie miesięczne głębokości do wody, a na osi odciętych średnie miesięczne temperatury wody,

— dla każdego miesiąca otrzymano 2 lub 3 zależności z okresu badań (sierpień 1970 — październik 1972).

Uzyskane zależności są odbiciem warunków klimatycznych. W półroczu zimowym temperatury wody wskutek niskich temperatur powietrza rosły z głębokością, przy czym począwszy od listopada temperatura wody na tych samych głębokościach stopniowo obniżała się, osiągając najniższe wartości w miesiącach styczeń—marzec. Odwrotna sytuacja termiczna była w półroczu letnim. W wyniku wysokich temperatur powietrza temperatury wody obniżały się wraz z głębokością, przy czym od maja temperatura wody na tych samych głębokościach wzrastała, osiągając maksimum



Ryc. 4. Zależność rocznej amplitudy temperatury wody podziemnej od średniej rocznej miąższości strefy aeracji

A — amplitudy roczne z ekstremalnych temperatur wody mierzonych dwa razy w tygodniu; B — amplitudy roczne z ekstremalnych średnich miesięcznych temperatur wody

Relationship of annual groundwater temperature amplitude to mean annual thickness of the zone of aeration

A — annual amplitudes of extreme water temperatures measured twice a week; B — annual amplitudes of extreme mean monthly water temperatures

w sierpniu. Miesiące kwiecień—maj oraz wrzesień—październik są okresami przejściowymi między zimowym i letnim układem temperatury wody podziemnej. W tym czasie zależność temperatury wody od głębokości nie jest wyraźna z powodu wyrównania temperatur.

Wydaje się, że przedstawione zależności są charakterystyczne dla płytkich wód podziemnych występujących w utworach piaszczystych. Wskutek małych miąższości strefy aeracji zmiany temperatury powietrza stosunkowo szybko odbijały się na temperaturze wody podziemnej. Zależności temperatury wody od głębokości jej występowania dla danego miesiąca wykazywały niewielkie zróżnicowanie w poszczególnych latach, wynikające głównie z różnic temperatury powietrza.

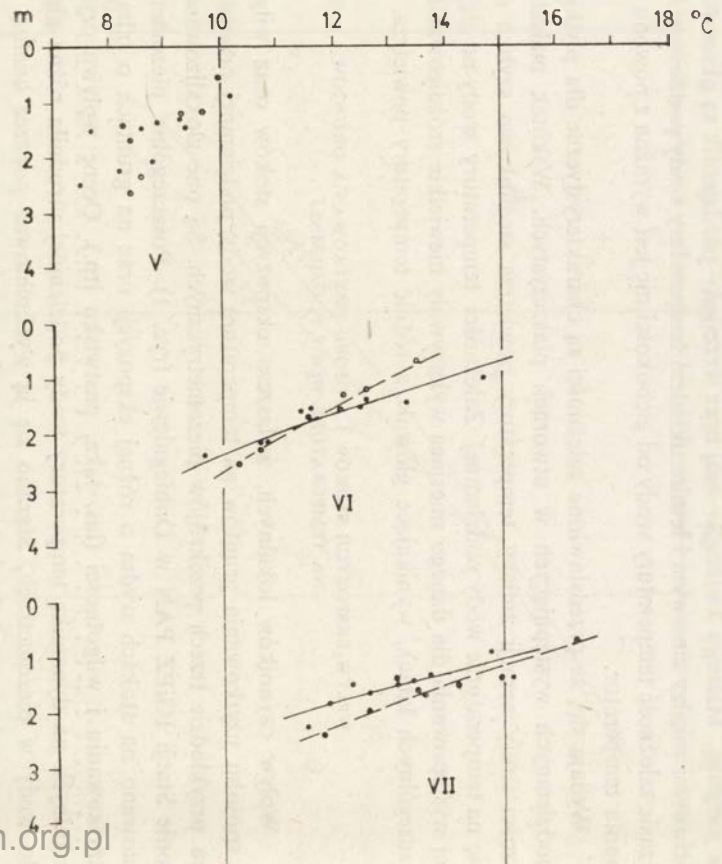
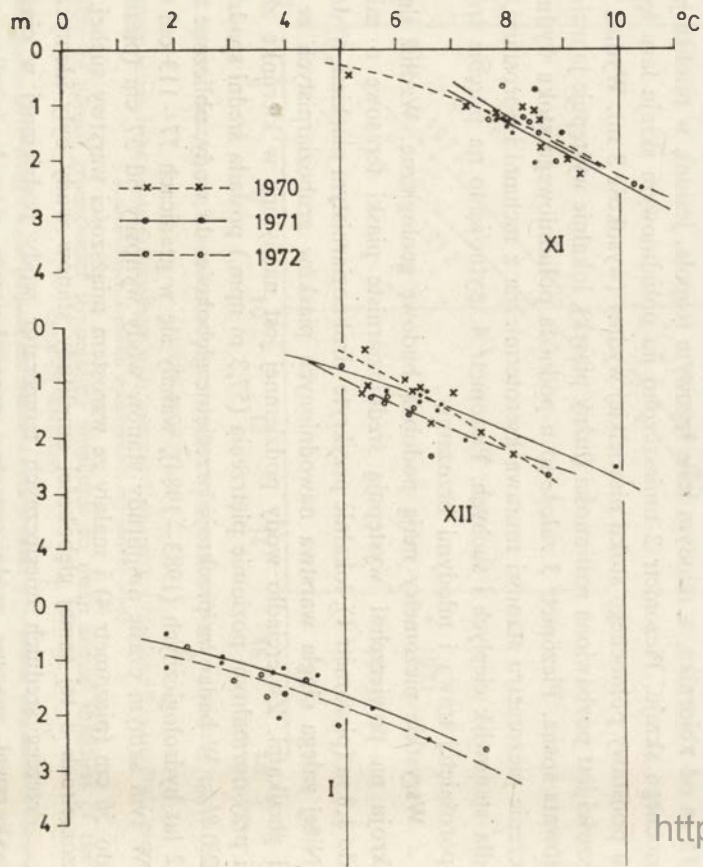
WPLYW EKSPOZYCJI STOKÓW I SPOSOBU UŻYTKOWANIA GRUNTÓW NA TEMPERATURĘ WODY PODZIEMNEJ

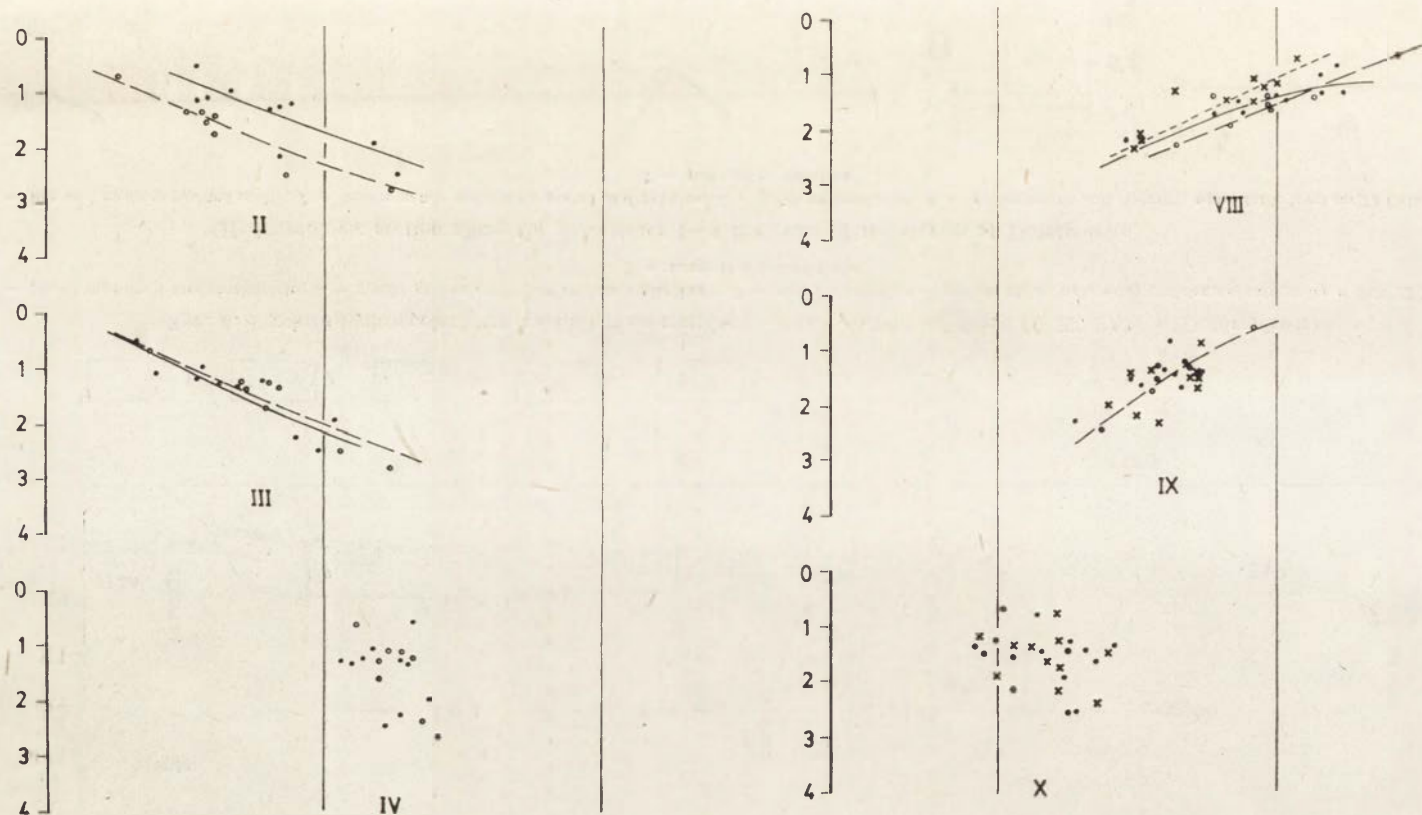
Wpływ czynników lokalnych, zwłaszcza ekspozycji stoków oraz wilgotności i sposobu użytkowania gruntów na temperaturę wody podziemnej przedstawiono na przykładzie trzech przekrójów piezometrycznych. Są one zlokalizowane w rejonie Stacji IGiPZ PAN w Dobiegniewie (ryc. 1). Poszczególne piezometry usytuowano na stokach wydm o różnej ekspozycji oraz na gruntach o odmiennym użytkowaniu i wilgotności (las, łąka, pastwisko itp.). Ocenę wpływu czynników lokalnych na dynamikę temperatury wody podziemnej utrudniła różna głębokość do wody w piezometrach. Starano się ją wyeliminować poprzez analizę danych z piezometrów o podobnej miąższości strefy aeracji.

W przekroju hydrogeologicznym zlokalizowanym na wschód od Stacji IGiPZ PAN założono cztery piezometry (ryc. 6). Piezometr 1 usytuowano w odległości 15 m od zbiornika, w młodym lesie łągowym (topola, jesion), w pobliżu jego północnego skraju. Piezometr 2 umieszczono na południowym skraju lasu łągowego, u podstawy północnego stoku niewielkiej wydmy (wysokość 3 m). Wydma w większości jest pozbawiona roślinności (luźny piasek), lokalnie występuje jałowiec i karłowata sosna. Piezometr 3 założono u podnóża południowego stoku wydmy. Otoczenie piezometru stanowi murawa kserotermiczna z mchami i porostami, typowa dla stanowisk ciepłych i suchych. Piezometr 4 usytuowano na porębie środkowej, porośniętej trawą i młodymi brzoziakami.

Wszystkie piezometry mają podobną budowę geologiczną. Wzdłuż linii przekroju na powierzchni występują średnioziarniste piaski terasowe o miąższości do 1,8 m (piezometr 1), lokalnie przykryte drobnodziarnistym piaskiem wydmy. Niżej zalega ciągła warstwa nawodnionych piasków gruboziarnistych ze żwirem i gładziami. Zwierciadło wody podziemnej jest nachylone w kierunku zbiornika i przy normalnym poziomie piętrzenia (57,3 m n.p.m.) posiada średni spadek około 2,0 ‰. W badanym przekroju przeciętne głębokości do wody, obliczone za okres 2 lat hydrologicznych (1983—1984), wahały się w granicach 77—113 cm (tab. 1). W tym samym czasie amplitudy stanów wody wynosiły od 37 cm (piezometr 1) do 56 cm (piezometr 4) i malały ze wzrostem miąższości warstwy suchej. W piezometrach o tej samej głębokości amplitudy stanów wody były identyczne.

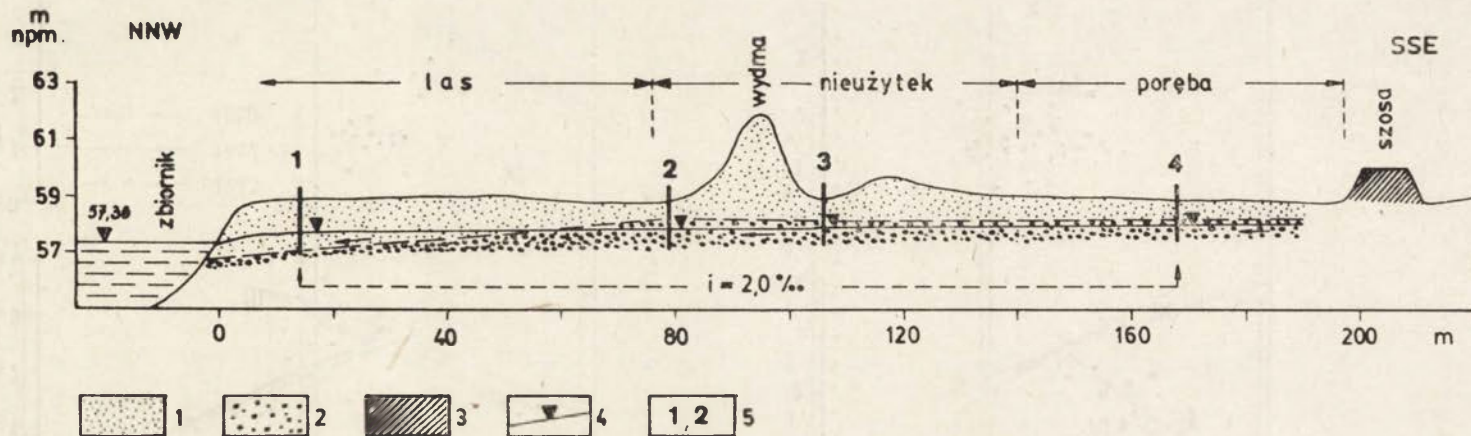
Przebieg średnich miesięcznych temperatur wody podziemnej w ciągu roku wykazywał znaczne zróżnicowanie, uwarunkowane głównie lokalizacją piezo-





Ryc. 5. Zależności między średnią miesięczną temperaturą wody w studniach a średnią miesięczną głębokością do wody w cyklu rocznym (sierpień 1970 — październik 1972)

Relationship between mean monthly water temperature in wells and mean monthly depth to water throughout the year, August 1970 to October 1972

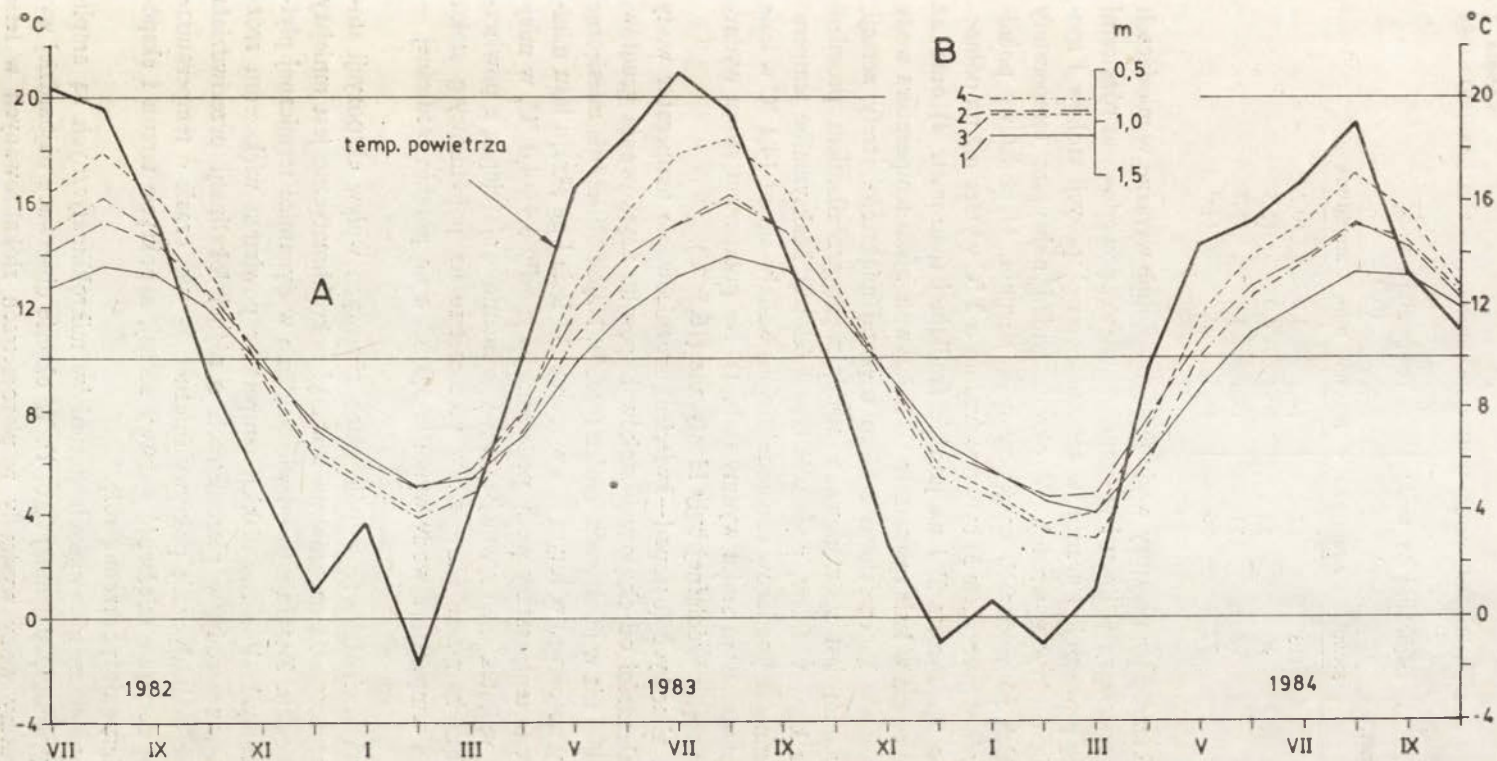


Ryc. 6. Przekrój hydrogeologiczny na linii piezometrów 1–4 (na wschód od Stacji IGiPZ PAN w Dobiegniewie)

1 – piaski drobno- i średnioziarniste; 2 – piaski gruboziarniste ze żwirem i glazikami; 3 – nasyp ziemny; 4 – poziom zwierciadła wody podziemnej i zbiornika w dniu 27 X 1982 r.;
5 – numeracja piezometrów

Hydrogeologic section along the piezometer 1–4 line, east of the station at Dobiegniewo

1 – fine and medium-grained sands; 2 – coarse sands containing gravel and pebbles; 3 – earth embankment; 4 – groundwater and reservoir water table level on 27 October 1982;
5 – piezometer numbers



Ryc. 7. Średnie miesięczne temperatury wody w piezometrach 1–4 (lipiec 1982 – październik 1984) na tle średnich miesięcznych temperatur powietrza (stacja Dobięgniewo)

A – średnie miesięczne temperatury powietrza i wody podziemnej; B – średnie głębokości do wody za lata 1983–1984; numeracja piezometrów wg ryc. 6
 Mean monthly water temperature in piezometers 1–4, July 1982 to October 1984, against mean monthly air temperature, the Dobięgniewo station

A – mean monthly air and groundwater temperature; B – mean depths to water, 1983–1984; (see Fig. 6 for piezometer numbers)

Głębokości do wody i ekstremalne temperatury wody w piezometrach 1–4 za lata 1983–1984

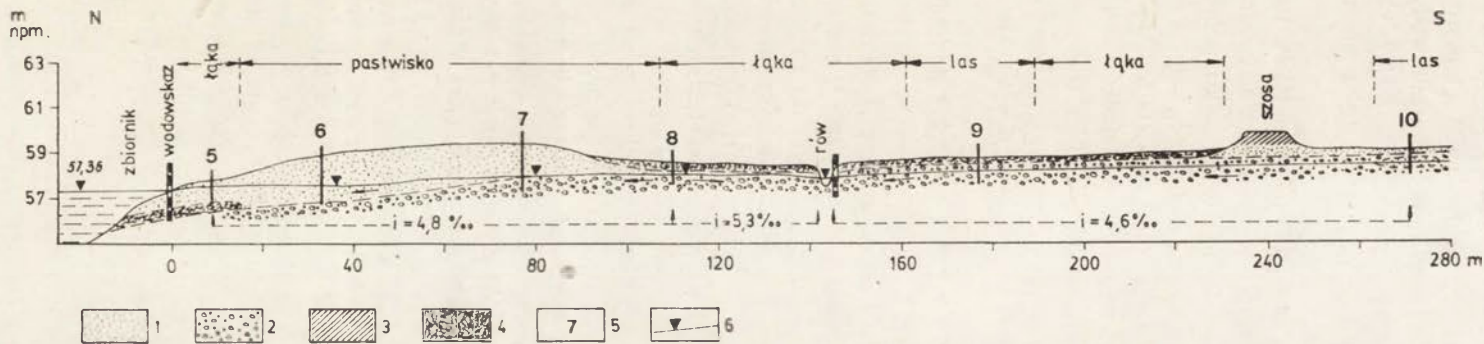
Nr piezometru	Głębokość do wody (cm)		Temperatura wody (°C)		
	średnia	amplituda	maks.	min.	amplituda
1	113	37	14,1	3,9	10,2
2	90	52	16,5	4,0	12,5
3	91	51	18,7	3,0	15,7
4	77	56	16,5	2,5	14,0

metrów (ryc. 7). Różnice temperatury wody były szczególnie wyraźne w miesiącach maj–wrzesień, a zwłaszcza w lipcu i w sierpniu. Jest to spowodowane różnicami w nagrzewaniu się powierzchni gruntu, w zależności od ekspozycji stoków i sposobu użytkowania (pokrycia terenu). W okresie badań najwyższe temperatury wody we wszystkich piezometrach występowały w sierpniu. U podstawy południowego stoku wydmy (piezometr 3) były one średnio o 2 °C wyższe niż na północnym stoku wydmy (piezometr 2) i na porębie śródleśnej (piezometr 4) oraz aż o 4,0–4,5 °C wyższe niż w lesie (piezometr 1). Relatywnie niska temperatura wody podziemnej w lesie wynika częściowo z nieco większej miąższości strefy aeracji, lecz przede wszystkim jest spowodowana utrudnionym przenikaniem promieni słonecznych przez korony drzew, podszycie lasu i ściółkę. Maksymalne temperatury wody podziemnej (z pomiarów cotygodniowych) wahały się od 14,1 °C w lesie do 18,7 °C na południowym stoku wydmy (tab. 1). Na północnym stoku wydmy (skraj lasu) i na porębie śródleśnej były identyczne (16,5 °C).

W miesiącach zimowych (listopad–kwiecień) zróżnicowanie temperatury wody podziemnej, w zależności od ekspozycji stoków i sposobu użytkowania gruntów, zaznaczało się słabiej niż w miesiącach letnich (ryc. 7). Najniższe średnie miesięczne temperatury wody notowano w lutym lub w marcu. W lesie i na skraju lasu minimalne, obserwowane temperatury wody podziemnej wynosiły 3,9–4,0 °C, w miejscach odkrytych, wskutek intensywniejszego wypromieniowania ciepła z powierzchni gruntu, osiągnęły niższe wartości: w piezometrze na południowym stoku wydmy minimalna temperatura wody wynosiła 3,0 °C, a na porębie śródleśnej – 2,5 °C (tab. 1).

Ogólnie można stwierdzić, że w półroczach zimowych wpływ ekspozycji stoków i sposobu użytkowania gruntów na stosunki mikroklimatyczne jest mniejszy niż w okresach letnich. Znajduje to odzwierciedlenie w dynamice termicznej płytkich wód podziemnych. Podczas niskich temperatur powietrza większemu zróżnicowaniu temperatury wody w piezometrach o różnej lokalizacji przeciwdziała głównie izolacyjne oddziaływanie pokrywy śnieżnej. W tym czasie o temperaturze wody podziemnej decyduje miąższość warstwy suchej, a pokrycie terenu i ekspozycja stoków odgrywają podrzędną rolę.

Odzwierciedleniem zróżnicowanych stosunków mikroklimatycznych są amplitudy temperatury wody podziemnej (tab. 1). W okresie obserwacji najbardziej wyrównane temperatury wody wystąpiły w piezometrach zlokalizowanych w lesie



Ryc. 8. Przekrój hydrogeologiczny na linii piezometrów 5–10 (na wysokości Stacji IGiPZ PAN w Dobiegniewie)

- 1 – piaski droбно- i średnioziarniste; 2 – piaski gruboziarniste ze żwirami i glazkami; 3 – piaski droбно- i średnioziarniste z częściami organicznymi (mursz); 4 – nasyp ziemny;
 5 – numeracja piezometrów; 6 – zwierciadło wody podziemnej, rowu mlioracyjnego i zbiornika w dniu 27 X 1982 r.

Hydrogeologic section along the piezometer 5–10 line on passing through the station at Dobiegniewo

- 1 – fine and medium-grained sands; 2 – coarse sands containing gravel and pebbles; 3 – fine and medium-grained sands containing organic matter (peat earth); 4 – earth embankment; 5 – piezometer numbers; 6 – groundwater; drainage ditch and reservoir water table on 27 October 1982

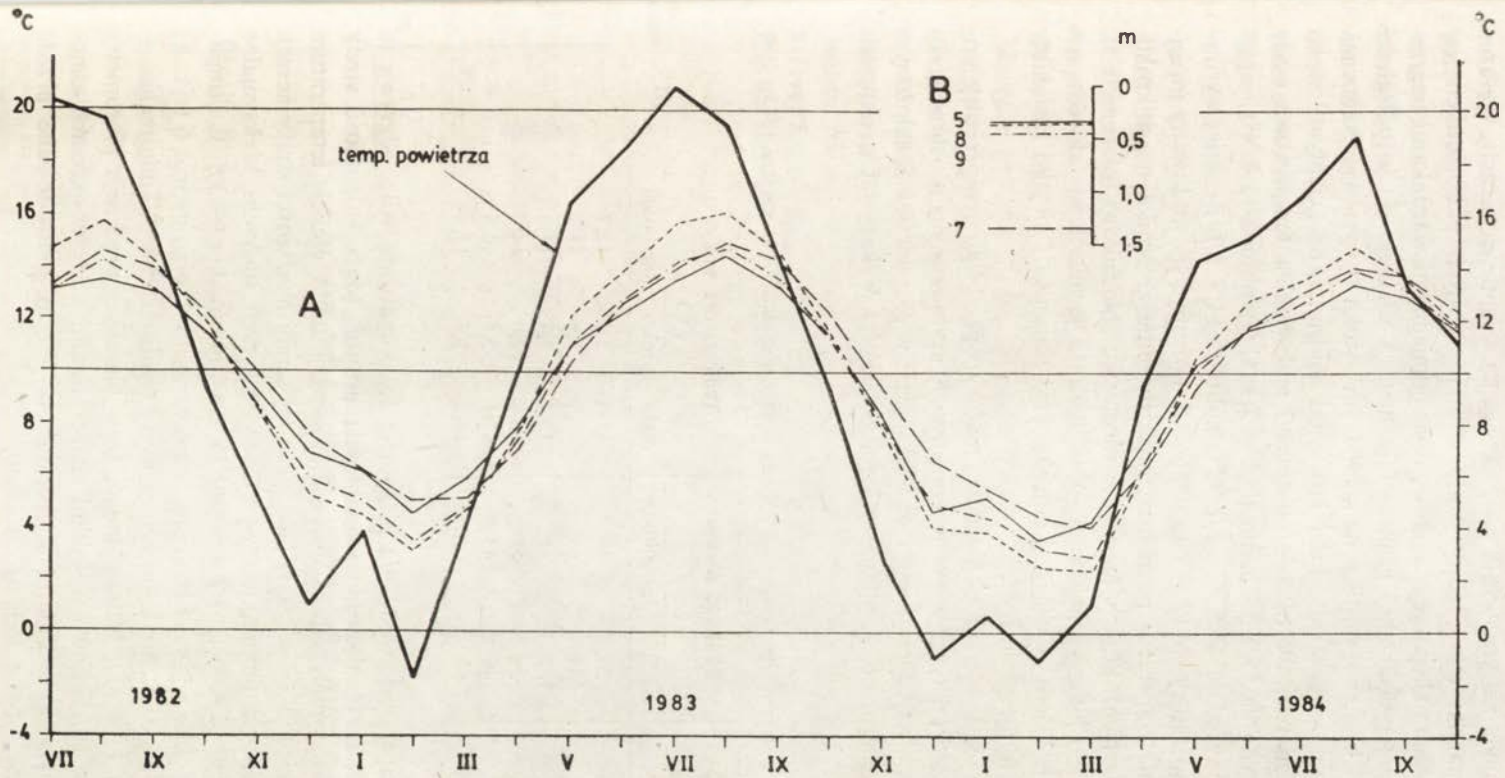
(amplituda 10,2 °C) i na skraju lasu (amplituda 12,5 °C). W porównaniu z obszarami odsłoniętymi piezometry te charakteryzowały się niższą temperaturą wody w lecie i wyższą w zimie. Na porębie śródlęsnej amplituda temperatur wody wynosiła 14,0 °C, u podstawy zaś południowego stoku wydmy osiągnęła aż 15,7 °C. Ta ostatnia wartość wynika przede wszystkim z silnego nagrzania stoku latem i znacznego wypromieniowania ciepła zimą.

W przekroju hydrogeologicznym na wysokości Stacji IGiPZ PAN zainstalowano sześć piezometrów (ryc. 8). Piezometr 5 usytuowano na nadwodnej, wilgotnej łące, której powierzchnia jest łagodnie nachylona w kierunku północnym (do zbiornika). Piezometry 6 i 7 założono u podnóża zachodniego stoku niewielkiej wydmy, w obrębie pastwiska porośniętego trawą, przy czym w rejonie piezometru 7 pojawiają się gatunki kserotermiczne. Piezometr 8 zlokalizowano na typowej, wilgotnej łące, u podstawy łagodnie nachylonego stoku o wystawie południowej. Piezometry 9 i 10 usytuowano w typowym, zwartym lesie łągowym (olsza czarna). W rejonie piezometru 9 jest to młody łąg olszowy, a właściwie zwarte zarośla olszynowe.

Wzdłuż linii przekroju na powierzchni występują głównie średnioziarniste piaski o miąższości do 2,1 m (piezometr 6). Lokalnie są one przykryte drobnoziarnistym piaskiem wydmowym, o miąższości 40 cm (piezometr 7). W centralnej części przekroju znajduje się obniżenie terenu (mokradło okresowe), zmeliorowane w okresie po spiętrzeniu Wisły i odwadniane rowem otwartym do zbiornika „Włocławek”. Obniżenie wypełniają piaski średnioziarniste o miąższości nie przekraczającej 50 cm z dużym udziałem części organicznych — murszu (piezometr 8 i 9). Te same utwory nawiercono w piezometrze 5 na głębokości 1,2 m, pod warstwą piasku średnioziarnistego bez części organicznych. Podłoże utworów powierzchniowych stanowi ciągła warstwa nawodnionych piasków gruboziarnistych ze żwirem i gładzikami, której strop zalega na głębokości od 0,4 m (piezometr 9) do 2,1 m (piezometr 6). W piezometrze 10 żwirry z gładzikami występują bezpośrednio pod cienką warstwą gleby (0,2 m) i zawierają soczewkę piasku o grubości 0,4 m.

Zwierciadło wody podziemnej układa się w warstwie piasków gruboziarnistych ze żwirem i gładzikami, w pobliżu zbiornika występuje zaś w piaskach średnioziarnistych (piezometry 5 i 6). Niwelacja przekroju wykazała, że na łące w rejonie piezometru 8 znajduje się podziemny dział wodny, niezgodny z rzeźbą terenu. Dział ten jest wynikiem drenażu wody podziemnej przez rów melioracyjny, co modyfikuje ogólny, północny kierunek spływu podziemnego. Spadki zwierciadła wody podziemnej na poszczególnych odcinkach przekroju wahają się w granicach 4,6–5,3‰. W analizowanych piezometrach średnie głębokości do wody, za lata 1983–1984, były zawarte w przedziale 36–138 cm (tab. 2). Amplitudy stanów wody za ten sam okres wynosiły od 41 cm (piezometr 7) do 67 cm (piezometr 10).

Przebieg średnich miesięcznych temperatur wody w wybranych piezometrach badanego przekroju przedstawiono na rycinie 9. Wpływ czynników lokalnych na temperaturę wody podziemnej uwidocznili się wyraźnie w piezometrach 5 i 8, odznaczających się identyczną głębokością do wody (średnio 36 cm), podobną budową geologiczną i amplitudą zwierciadła (48–51 cm) oraz zbliżonym uwilgotnieniem



Ryc. 9. Średnie miesięczne temperatury wody (lipiec 1982 – październik 1984) w wybranych piezometrach w rejonie Stacji IGiPZ PAN w Dobiegniewie na tle średnich miesięcznych temperatur powietrza

A – średnie miesięczne temperatury powietrza i wody podziemnej; B – średnie głębokości do wody za lata 1983–1984, numeracja piezometrów wg ryc. 8

Mean monthly water temperature, July 1982 to October 1984, in selected piezometers in the vicinity of the station at Dobiegniew o against mean monthly air temperature

A – mean monthly air and groundwater temperature; B – mean depths to water; 1983–1984 (see Fig. 8 for piezometer numbers)

gruntów, wynikającym z usytuowania piezometrów na wilgotnych łąkach. Wyraźne zróżnicowanie dynamiki temperatury wody w analizowanych piezometrach jest głównie uwarunkowane ekspozycją stoków, czyli odmiennymi warunkami nagrzewania i ochładzania powierzchni gruntu. Piezometr 5 znajduje się w odległości niespełna 10 m od brzegu zbiornika, na „chłodnym” stoku o wystawie północnej. Piezometr 8 jest położony w odległości 110 m od zbiornika, na „ciepłym” stoku o ekspozycji południowej. W okresie obserwacji maksymalna temperatura wody w piezometrze 5 wynosiła 15,0 °C, minimalna — 2,3 °C (amplituda 12,7 °C), w piezometrze 8 — odpowiednio 16,5 °C i 2,0 °C (amplituda 14,5 °C). Bardziej wyrównany przebieg temperatury wody w piezometrze 5 może być spowodowany mniejszymi amplitudami temperatur powietrza (oddziaływanie zbiornika na mikroklimat terenów przyległych). Stok północny, zwrócony ku zbiornikowi (piezometr 5), podlega niewątpliwie intensywniejszemu oddziaływaniu termicznemu akwenu niż stok południowy, położony w większej odległości od zbiornika i niejako zasłonięty wyniosłością terenu (piezometr 8).

Interesująco przedstawia się porównanie rocznego przebiegu temperatury wody w piezometrach 5 i 7 (ryc. 9). W piezometrze 7, usytuowanym na stanowisku suchym, miąższość strefy aeracji jest 1 m większa niż w piezometrze 5, założonym na wilgotnej łące. Piezometr 7, mimo większej głębokości, wykazywał w okresach

Tabela 2
Głębokości do wody i ekstremalne temperatury wody w piezometrach 5–10 za lata 1983–1984

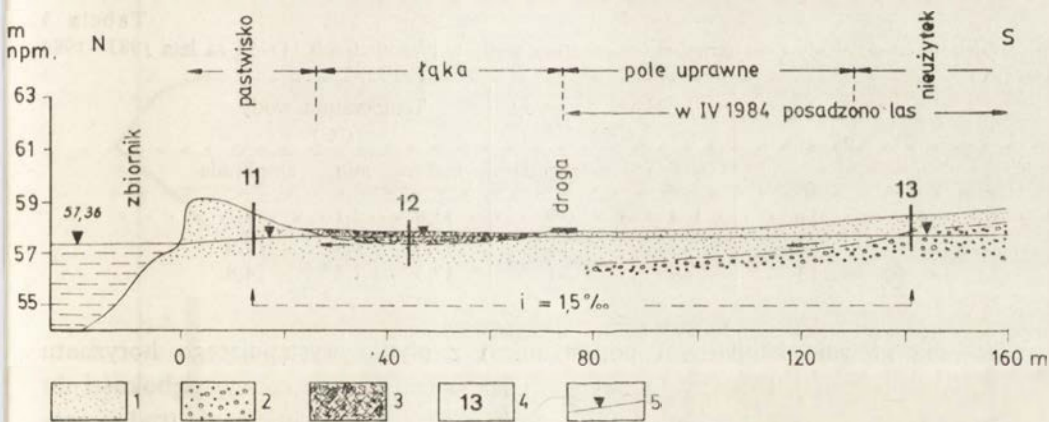
Nr piezometru	Głębokość do wody (cm)		Temperatura wody (°C)		
	średnia	amplituda	maks.	min.	amplituda
5	36	48	15,0	2,3	12,7
6	138	43	15,8	3,9	11,9
7	135	41	15,4	3,8	11,6
8	36	51	16,5	2,0	14,5
9	45	45	15,1	2,5	12,6
10	53	67	14,5	1,9	12,6

letnich wyższe temperatury wody niż piezometr 5. Decydującą rolę odgrywa tu pojemność cieplna, uwarunkowana wilgotnością gruntu. Mała wilgotność strefy aeracji sprzyja intensywniejszemu nagrzewaniu się gruntu. A efekcie temperatura płytkich wód podziemnych w czasie lata, przy tej samej miąższości strefy aeracji i jednakowym pokryciu terenu, jest wyższa w obszarach suchych. Maksymalne temperatury wody w piezometrze 7 osiągały 15,4 °C, minimalne — 3,8 °C (amplituda 11,6 °C). Podobne warunki termiczne obserwowano w piezometrze 6 (ryc. 8; tab. 2), w którym maksymalna temperatura wody wynosiła 15,8 °C, minimalna — 3,9 °C (amplituda 11,9 °C). Należy dodać, że w badanym przekroju piezometry 6 i 7 cechowały się stosunkowo wysokimi temperaturami wody w okresach zimowych i najmniejszymi amplitudami temperatur — jest to spowodowane przede wszystkim większymi głębokościami do wody.

Podczas lata maksymalne temperatury wody w zwartym lesie łągowym (piezometr 10) były niższe o 0,5–2,0 °C niż w innych piezometrach (tab. 2). Rolę izolatora termicznego, jak już wspomiano, spełniają tu korony drzew, podszycie i ściółka leśna. Uwagę zwraca niska temperatura wody podczas zimy. Jej minimalną wartość (1,9 °C) zanotowano w czasie wiosennych roztopów (marzec 1984 r.). Można to wyjaśnić gromadzeniem się wód roztopowych w niewielkim zagłębieniu terenu wokół piezometru. Wsiąkające wody roztopowe, przy małej miąższości strefy aeracji (0,4 m w czasie roztopów) i dużej przepuszczalności utworów, bezpośrednio oddziałują na temperaturę wody podziemnej. Nieco wyższe temperatury wody zarówno zimą, jak i latem obserwowano w piezometrze 9, usytuowanym w zarosłach olszynowych.

Trzeci przekrój hydrogeologiczny, zlokalizowany w zachodniej części wsi Dobięgniewo, obejmuje trzy piezometry (ryc. 10). Piezometr 11 założono w odległości 14 m od zbiornika, na pastwisku zajmującym południowy skłon niewielkiego wyniesienia terenu. Piezometr 12 usytuowano na typowej, wilgotnej łące (mokrądo stałe). Piezometr 13 znajduje się w obrębie nieużytku, na którym wiosną 1984 r. posadzono las sosnowy.

W profilu piezometru 11 występują piaski średnioziarniste z domieszką piasku drobnoziarnistego i pojedynczymi ziarnami piasku gruboziarnistego. W piezometrze 12 utwory te są przykryte warstwą piasku średnioziarnistego (o miąższości 0,5 m) z dużym udziałem części organicznych (mursz). W piezometrze 13 pod cienką warstwą piasku średnioziarnistego (o miąższości 0,5 m) zalegają piaski różno-



Ryc. 10. Przekrój hydrogeologiczny na linii piezometrów 11–13 (na zachód od Stacji IGiPZ PAN w Dobięgniewie)

1 – piaski drobno- i średnioziarniste z pojedynczymi ziarnami piasku gruboziarnistego; 2 – piaski różnoziarniste ze żwirami i otoczkami; 3 – piaski drobno- i średnioziarniste z dużą zawartością części organicznych (mursz); 4 – numeracja piezometrów; 5 – poziom zwierciadła wody podziemnej i zbiornika, w dniu 27 X 1982 r.

Hydrogeologic section along the piezometer 11–13 line, west of the station at Dobięgniewo

1 – fine and medium-grained sands containing single grains of coarse sand; 2 – sands with varying particle sizes, containing gravel and cobbles; 3 – fine and medium-grained sands with high organic matter (peat earth) contents; 4 – piezometer numbers; 5 – groundwater and reservoir water table level on 27 October 1982

ziarniste ze żwirem i głazikami. Zwierciadło wody podziemnej wykazuje niewielki spadek w kierunku zbiornika (1,5 ‰). W badanym okresie (1983–1984) średnie głębokości do wody wynosiły od 24 cm (piezometr 12) do 104 cm (piezometr 11). Omawiany przekrój charakteryzuje bardzo wyrównany przebieg stanów wody podziemnej. Amplitudy stanów wody, za okres 2 lat, oscylowały w granicach 30–36 cm (tab. 3).

W analizowanym przekroju ocenę wpływu czynników lokalnych na dynamikę temperatury wody podziemnej utrudniają różne miąższości strefy aeracji. Najmniejsze amplitudy temperatur wody notowano w najgłębszym piezometrze 11, a największe — w płytkim piezometrze 12 (ryc. 11; tab. 3). Średnie miesięczne temperatury wody osiągały najwyższe wartości w sierpniu, przy czym na wilgotnej łące (piezometr 12) woda podziemna była chłodniejsza niż w głębszym piezometrze 13, zlokalizowanym na gruntach suchych (ryc. 11). Jest to kolejnym potwierdzeniem dużego wpływu uwilgotnienia strefy aeracji na temperaturę wody podziemnej. Ze wzrostem uwilgotnienia rośnie pojemność cieplna, a zatem grunty wilgotne nagrzewają się wolniej niż suche. Znajduje to odzwierciedlenie w temperaturze płytkich wód podziemnych.

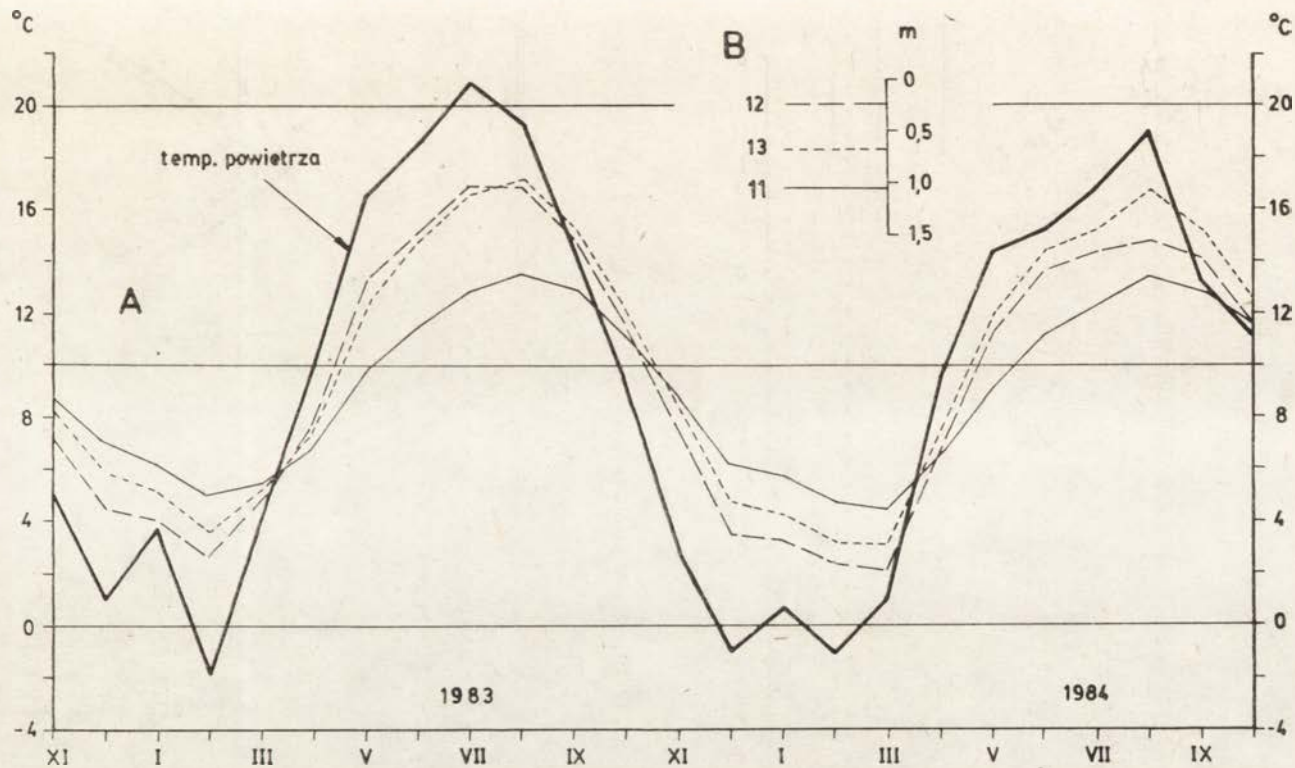
W czasie niskich temperatur powietrza grunty wilgotne, wskutek większej pojemności cieplnej, powinny ochładzać się wolniej niż suche. W okresach zimowych należy się więc spodziewać wyższych temperatur wody podziemnej w obszarach wilgotnych, oczywiście przy tej samej miąższości strefy aeracji, pokryciu terenu itp. Na badanym fragmencie doliny Wisły duża wilgotność gruntów jest spowo-

Tabela 3
Głębokości do wody i ekstremalne temperatury wody w piezometrach 11–13 za lata 1983–1984

Nr piezometru	Głębokość do wody (cm)		Temperatura wody (°C)		
	średnia	amplituda	maks.	min.	amplituda
11	104	36	13,8	4,1	9,7
12	24	32	17,4	1,8	15,6
13	68	30	17,3	2,5	14,8

dowana głównie kapilarnym podsiąkaniem z płytko występującego horyzontu wody podziemnej. Dotyczy to zwłaszcza łąk, gdzie średnie roczne głębokości do wody nie przekraczają 0,5 m. Z uwagi na kapilarne podsiąkanie wody trudno znaleźć piezometr, w którym przy tak małej miąższości strefy aeracji grunt byłby stonkowo suchy. Utrudnia to ilościowe określenie wpływu uwilgotnienia gruntów na temperaturę wody podziemnej. W okresach zimowych o temperaturze wody w piezometrach decydują niewątpliwie miąższości strefy aeracji, wilgotność gruntów zaś odgrywa drugorzędną rolę.

Celem zbadania siły oddziaływania czynników lokalnych oraz miąższości strefy aeracji na temperaturę płytkich wód podziemnych w ciągu roku, wykreślono zależności między średnimi miesięcznymi temperaturami i głębokościami do wody w pie-

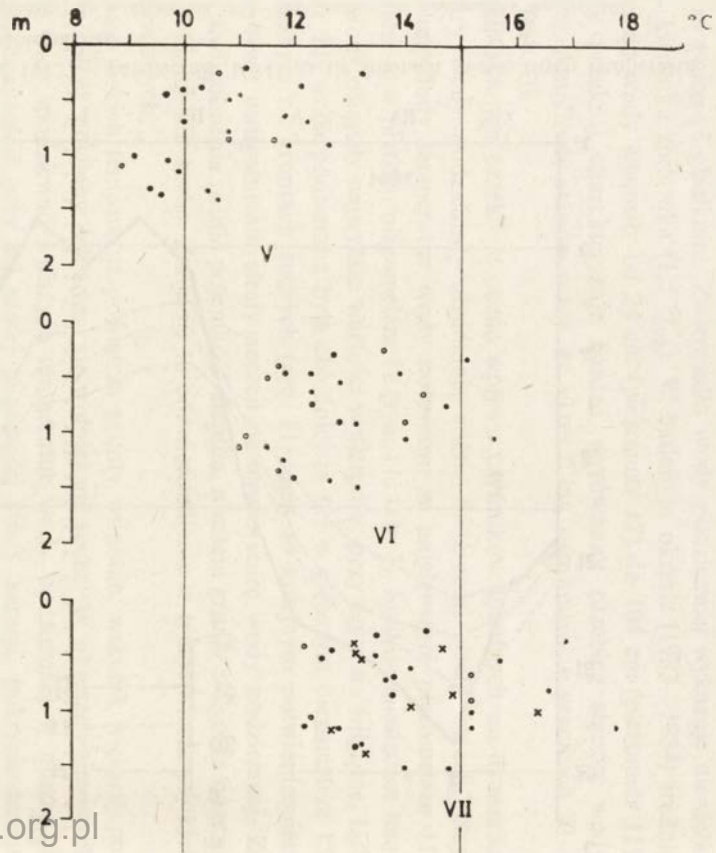
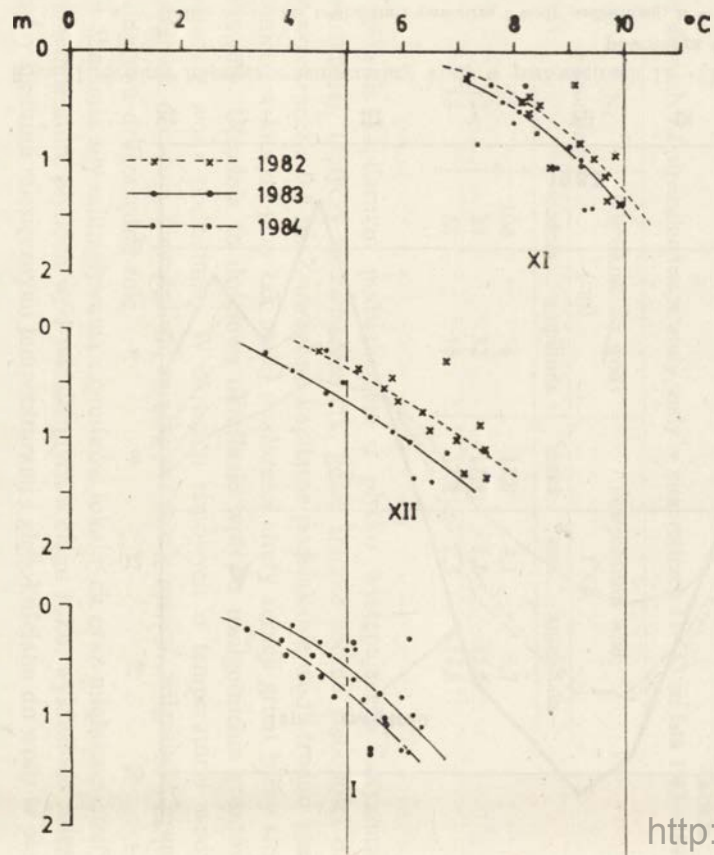


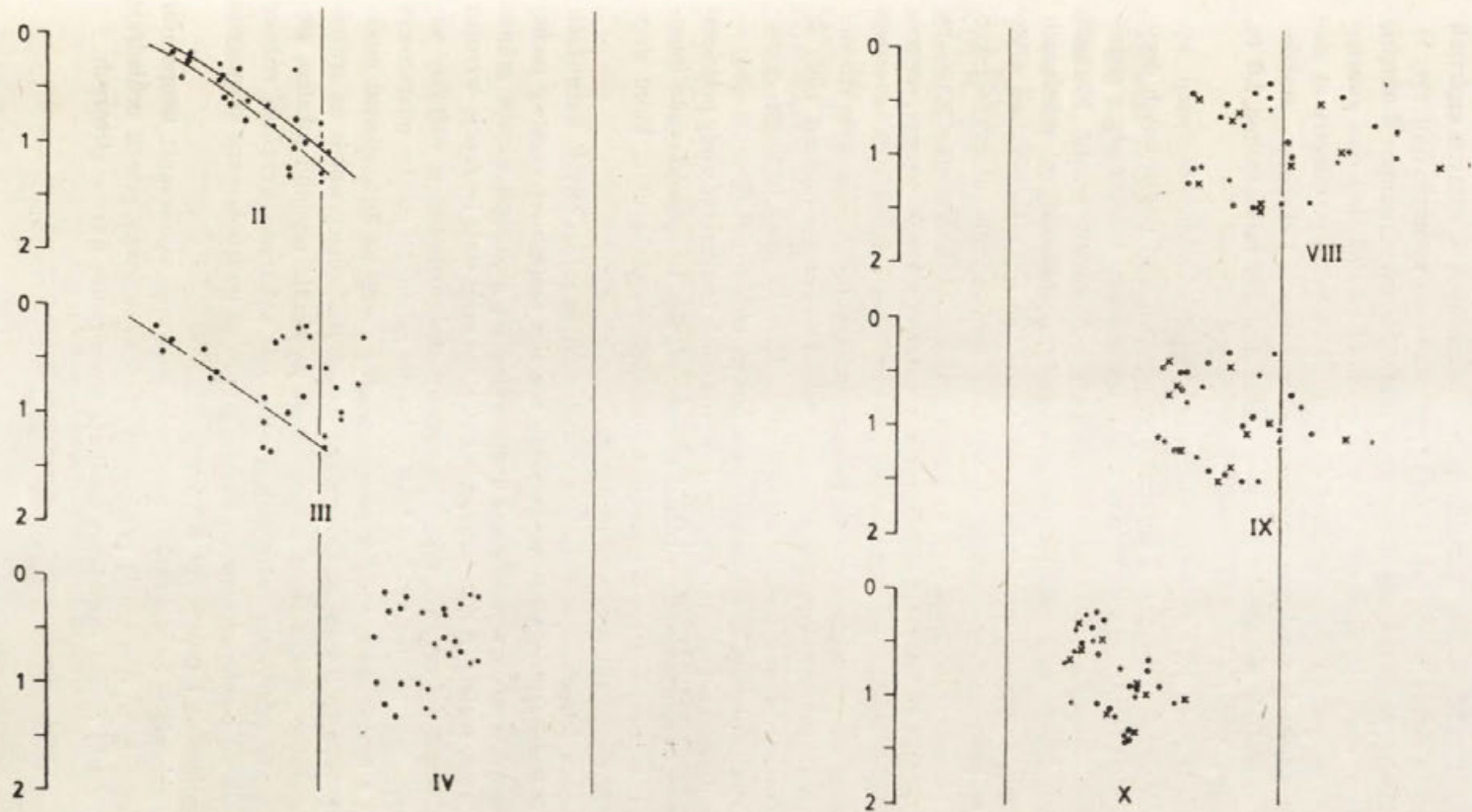
Ryc. 11. Średnie miesięczne temperatury wody w piezometrach 11–13 (listopad 1982 – październik 1984) na tle średnich miesięcznych temperatur powietrza (stacja Dobiegniewo)

A – średnie miesięczne temperatury powietrza i wody podziemnej; B – średnie głębokości do wody za lata 1983–1984; numeracja piezometrów wg ryc. 10

Mean monthly water temperature in piezometers 11–13, November 1982 to October 1984, against mean monthly air temperature, the Dobiegniewo station

A – mean monthly air and groundwater temperature; B – mean depths to water, 1983–1984 (see Fig. 10 for piezometer numbers)





Ryc. 12. Zależności między średnią miesięczną temperaturą wody w piezometrach a średnią miesięczną głębokością do wody w cyklu rocznym (lipiec 1982 — październik 1984)

Relationships between mean monthly water temperature in piezometers and mean monthly depth to water throughout the year, July 1982 to October 1984

zometrach (ryc. 12). Dla studni gospodarskich, rozrzuconych w różnych częściach badanego odcinka doliny Wisły, zależności te przedstawiono wcześniej (por. ryc. 5). Warto przypomnieć, że na temperaturę wody w studniach, usytuowanych w obrębie zagród wiejskich, nie mają większego wpływu czynniki lokalne. Jest ona uwarunkowana przede wszystkim głębokościami do wody. Natomiast piezometry są zlokalizowane na gruntach o różnym użytkowaniu, wilgotności i ekspozycji stoków. W badanych studniach miąższości warstwy suchej osiągały maksymalnie 3,0 m, w piezometrach zaś — 1,5 m.

Z porównania rycin 12 i 5, wykonanych dla różnych okresów obserwacji, wynika, że w półroczach zimowych o temperaturze płytkich wód podziemnych decydowały miąższości strefy aeracji. W tym czasie temperatury wody rosły z głębokością wskutek wolniejszego ochładzania się głębszych warstw gruntu. Na tych samych głębokościach najniższe temperatury wody występowały w miesiącach styczeń—marzec. Zależności między miąższością strefy aeracji a temperaturą wody podziemnej w półroczach zimowych są wyraźne zarówno dla obserwowanych studni, jak i piezometrów. Świadczy to o mniejszej sile oddziaływania czynników lokalnych, a zwłaszcza sposobu użytkowania gruntów (pokrycia terenu), wilgotności i ekspozycji stoków na temperaturę płytkich wód podziemnych w czasie zimy. Różnice w tempie ochładzania się powierzchni gruntów w znacznym stopniu niweluje pokrywa śnieżna. Ponadto stosunki mikroklimatyczne podczas zimy są mniej zróżnicowane, czemu sprzyja zahamowanie rozwoju szaty roślinnej, występowanie pokrywy śnieżnej, zamarznięcie wód powierzchniowych itp.

Wiosną, zwłaszcza w kwietniu, występuje wyrównanie temperatur wody podziemnej w punktach obserwacyjnych o różnej głębokości. Jest to spowodowane intensywniejszym nagrzewaniem się przypowierzchniowych warstw gruntu, które stopniowo osiągają temperaturę warstw głębszych.

W półroczach letnich w studniach usytuowanych w jednakowych warunkach terenowych o temperaturze wody decydowały również miąższości warstwy suchej (por. ryc. 5). W wyniku wolniejszego nagrzewania się głębszych warstw gruntu temperatury wody malały ze wzrostem głębokości. Od maja stałą tendencją wzrostu temperatury wody wykazywały także piezometry zlokalizowane w różnych warunkach terenowych. Nie udało się jednak wykreślić zależności między miąższością strefy aeracji a temperaturą wody w piezometrach z uwagi na duży rozrzut punktów (ryc. 12). Wynika z tego, że w okresach letnich decydujący wpływ na zróżnicowanie temperatur płytkich wód podziemnych wywierają czynniki lokalne, głębokości do wody odgrywają zaś mniejszą rolę. Jak wykazano wcześniej różnice w nagrzewaniu się powierzchniowych warstw gruntu są uwarunkowane ekspozycją stoków, wilgotnością i pokryciem terenu.

Jesienią, głównie w październiku, następuje ponowne wyrównanie temperatur wody podziemnej. W tym czasie przypowierzchniowe warstwy gruntu ochładzają się szybciej, dzięki czemu stopniowo uzyskują temperaturę warstw głębszych.

LITERATURA

- Dynowski J., 1968, *Z badań nad termiką wody gruntowej regionu krakowskiego*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., z. 21, Kraków.
- Glazik R., 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dokum. Geogr., z. 2-3.
- Gutry-Korycka M., 1969, *Z zagadnień termiki płytkich wód gruntowych*, Wiad. Służby Hydrol. i Meteor., t. 5 (XVII), z. 1-2.
- Křiž H., 1983, *Hydrologie podzemních vod*, Wyd. Academia, Praha.
- Marchacz W., 1960, *Hydrogeologia*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Mikulski Z., 1963, *Zarys hydrografii Polski*, PWN, Warszawa.
- Nawrocka E., Sadowska E., 1964, *Temperatury wód gruntowych w Polsce w pięcioleciu 1959/1963*, Mat. PIHM, nr 128.
- Pazdro Z., 1964, *Hydrogeologia ogólna*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Skibniewska H., 1963, *Wpływ termiki wód gruntowych na ich własności fizyczne i chemiczne*, Gaz. Obserw. PIHM, nr 4.
- 1964, *Wyniki obserwacji temperatury wód gruntowych w Polsce*, Prace PIHM, nr 84.

DYNAMICS OF SHALLOW GROUNDWATER TEMPERATURE, THE VISTULA PRADOLINA IN THE VICINITY OF THE WŁOCŁAWEK DAM

Summary

This article presents dynamics of the temperature of shallow groundwater down to the depth of 3 m, occurring in sand-gravel deposits in the Vistula pradolina. The objective of this study has been (1) to acquire information about annual variations and amplitudes of groundwater temperature, depending on air temperature and a thickness of the zone of aeration, (2) to determine the effect of local factors, especially slope exposure, ground moisture and land-use patterns (terrain cover), on groundwater temperature.

For the purpose of establishing the relationship between groundwater temperature and air temperature, together with a thickness of the zone of aeration, data of the years 1971–1972 from observations of ten wells obtaining water from different depths have been used. The subsurface sequence of the sediment in all these wells is similar (sands and gravels). The wells are located in farmsteads, far away from wet areas. The influence of these factors eliminates the effect of local factors, including slope exposure, terrain cover, thermal conductivity and ground moisture, on groundwater temperature.

Thirteen piezometers were located at sites with a differing exposure of slopes different ground moisture and various land-use patterns (forest, meadow, pasture etc.) in order that the influence of local factors on the dynamics of groundwater temperature might be studied. In the years 1983–1984 water temperature was measured using plastic piezometers. A comparison between water temperature dynamics in piezometers located at the same depth in similar hydrogeologic settings permitted the influence of local factors on groundwater temperature throughout the year to be established.

The data from the wells under observation provided the basis for studying the relationships between water temperature at various depths and air temperature. A range of water temperature variations and amplitudes with a different thickness of the zone of aeration has been determined. Relations between groundwater temperature and depths of its occurrence have been established for particular months of the year.

It has been pointed out that annual variations of groundwater temperature depend largely on air temperature. This influence decrease markedly with an increase in the depth. The greatest differences in water temperature at various depths occurred over periods of extreme air temperatures (winter-summer); water temperature dropped off with an increase in the depth in the summer half of the year, whereas it increased in the winter half of the year. Over periods from April to May and from September to October, water temperature became uniform, irrespective of the well depth. It has been established that annual water temperature amplitudes depend on annual amplitudes of air temperature and fall quickly with an increase in the depth. The temperature amplitudes were twice lower at the depth of 2.5 m than at that of 1.0 m.

From the data provided by piezometers, it can be inferred that local factors have a marked effect on the shallow groundwater temperature in the summer half of the year whereas depths to

water table are of secondary importance. In the summer great variations of the water temperature are affected by differences in the warming up of the ground layers immediately beneath the surface, depending on slope exposure, moisture and land-use pattern (terrain cover). In the winter the influence of local factors on the groundwater temperature was not distinct, largely due to an isolating effect of the snow cover, cessation of the vegetation growth, etc. Most uniform annual water temperatures were recorded by piezometers located in a forest whereas the highest amplitudes were reported from open sites.

Translated by Ewa Wielebska

ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРЫ МЕЛКИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ПРИМЕРЕ ПРАДОЛИНЫ ВИСЛЫ В РАЙОНЕ ВОДОХРАНИЛИЩА „ВЛОЦЛАВЕК”

Резюме

В статье обсуждается динамика температуры мелких подземных вод (до глубины 3 м), залегающих в песчано-гравиевых отложениях прадолины Вислы. Целью исследований было: 1) изучение хода и амплитуды температуры подземной воды в течение года в зависимости от температуры воздуха и мощности зоны аэрации, 2) определение влияния локальных факторов, особенно экспозиции склонов, влажности и способа землепользования (покрытия грунта) на температуру подземных вод.

Для установления зависимости между температурой подземной воды и температурой воздуха а также мощностью зоны аэрации были использованы наблюдения десяти колодцев разной глубины до уровня воды (за 1971—1972 годы). Все колодцы находятся на территории с одинаковым геологическим строением (пески и гравий) и расположены в деревенских усадьбах, вдали от заболоченных мест. Это в большой степени исключает влияние локальных факторов (экспозиция склонов, покрытие грунта, теплопроводность и влажность грунта) на температуру подземных вод.

С целью изучения влияния локальных факторов на динамику температуры подземных вод были установлены 13 пьезометров в местах с разной экспозицией склонов (дюны), влажностью и способом землепользования (лес, луг, пастбище и т.д.). В пьезометрах, сделанных из пластмассы, измерения температуры воды проводились в 1983—1984 годах. Сравнение динамики температуры воды в пьезометрах, заложенных на одинаковой глубине и в похожих гидрогеологических условиях, дало возможность установить влияние локальных условий на температуру подземных вод в течение года.

На основании наблюдений, проводимых в колодцах, установлена зависимость между температурой воды на разной глубине и температурой воздуха. Установлены пределы изменений и амплитуды температуры воды при разной мощности зоны аэрации. Определена связь между температурой подземных вод и глубиной их залегания в отдельных месяцах в течение года.

Установлено, что ход температуры подземной воды в течение года зависит главным образом от температуры воздуха. Это влияние значительно уменьшается с увеличением глубины. Самые большие различия температуры воды на разной глубине наблюдались во время экстремальных температур воздуха (зима-лето), причем в летней половине года температура воды уменьшалась с увеличением глубины, а в зимней половине года — увеличивалась. В периоды апрель — май и сентябрь — октябрь наблюдалось выравнивание температуры воды независимо от глубины колодца. Установлено, что годичная амплитуда температуры воды зависит от годичной амплитуды температуры воздуха и быстро уменьшается с увеличением глубины. На глубине 2,5 м амплитуда температуры была в два раза меньше чем на глубине 1 м.

Наблюдения в пьезометрах показали, что в летних полугодиях решающее влияние на

температуру мелко залегающих подземных вод оказывают локальные факторы, глубина же воды имеет второстепенное значение. Летом больше различия температуры воды зависят от разного нагревания приповерхностных слоев грунта в зависимости от экспозиции склонов, влажности и способа землепользования (покрытия грунта). В зимний период влияние локальных факторов на температуру подземной воды незначительно, главным образом благодаря изолирующему воздействию снегового покрова, замедлению развития растительного покрова и т.д. Наименьшие колебания температуры воды в течение года наблюдались в пьезометрах, заложенных в лесу, наибольшие на открытых пространствах.

Перевела Катажина Страшевска

... and the ... of the ...
... and the ... of the ...
... and the ... of the ...
... and the ... of the ...
... and the ... of the ...

THE ... OF THE ...
... and the ... of the ...

... and the ... of the ...
... and the ... of the ...
... and the ... of the ...

... and the ... of the ...
... and the ... of the ...
... and the ... of the ...

... and the ... of the ...
... and the ... of the ...
... and the ... of the ...

... and the ... of the ...
... and the ... of the ...
... and the ... of the ...

... and the ... of the ...
... and the ... of the ...
... and the ... of the ...

... and the ... of the ...
... and the ... of the ...
... and the ... of the ...

MAREK GRZEŚ

WPLYW ZBIORNIKA WŁOCLAWSKIEGO NA ZMIANĘ USTROJU LODOWEGO WISŁY

WPROWADZENIE

Stopień wodny „Włocławek” został zaprojektowany i wykonany jako obiekt hydrotechniczny II klasy. Jest on pierwszym zrealizowanym elementem Kaskady Dolnej Wisły (Biegała 1981). W okresie piętnastu lat istnienia zbiornika włocławskiego największe trudności eksploatacyjne wynikają ze zmiany przebiegu i charakteru zlodzenia rzeki w granicach cofki. Jest to bezpośrednio związane ze zmianą warunków przepływu, ale należy pamiętać, że już sam stopień stanowi ściśle usytuowaną przegrodę dla spływających rzeką mas lodu.

W założeniach projektowych dla stopnia wodnego „Włocławek” przyjęto, że ilość lodu dopływającego do zbiornika nie powinna przekraczać 6–8% jego całkowitej objętości, tj. 24–32 mln m³ lodu. Jak później okazało się, te i inne założenia były błędne, aczkolwiek były oparte na wynikach obserwacji zjawisk lodowych na zbiorniku stopnia wodnego Dębe. Zakładano, że napływający z góry rzeki lód będzie gromadził się w czaszy zbiornika aż do całkowitego stopnienia. Jedyne w ekstremalnych sytuacjach (raz na 14–15 lat) miała występować konieczność przepuszczania lodu przez jaz. W związku z tym nie przewidywano lodołamania na większą skalę. Jedyne na przedpolu jazu lód miał być kruszony, aby nie dopuścić do powstania zatorów. W założeniach projektowych dopuszczano możliwość tworzenia się zatorów w końcowym odcinku cofki. Nie przewidywano znacznych spiętrzeń zatorowych, w związku z tym rzędne zapór bocznych zaprojektowano i wykonano biorąc pod uwagę maksymalne przepływy letnie o prawdopodobieństwie 1 i 5%.

Od 1970 r. nadpiętrzenia zatorowe na zbiorniku włocławskim obserwowane są prawie każdej zimy. W 1979 i 1981 r. do korony zapór bocznych zabrakło kilkunastu centymetrów. W styczniu 1982 r. przy dopływie do zbiornika odpowiadającemu $Q_{5\%}$ doszło do powstania zatoru i przelania się wody przez zapory boczne warstwą o miąższości około 120 cm. Każdej zimy w akcji lodołamania na zbiorniku bierze udział 5–10 jednostek o mocy 400–700 KM każda. Koszt każdej akcji waha się od kilku do kilkunastu milionów złotych.

Aby zmniejszyć zagrożenie powodziami zatorowymi CBS i PBW „Hydropro-
<http://rcin.org.pl>

jekt” opracował instrukcję zimowej eksploatacji stopnia wodnego „Włocławek”, jest ona ciągle aktualizowana ze względu na różnorodność sytuacji hydrometeorologicznych w okresie 15 lat istnienia zbiornika.

Po katastrofalnej powodzi w rejonie Płocka podjęto wiele środków doraźnych i długofalowych mających na celu zmniejszenie zagrożenia zatorowego. Generalnie rzecz biorąc działania te zmierzają do osiągnięcia takiej sytuacji, w której przebieg i natężenie zlodzenia będzie odbywać się w sposób kontrolowany.

PRZEBIEG ZLODZENIA RZEKI PRZED I PO PIĘTRZENIU

Ocena zmian, jakie nastąpiły w datach pojawienia się zaniku poszczególnych faz zlodzenia Wisły przed piętrzeniem i po piętrzeniu, jest dość trudna. W granicach cofki znalazł się tylko jeden postereunek wodowskazowy z długoletnim cyklem obserwacyjnym — Płock (km 632,4), położony około 44 km od stopnia wodnego „Włocławek”. Przebieg zlodzenia w granicach cofki jest znacznie zróżnicowany, zależnie od wielkości dopływów do zbiornika. Przed zbliżającym się wiosennym pochodem lodu, na zbiorniku uruchamiana jest akcja lodołamania. Doprowadza to (powinno doprowadzać) do spływania lodu w głębsze partie zbiornika, przy równoczesnym przepuszczaniu lodu przez stopień. Jest to stała czynność związana z eksploatacją zbiornika w okresie zlodzenia, którego przebieg zależy od wielkości dopływów do zbiornika. Istotną trudność w porównaniu przebiegu zlodzenia przed i po piętrzeniu stanowi fakt, że na większości rzek Polski w latach 1971—1983 nastąpiło skrócenie czasu trwania zjawisk lodowych w porównaniu z wieloleciem 1901—1970 i poprzednim dziesięcioleciem 1961—1970 (IMGW 1985). W związku z powyższymi faktami niżej dokonane porównanie ma charakter orientacyjny.

Tabela 1

Przeciętny czas trwania zjawisk lodowych na Wiśle przed i po piętrzeniu

Forma zlodzenia	Dni przed piętrzeniem	Dni po piętrzeniu
Śryż		
(lód prądowy)	48	8
Pokrywa lodowa	25	64
Kra	9	6
Suma	82	78

Jak wynika z danych przedstawionych w tabeli 1 istotnej zmianie uległ czas trwania poszczególnych faz zlodzenia. W dolnej i środkowej partii zbiornika skróceniu uległ czas trwania pochodzenia lodu prądowego, który przed piętrzeniem stanowił około 50—60% czasu trwania zjawisk lodowych. Jest to jeden z najważniejszych momentów w zaistniałych zmianach. Wisła charakteryzuje się szczególnie długim okresem pochodzenia lodu prądowego poprzedzającym powstanie zwartej pokrywy lodowej (Lambor 1948; Gołek 1964). Często też lód prądowy stanowi jedyną formę zlodzenia Wisły. Zatrzymanie tranzytowego przepływania śryżu przez zbiornik doprowadza do gromadzenia się w nim dużych ilości lodu. Na rzece swobodnie płynącej przed piętrzeniem pokrywa lodowa powstawała przez formowanie się

barier śryżowych, których lokalizacja była uzależniona od morfologii koryta w określonych warunkach hydrometeorologicznych.

Po piętrzeniu pokrywa lodowa na zbiorniku pojawia się wcześniej niż na rzece swobodnie płynącej powyżej zbiornika. Tworzy się ona poprzez przyrost i łączenie się lodu brzegowego oraz tworzenie się i ruch (przymarzanie) lodu w przypowierzchniowej warstwie wody. Sytuacje te odpowiadają pierwszemu i drugiemu typowi formowania się pokrywy lodowej wyróżnionemu przez W. A. Rymśkę (1965) i R. W. Donczenkę (1980). Występuje tu zgodność procesów tworzenia się lodu i formowania pokrywy lodowej tak pod względem warunków, jak i ze względu na miejsce tworzenia. Na rzece swobodnie płynącej oraz w górnej części zbiornika powstawanie pokrywy lodowej odbywa się głównie poprzez tworzenie się, ruch i zamarzanie krążków lodu prądowego (typ 3). Występuje tu zatem niezgodność procesów tworzenia się i formowania pokrywy lodowej. Dotyczy to nie tylko warunków, lecz i miejsca jej tworzenia. Zmiana warunków hydraulicznych i morfologii koryta, jaka nastąpiła po piętrzeniu daje w konsekwencji typologiczne zróżnicowanie pokrywy lodowej.

W związku z tym istnieje w zbiorniku strefa kontaktu różnych typów pokrywy lodowej. Wyznacza ona zasięg oddziaływania stopnia na zjawiska lodowe. Położenie miejsca kontaktu gładkiej pokrywy lodowej typu jeziornego (typ 1, 2) z pokrywą lodową, zbudowaną z krążków lodu prądowego (z napłynięcia), zależy od wielkości dopływów do zbiornika w okresie jej formowania (omówiono w dalszej części).

Pomimo wszystkich zastrzeżeń dotyczących porównywalności materiałów obserwacyjnych można stwierdzić, iż w porównaniu do okresu przed piętrzeniem nastąpiło około dwudziestodniowe przyspieszenie terminu powstawania pokrywy lodowej w dolnej i środkowej części zbiornika. Dzięki skróceniu okresu pochodzenia lodu prądowego uległ wydłużeniu czas zalegania pokrywy lodowej o około 35 dni. Na zbiorniku wrocławskim utrzymuje się ona dłużej niż na rzece swobodnie płynącej powyżej, jest to wynikiem małych wahań stanów wody (0,8 m) i niewielkich prędkości przepływu. Doprowadza to do napływania dużych ilości kry do zbiornika z góry rzeki. Dlatego też nieodzowne jest przygotowanie zbiornika do takich sytuacji przez wyłamanie rynny wzdłuż całej jego długości. Tendencja dłuższego utrzymywania się pokrywy lodowej na zbiorniku zależy od wielu czynników. Za najważniejsze uznano miejsce położenia strefy kontaktowej, ilości lodu zgromadzonego w okresie formowania pokrywy lodowej oraz zatory lodowe.

Czas trwania zjawisk lodowych przed piętrzeniem i po piętrzeniu generalnie nie uległ zmianie i wynosi około 80 dni. Najistotniejszym zmianom uległ czas trwania poszczególnych faz zlodzenia, doprowadzając do permanentnego występowania takich form zlodzenia jak zatory śryżowe i śryżowo-lodowe.

WARUNKI DEPOZYCJI LODU W ZBIORNIKU

Pokrywa lodowa na zbiorniku stopnia wodnego „Wrocławek” tworzy się od stopnia w górę rzeki (ryc. 1, 2). Opóźnienie w formowaniu pokrywy lodowej rośnie ze wzrostem prędkości przepływu. Na skraju wcześniej utworzonej pokrywy lo-

dowej zatrzymuje się napływający z góry rzeki lód prądowy. Zjawisku temu towarzyszy tworzenie się rozległych podbitek sryżowych (*hanging dams*). W przebiegu tego zjawiska można wyróżnić co najmniej trzy etapy.

W pierwszym etapie powstają one z mas lodu prądowego, w formie krążków lodu talerzykowego. Stwierdzono, że pod każdym krążkiem o średnicy 1,5–2,5 m znajduje się gąbczasta masa sryżu w formie ściętego stożka. W terminologii ludowej nazywane są one „babami” i mają miąższość do 1 m. Często do skraju pokrywy lodowej dopływają pola lodowe o średnicy 50–100 m, zbudowane są z luźno zmarzniętych krążków lodu prądowego i „podbite” około jednometrową warstwą sryżu. Zderzenie się takich pól doprowadza do powstania na ich granicy spiętrzeń lodu o wysokości nawet do 1,0 m ponad zwierciadło wody i głębokości do 3,0 m.

W drugim etapie przy większych prędkościach przepływu (0,35–0,40 m/s), pojedyncze krążki dopływające do skraju pokrywy lodowej ulegają ściśnięciu — stłoczeniu. Formująca się w ten sposób pokrywa lodowa ma „dachówkową” morfologię powierzchni. Na skutek stłoczenia powstają podbitki o miąższości do 1,5 m, a czasami nawet do 2,0 m. Stwierdzane w nich „kry” są podwodną częścią pojedynczych krążków postawionych niekiedy pionowo, wystających ponad zwierciadło wody.

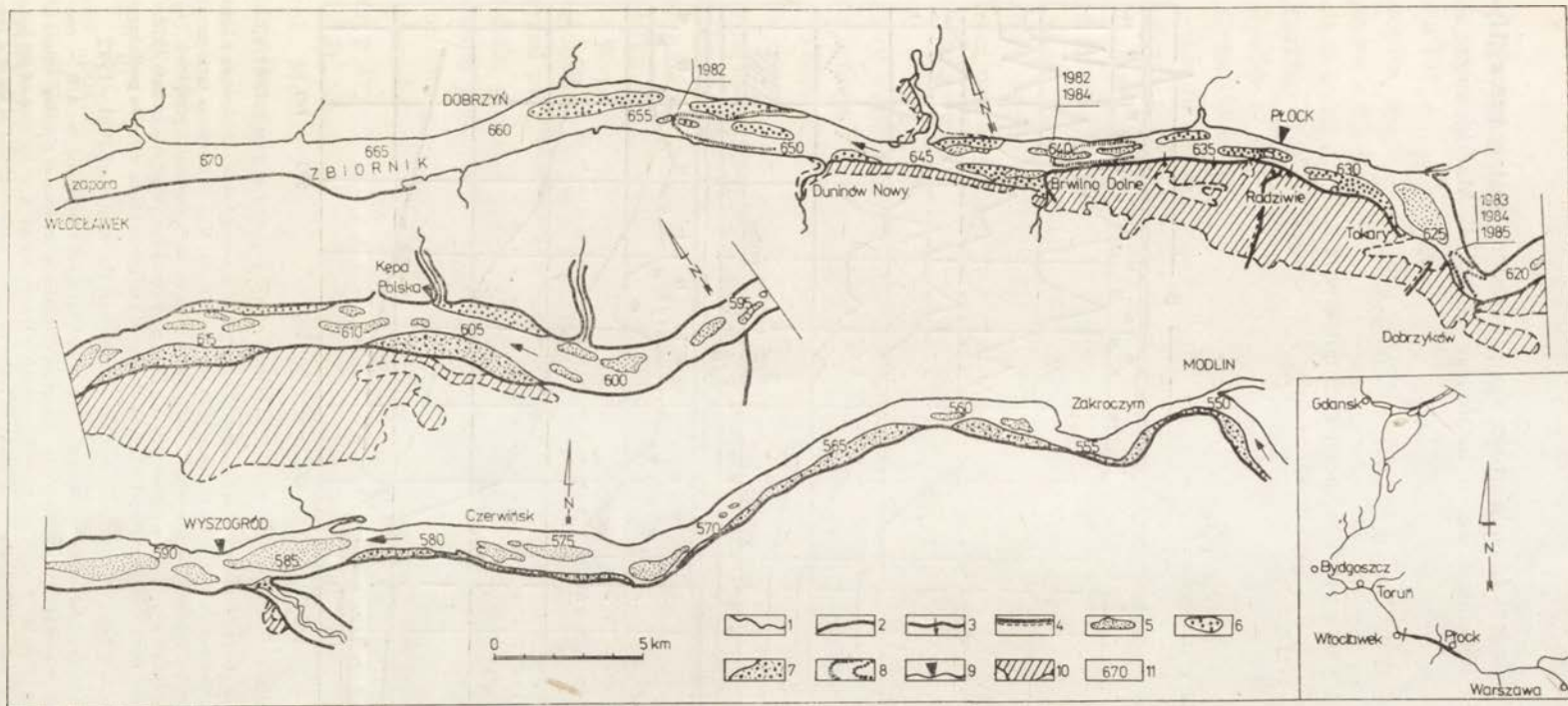
Trzeci etap powstania podbitek, których genezę tłumaczy się podpływaniem lodu pod wcześniej utworzoną pokrywą lodową, stanowi zupełnie odrębną tematykę i związane jest z przekroczeniem granicznych wielkości (V_{gr} , F_{gr}), mających swoje odzwierciedlenie w zachwianiu równowagi pomiędzy skrajem pokrywy lodowej i dopływającym do niego lodem. Zjawisko to wiąże się bezpośrednio z deponowaniem lodu w korycie i zmniejszaniem czynnej powierzchni przekrojów. Wielu autorów (m. in. Pariset, Hausser 1959; Michel 1971, 1978; Uzuner, Kennedy 1972; Ashton 1974; Tsang 1982) podaje mniej lub bardziej skomplikowane formuły opisujące wyżej omówione zjawisko. Większość z nich uważa, że stan równowagi wyrażony w wartościach granicznej liczby Frouda (F_{gr}) zamyka się w granicach:

$$0,06 < F_{gr} < 0,12.$$

G. D. Ashton (1979) twierdzi, że do luźnego zmarznięcia krążków lodu prądowego (progression of ice covers by juxtaposition of ice floes) musi być spełniony warunek $F_{gr} < 0,13$. Jednocześnie zastrzega się, że i w takich warunkach może dojść do znacznej depozycji lodu w korycie. Uzależnia on to od rodzaju i wymiarów napływającego lodu (Ashton 1974). Dla warunków zbiornika wrocławskiego „Hydroprojekt” (1985) przyjmuje za H. R. Kivisildem (1959) $F_{gr} = 0,08$, dla nadchodzącego przepływu $H = 6–8$ m. Pozwala to na określenie granicznej prędkości przepływu (V_{gr}), przy której dochodzi do zachwiania równowagi (podpływanie) pomiędzy uformowanym już skrajem pokrywy lodowej a napływającym do zbiornika lodem:

$$V_{gr} = F_{gr} \sqrt{gH} = 0,62–0,71 \text{ m/s.}$$

Na przykładzie dwóch ekstremalnych sytuacji na zbiorniku wrocławskim (zima 1981/82 oraz zima 1984/85) dokonano próby porównania maksymalnych powierzchniowych prędkości przepływu ($V_{p \text{ max}}$) w miejscu powstałych zatorów, ze stopniem



Ryc. 1. Mapa zbiornika włocławskiego i Wisły powyżej tego zbiornika

1 – brzeg naturalny; 2 – zapory boczne i wały przeciwpowodziowe; 3 – wyrwy w walach powstałe w styczniu 1982 r.; 4 – przegroda dolinowa; 5 – kępy; 6 – płytko zalane kępy i płycizny na trasie splywu lodu; 7 – poziomy terasowe w granicach międzywała; 8 – czoła niektórych zatorów i rok ich powstania; 9 – wodowskazy; 10 – obszary zalane w styczniu 1982 r.; 11 – kilometraż rzeki

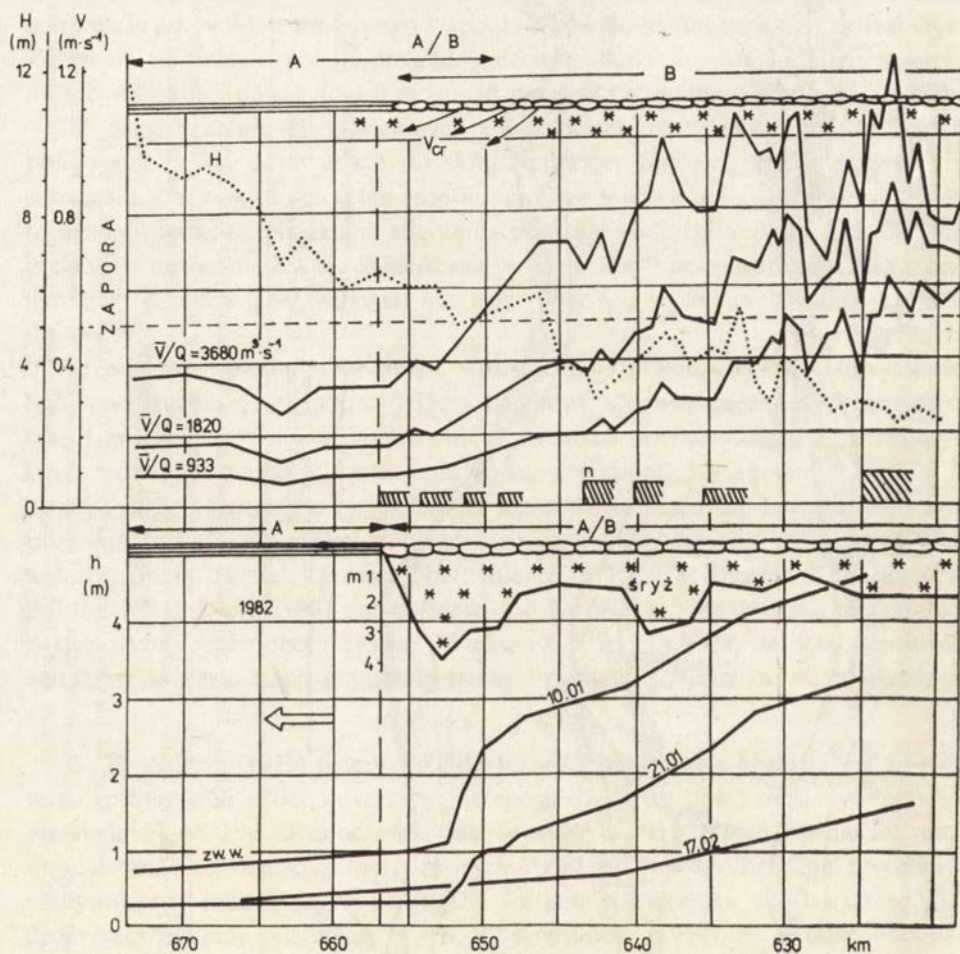
Map of the Włocławek reservoir and the Vistula downstream of it

1 – natural bank; 2 – embankment dams and flood-protection dikes; 3 – breaches in dikes in January 1982; 4 – valley weir; 5 – islands; 6 – islands inundated at a shallow depth and riffles along ice drift route; 7 – terraces within interdike space; 8 – fronts of some jams and year of their formation; 9 – water-gauging stations; 10 – areas flooded in January 1982; 11 – km river length

wypełnienia przekrojów lodem (A_L). Wartości $V_{p \max}$ określone zostały przez „Hydroprojekt” (1983) na podstawie wzoru ustalonego przez M. Matakiewicza:

$$V_{p \max} = \frac{V_{\text{sr}}}{0,59 + 0,02 h_{\text{sr}} + 0,006/i}$$

gdzie: $V_{p \max}$ – maksymalna prędkość powierzchniowa w m/s,
 V_{sr} – prędkość średnia, h_{sr} – głębokość średnia, i – spadek w %.



Ryc. 2. Przebieg zlodzenia zbiornika „Włocławek”, schemat na tle sytuacji w zimie 1981/82

A – pokrywa lodowa powstająca przy prędkościach przepływu 0,3–0,4 m/s; B – pokrywa lodowa zbudowana z lodu tranzytowego (napłynięcie lodu prądowego); A/B – strefa kontaktowa (por. ryc. 3 i 4); V_{cr} – krytyczna (graniczna) prędkość przepływu; V/Q – średnie prędkości w przekrojach, przy różnych wartościach natężenia przepływu (wg CBSIPBW Hydroprojekt); H – średnie głębokości w przekrojach (wg jw.); n – położenie zatorów w okresie 1970–1984; zw.w. – układy zwierciadła wody w okresie zimy 1981–82 na tle średnich miąższości lodu w profilu podłużnym

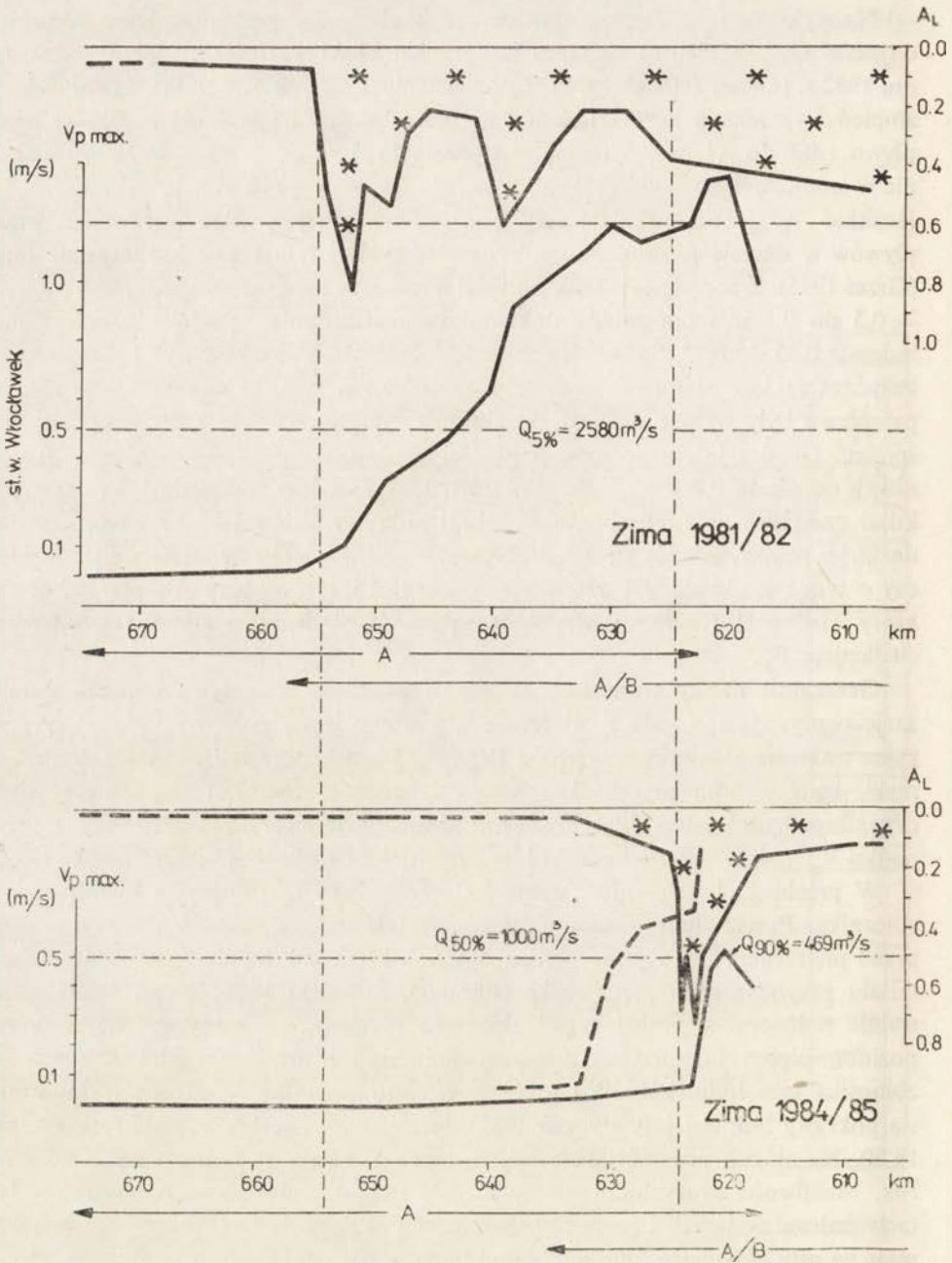
Freeze-up in the Włocławek reservoir: scheme against situation in the winter of 1981–1982

A – ice cover formed at flow velocity of 0.3–0.4 m per sec; B – ice cover built up of transitional ice; A/B – contact zone (cf. Figs 3 and 4), V_{cr} – critical flow velocity; V/Q – average velocities in sections at differing values of discharge intensity (after Hydroprojekt); H – mean depths in sections (after Hydroprojekt); n – location of ice jams in the years 1970–1984; zw.w. – water table levels in the winter of 1981–82 against mean thickness of ice in a longitudinal profile

Na wykresie (ryc. 3) przedstawiono rozkład $V_{p \max}$ przy przepływie odpowiadającym $Q_{50\%} = 2580 \text{ m}^3/\text{s}$, który jest bardzo bliski wartości przepływu w styczniu 1982 r. (Grześ, Banach 1985). Z porównania $V_{p \max}$ i A_L wynika, że największy stopień wypełnienia koryta lodem 0,6–0,8 odpowiada spadkowi prędkości przepływu z 0,9 do 0,1 m/s. Sytuację ze stycznia 1985 r., kiedy zator śryżowy powstał nie w środkowej partii zbiornika, a w jego końcowej części ilustruje wykres (ryc. 3). Rozkład $V_{p \max}$ odpowiadających $Q_{90\%} = 469 \text{ m}^3/\text{s}$, a więc wartościom przepływów w okresie formowania pokrywy lodowej w tym czasie jest zupełnie inny (Grześ 1985). Z porównania tych wartości wynika, że znacznemu spadkowi $V_{p \max} = 0,5$ do 0,1 m/s odpowiada dokładnie wzrost stopnia wypełnienia przekrojów lodem z 0,35 do 0,73. Są to więc wartości odbiegające nieco od wyżej cytowanych. Przyczyn takiego stanu rzeczy należy upatrywać w tym, że rzeczywiste prędkości przepływu były wyższe oraz, że do zbiornika napływały pola lodowe podbite już śryżem. Geodezyjnie zmierzone prędkości napływania pól lodowych (ryc. 3) wynosiły od około 0,7 do 1,0 m/s. W analizie V_{gr} należy uwzględnić wzrost prędkości przepływu w strefie kontaktu: skraj pokrywy lodowej — kra. Doprowadza do niego poszerzanie się stref lodu brzegowego i zwięzanie się strefy nurtu. Świadczy o tym tak układ czoł zatorów, jak również jezorowy zarys na planie koryta, który według H. T. Shena, R. W. Rugglesa, G. B. Batsona (1984) jest odzwierciedleniem F_{gr} .

Generalnie należy stwierdzić, że wzrost prędkości przepływu opóźnia stabilizację napływającego lodu i ostateczne uformowanie się pokrywy lodowej. Precyzyjne ustalenie granicznych wartości (V_{gr} , F_{gr}) jest bardzo trudne nawet dla jednej rzeki, bądź wybranego odcinka. Każda sytuacja lodowa jest wypadkową wielu czynników hydrometeorologicznych i morfologicznych koryta. Dlatego też w przypadku V_{gr} należy operować szerokim przedziałem wartości (Nierzychowski 1974).

W przebiegu i natężeniu zjawisk lodowych dużą rolę odgrywa kształt czaszy zbiornika. Powszechnie wiadomo, że nie została ona odpowiednio przygotowana przed piętrzeniem. W rejonie płytko zalanych kęp osadzają się znaczne ilości materiału przynoszonego przez rzekę (Branicki, Śliwiński 1981; Grześ 1983). Centralnie położone w górnej części zbiornika płycizny, o rzędnych zbliżonych do poziomu piętrzenia, sprzyjały zatrzymywaniu się i gromadzeniu napływających do zbiornika mas lodu. Zjawisko to obserwowano nie tylko w okresie formowania się pokrywy lodowej (np. styczeń 1982), lecz i w okresie jej rozpadu (np. marzec 1979). Na skutek procesów sedymentacyjnych sytuacja pogarszała się z roku na rok. Możliwości pracy lodołamaczy ulegały ograniczeniu. Zapoczątkowane w latach siedemdziesiątych i rozpoczęte na szerszą skalę w 1982 r. prace pogłębiarskie mają na celu likwidację „starych” kęp i bagrowanie odkładanych tu aluwii rzecznych oraz poprawienie warunków tranzytowego przepływania lodu przez zbiornik. Wielkość sedymentacji szacowana jest na 22 mln m^3 , a prac pogłębiarskich na 14 mln m^3 . Aktualnie w czaszy zbiornika wykonywana jest kineta, której zadaniem jest „pokierowanie” napływaniem i przepływaniem lodu przez zbiornik. Na obecnym etapie trudno ocenić efektywność tych działań. Z całą pewnością likwidacja płycizn przyczyni się do zmniejszenia zagrożenia zatorowego poprzez likwidację inicjalnych zaczepów.



Ryc. 3. Rozkład maksymalnych powierzchniowych prędkości przepływu ($V_p \text{ max}$) oraz stopnia wypełnienia przekrojów lodem (A_L)

$Q_{50\%}$ – charakterystyczne wartości przepływów zbliżone do przepływu w okresie zim 1982 r. i 1985 r., dla których obliczono $V_p \text{ max}$ (wg CBSiPBW Hydroprojekt)

Distribution of maximum surface flow velocities $V_p \text{ max}$ and degrees of ice-infilling of sections A_L

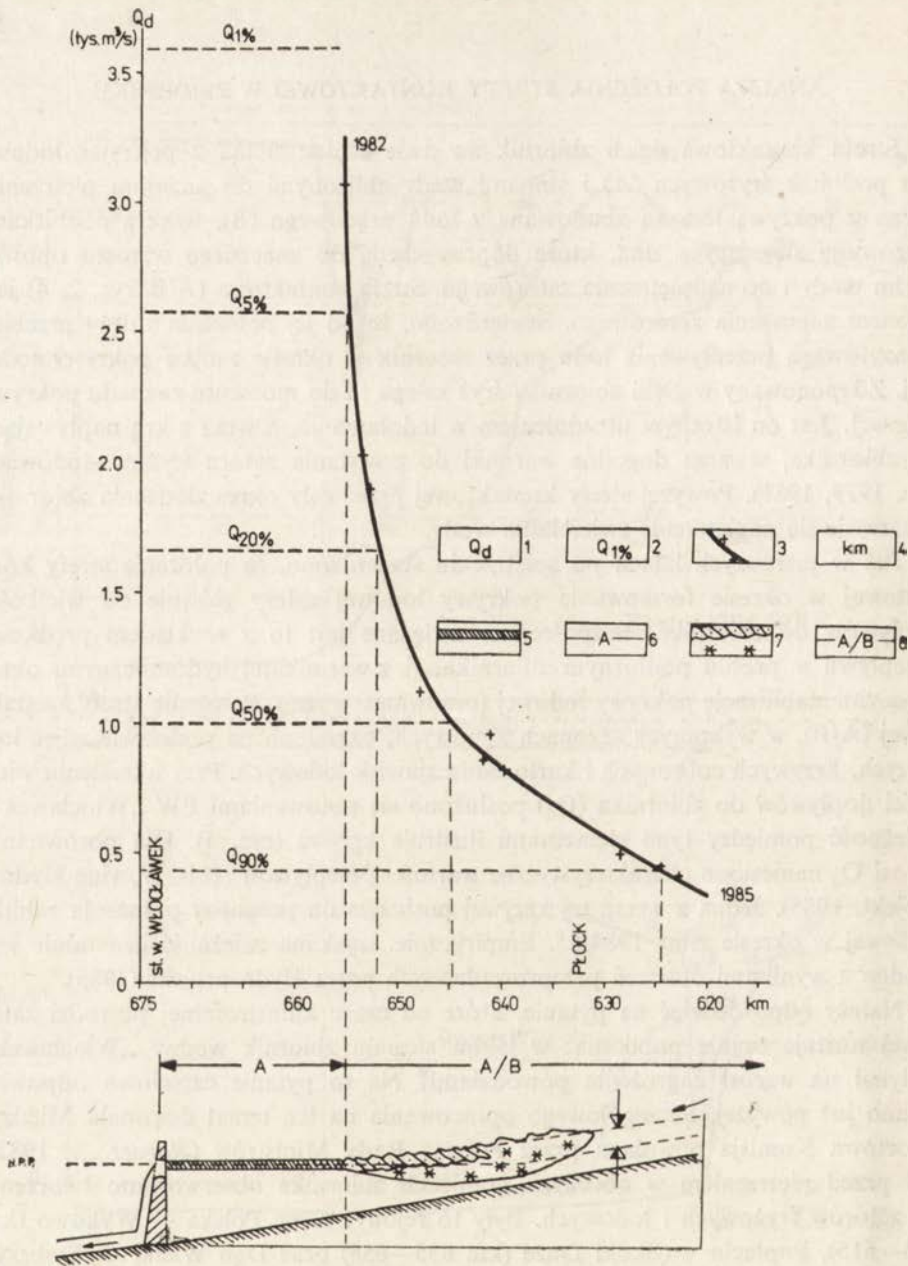
$Q_{90\%}$ – characteristic discharge values similar to those of the winter in 1982 and 1985; for which $V_p \text{ max}$ have been calculated

ANALIZA POŁOŻENIA STREFY KONTAKTOWEJ W ZBIORNIKU

Strefa kontaktowa dzieli zbiornik na dwie części: dolna z pokrywą lodową bez podbitek sryżowych (A) i stanami wody zbliżonymi do poziomu piętrzenia, górna z pokrywą lodową zbudowaną z lodu prądowego (B), wraz z podbitkami sryżowymi sięgającymi dna, które doprowadzają do znacznego wzrostu oporów ruchu wody i do nadpiętrzenia zatorowego. Strefa kontaktowa (A/B, ryc. 2, 4) jest rejonem zagrożenia zatorowego. Stwierdzono, że od jej położenia zależy przebieg tranzytowego przepływu lodu przez zbiornik w okresie zaniku pokrywy lodowej. Zdeponowany w głębi zbiornika sryż zalega tu do momentu rozpadu pokrywy lodowej. Jest on istotnym utrudnieniem w lodołamanii, a wraz z krą napływającą do zbiornika, stwarza dogodne warunki do powstania zatoru sryżowo-lodowego (np. 1979, 1981). Powyżej strefy kontaktowej przez cały okres zlodzenia zbiornika obserwuje się napiętrzenie zwierciadła wody.

Już w pierwszych latach po spiętrzeniu stwierdzono, że położenie strefy kontaktowej w okresie formowania pokrywy lodowej zależy głównie od wielkości dopływów do zbiornika. Bezpośrednio związane jest to z rozkładem prędkości przepływu w profilu podłużnym zbiornika, tj. z warunkami hydraulicznymi określającymi stabilizację pokrywy lodowej (omówiono wyżej). Położenie strefy kontaktowej (A/B), w wybranych sezonach zimowych, określono na podstawie zdjęć lotniczych, krzywych cofkowych i kartowania zjawisk lodowych. Przy określeniu wielkości dopływów do zbiornika (Q_d) posłużono się notowaniami EW „Włocławek”. Zależność pomiędzy tymi elementami ilustruje krzywa (ryc. 4). Dla porównania na osi Q_d naniesiono charakterystyczne wartości przepływów (IMGW, vide Hydroprojekt, 1985). Jedną z wersji tej krzywej posłużyła do prognozy położenia zabiteki sryżowej w okresie zimy 1984/85. Empirycznie uzyskana zależność generalnie jest zgodna z wynikami obliczeń przeprowadzonych przez Hydroprojekt (1985).

Należy odpowiedzieć na pytanie, które od czasu katastrofalnej powodzi zatorowej nurtuje opinię publiczną: w jakim stopniu zbiornik wodny „Włocławek” wpłynął na wzrost zagrożenia powodziami? Na to pytanie częściowo odpowiedziano już powyżej. Szczegółowego opracowania na ten temat dokonała Międzyresortowa Komisja powołana przez Prezesa Rady Ministrów (*Raport ...*, 1982). Już przed piętrzeniem w obecnych granicach zbiornika obserwowano tworzenie się zatorów sryżowych i lodowych. Były to rejon: Kępa Polska — Wykowo (km 608—615), Popłacin — Skoki Duże (km 635—658) oraz Dąb Wielki — Dobrzyń (km 659—661). Po spiętrzeniu w rejonie Dobrzyń zagrożenia zatorowego nie notowano, a w pozostałych rejonach nastąpił wzrost częstotliwości pojawiania się zatorów. Zjawisko to ilustrowano diagramem (ryc. 5). Zatorogenne cechy rzeki swobodnie płynącej zostały odziedziczone więc przez zbiornik o reolimnicznym charakterze (Grześ 1983). W okresie 15 lat eksploatacji zbiornika stwierdzono w nim 17 zatorów różnego typu. Były to głównie zatory sryżowe i sryżowo-lodowe. Najczęściej tworzyły się one w km 640—645 oraz w km 649—655. Ich lokalizacja przypadała na rejon płytko zalanych kęp i współcześnie tworzących się odsypisk. Tu też następuje gwałtowny spadek prędkości przepływu oraz jej znaczna zmien-

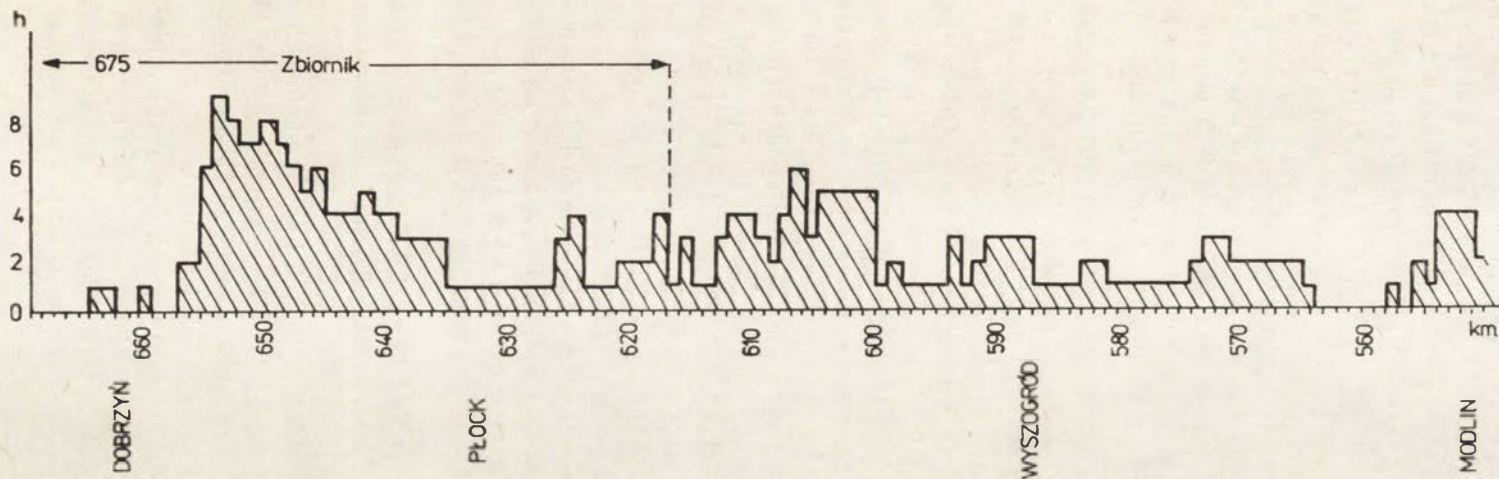


Ryc. 4. Zależność położenia strefy kontaktowej (zatorowej) w zbiorniku „Włocławek” od wielkości dopływów do zbiornika (Q_d) na tle schematu zatoru śrzyżowego

1 – dopływy do zbiornika w okresie formowania się pokrywy lodowej (wg danych EW „Włocławek”); 2 – charakterystyczne przepływy (wg IMGW); 3 – położenie czoł zatorów; 4 – kilometraż rzeki; 5, 6 – pokrywa lodowa bez podbitek śrzyżowych; 7, 8 – pokrywa lodowa zbudowana z lodu prądowego (z napłynięcia) z podbitkami śrzyżowymi

Relationship of contact-zone location in the Włocławek reservoir with discharge values Q_d against frazil ice jam scheme

1 – drift to the reservoir during the freezing period; 2 – characteristic discharges; 3 – situation of the fronts of jams; 4 – km river length; 5, 6 – ice cover without frazil slush masses; 7, 8 – ice cover built up of slush ice with frazil slush masses



Ryc. 5. Częstość występowania zjawisk zatorowych na zbiorniku „Włocławek” i Wiśle powyżej tego zbiornika w okresie 1961–1982
 Frequency of ice-jam occurrence in the Włocławek reservoir and on the Vistula upstream of it, 1961–1982

ność w profilu podłużnym, wywołana morfologią czaszy zbiornika. Położenie strefy kontaktowej — zatorowej na zbiorniku „Włocławek” w okresie jego dotychczasowej eksploatacji zmieniło się w granicach 32 km, od km 623 (zima 1983/84, przy Q rzędu 400 m³/s) do km 655 (zima 1981/82, przy Q rzędu 3000 m³/s).

CHARAKTERYSTYKA ILOŚCI I RODZAJU LODU W ZATORACH ŚRYŻOWYCH I ŚRYŻOWO-LODOWYCH

W styczniu 1982 r. podjęto systematyczne ilościowe badania nad zatorami. Celem ich jest określenie miąższości i rodzaju lodu w zatorach. Szczególną uwagę zwrócono na czasową i przestrzenną zmienność tych elementów. Zastosowano dwie metody: metodę bezpośrednich pomiarów (sondowanie w przekrojach, pobór prób) oraz metodę fotointerpretacji czarno-białych panchromatycznych zdjęć lotniczych (specjalnie w tym celu wykonanych przez PPGK Warszawa). Zastosowanie tych dwóch metod daje możliwości przeniesienia punktowych obserwacji na cały obszar rzeki. Dotyczy to nie tylko ilości i rodzaju lodu, ale także poznania całej sekwencji zdarzeń lodowych i wyjaśnienia genezy zjawiska.

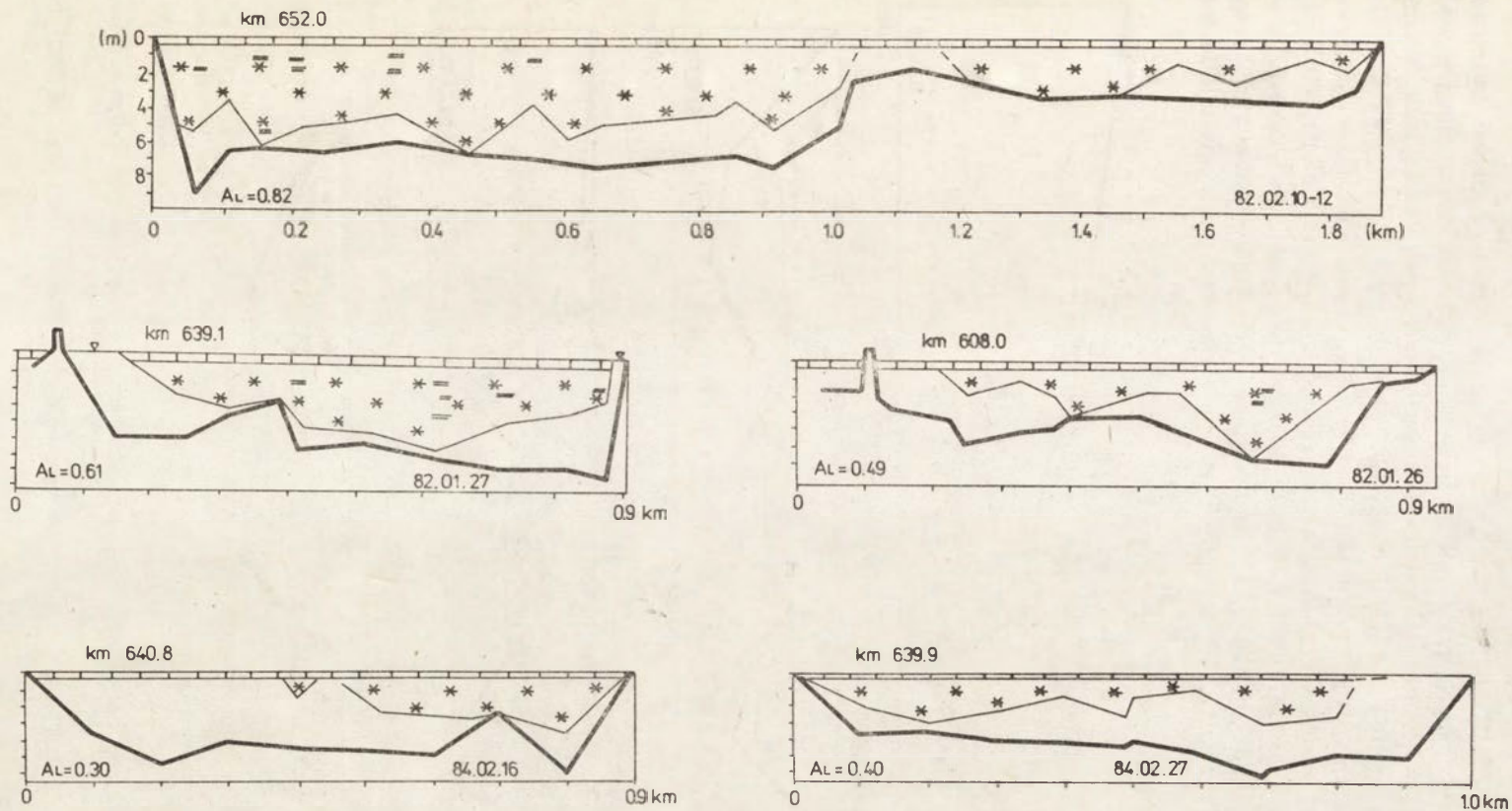
Sam stopień wypełnienia przekroju poprzecznego lodem i jego miąższości nie pozwalają na bliższą charakterystykę ośrodka. Jedną z podstawowych fizycznych właściwości podbitek śryżowo-lodowych jest ich gęstość. Przy określaniu jej przyjęto metodę zaproponowaną przez S. Beltaosa i A. M. Deana (1981). Stwierdzono znaczną zmienność gęstości śryżu budującego podbitki i wyróżniono trzy klasy gęstości (Kg „suchej” masy śryżu w m³ podbitki): podbitki luźne 100–300 Kg/m³, podbitki zwarte 300–600 Kg/m³ oraz podbitki zbite powyżej 600 Kg/m³. Ma to również swoje odzwierciedlenie w odporności materiału na ścinanie (*shear strength*). Podbitki luźne charakteryzują się oporami na ścinanie rzędu 0–35 kPa, podbitki zwarte od 50 do 80 kPa, a zbite powyżej 100 kPa. Na podstawie wyżej wspomnianych wyników pomiarów stwierdzono wyraźną trójdzielność podbitek.

A. Od dolnej powierzchni pokrywy lodowej do 1,5 m mamy przeważnie podbitki, które zaliczyć można do zbitych. Powstają one na skutek ściskania krążków lodu prądowego. Często w warstwie tej stwierdza się „kry” będące w rzeczywistości krążkami lodu prądowego postawionymi pod różnym kątem do powierzchni zwierciadła wody.

B. Od 1,5 m (czasami od 2 m) do granicy luźnego śryżu (5–6 m — 1982 r.) podbitki klasyfikowane były jako zwarte. Sporadycznie stwierdzono w tej warstwie obecność kry.

C. Dolna warstwa podbitek śryżowych i śryżowo-lodowych zwykle jest luźna. Pojedyncze kryształki i grudki śryżu ulegają przemieszczaniu. Miąższość tej warstwy zmienia się w bardzo szerokim zakresie, od kilku centymetrów (zaraz po powstaniu podbitki) do 1,5 m (w okresie jej zaniku).

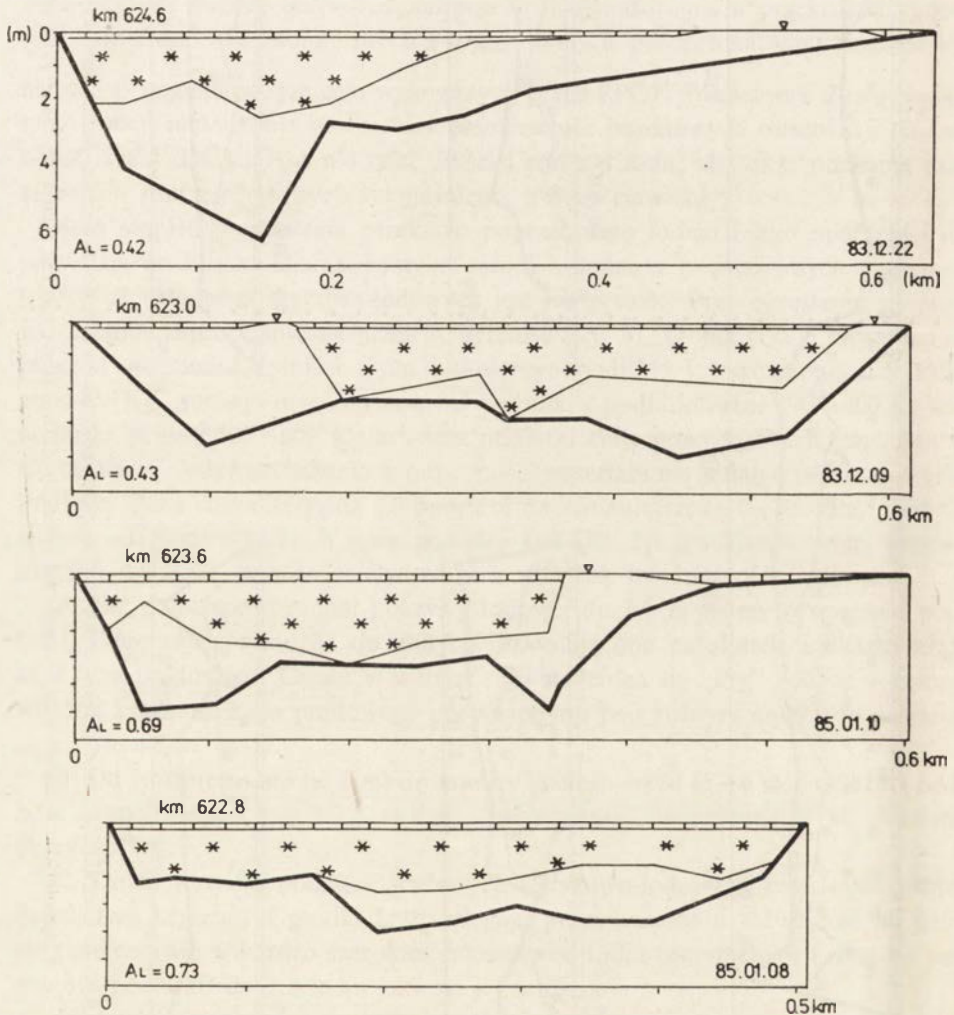
Znajomość budowy wewnętrznej podbitek (zatorów) jest niezbędna w interpretacji ich genezy. Przedstawione na kilku przykładach (ryc. 5, 6, 7) kilkumetrowej miąższości warstwy śryżu nie są jednorodną masą. Charakteryzują się one znaczną zmiennością czasową i przestrzenną. Brak miejsca nie pozwala na dokładniejsze omówienie tego problemu.



Ryc. 6. Charakterystyczne przekroje poprzeczne przez zbiornik w okresie zlodzenia. Sezon zimowy 1981/82 i 1983/84

Characteristic cross-sections through the reservoir during freeze-up, the winter of 1981–1982 and 1983–1984

Na podstawie wyników pomiarów miąższości podbitek i zabitek śryżowo-łodowych, wykonanych na zbiorniku wrocławskim w okresie katastrofalnej powodzi w 1982 r., dokonano obliczeń ilości zdeponowanego przez rzekę lodu. Wartość tę oceniono na 144 mln m³, tj. około 37% objętości zbiornika przy N.P.P. (Grzes, Banach 1983). Ostatnio przeprowadzone badania pozwalają na dokonanie pewnej korekty tej wartości. Przy założeniu, że gęstość śryżu wynosiła około 600 Kg/m³, co daje porowatość ośrodka około 0,36, rzeczywista ilość lodu w zbiorniku wynosiła 92 mln m³, tj. około 23% jego pojemności. Sytuacja w styczniu 1982 r. była jednak ekstremalna. W następnych sezonach zimowych rzeczywista ilość lodu



Ryc. 7. Charakterystyczne przekroje poprzeczne przez zbiornik w okresie zlodzenia. Sezon zimowy 1982/83 i 1984/85

Characteristic cross-sections through the reservoir during freeze-up, the winter of 1982–1983 and 1984–1985

wypełniającego czasę zbiornika nie przekraczała 10% jego objętości, było to związane głównie z położeniem strefy kontaktowej w górnej części zbiornika. W założeniach projektowych przyjęto, że ilość lodu dopływającego do zbiornika nie powinna przekroczyć 6–8% jego całkowitej objętości. Z punktu widzenia analizy wysokości nadpiętrzeń wywołanych zjawiskami lodowymi całkowita ilość lodu zgromadzonego w zbiorniku nie jest istotna. Ważna jest znajomość lokalnych nagromadzeń lodu i warunków hydraulicznych określających jego depozycję. Ilustracją tego zjawiska są załączone przekroje (ryc. 5, 6, 7) oraz wartości przedstawione w tabeli 2.

Tabela 2

Charakterystyka wybranych przekrojów poprzecznych przez zatory śryżowe i śryżowo-lodowe na zbiorniku stopnia wodnego „Włocławek”

Data	Położenie czoła zatoru (km)	Lokalizacja przekroju (km)	Maksymalna miąższość podbitek w przekroju (km)	Maksymalna głębokość przekroju (km)	Stopień wypełnienia przekroju lodem (AL)
1982.01	654,5	651,95	8,4	9,5	0,82
	640,5	639,10	5,7	7,0	0,61
1982.02	641,0	640,50	5,0	7,0	ok. 0,35
1983.12	625,5	623,00	3,0	4,0	0,42
1984.02	640,5	639,90	3,0	6,0	0,40
		623,00	4,0	5,8	0,67
1982.01	624,0	623,50	3,5	5,0	0,69
		622,20	2,5	4,0	0,73

UWAGI O NADPIĘTRZENIACH WYWOŁANYCH ZJAWISKAMI LODOWYMI NA ZBIORNIKU STOPNIA WODNEGO „WŁOCŁAWEK”

Niezwykle istotną cechą zbiornika włocławskiego, różniącą go w istotny sposób od rzeki swobodnie płynącej jest zaleganie podbitek śryżowych pod pokrywą lodową od momentu jej pojawienia się aż do całkowitego rozpadu. Nadmienić trzeba, że czasami obserwuje się napływanie na jaz dużych kier lodowych podbitych śryżem o miąższości do 2 m. Nadpiętrzenia wywołane zjawiskami lodowymi utrzymują się więc przez cały okres zlodzenia zbiornika. Na rzece swobodnie płynącej podbitki śryżowe po uformowaniu się pokrywy lodowej ulegają stopniowemu rozluźnieniu i wypłukaniu, uwidacznia się to we wzroście współczynnika redukcji lodowej (Lambor 1971). Rzeka swobodnie płynąca ma tę cechę, że przy znacznej depozycji lodu w obrębie nurtu dochodzi do zmian w jego układzie. Następuje zmiana głównego kierunku odpływu w boczne ramiona rzeki, które odgrywają rolę kanałów ulgi i są znacznie pogłębiane. Przy dopływach do zbiornika nie przekraczających 1500 m³/s wypełnienie przekrojów poprzecznych lodem ma charakter nurtowy, tzn. że w dawnym nurcie rzeki znajduje się najwięcej lodu. Przy przepływach większych wypełnienie przekroju staje się równomierniejsze,

obejmujące całą szerokość zbiornika — wysokość nadpiętrzeń musi być zatem wyższa. Zjawisko to najlepiej ilustrują załączone przekroje (ryc. 5, 6, 7) i zestawienie wykonane przez CBS i PBW Hydroprojekt (tab. 3).

Należy wspomnieć, że na zbiorniku wrocławskim najniższy współczynnik redukcji lodowej miał miejsce w okresie katastrofalnej powodzi zatorowej w styczniu 1982 r. i wynosił 0,158 (Żelaziński 1983). Generalnie należy stwierdzić, że stan zagrożenia zatorowego jest uzależniony od położenia strefy kontaktowej w zbior-

Tabela 3
Charakterystyka kulminacji piętrzeń zatorowych obserwowanych na wodowskazie Płock (km 632,4). Według CBS i PBW Hydroprojekt O/Wrocław

Rok	Kulminacja wezbrania zatorowego (cm)	Stan alarmowy (cm)	Dni ze stanami alarmowymi	Przepływ (m ³ /s)	Data	Różnica pomiędzy rzędną kulminacji i rzędną korony zapory bocznej w Płocku Radziwiu (cm)
1970	700	650	4	—	03.28	—126
1971	750		13	3181	02.03	— 76
1974	680		2	1481	01.29	—146
1976	732		33	1234	01.30	— 94
1977	675		3	2126	03.05	—151
1979	814		56	3047	03.14	— 12
1981	800		55	1300	01.15	— 26
1982	918	650	67	1600(?)	01.10	+122 ⁿ

ⁿ obszar zalany — 100,5 km²

niku oraz wielkości dopływów do niego, od których w znacznym stopniu zależy ilość lodu „blokującego” przepływ. Według IBW PAN współczynniki szorstkości pokrywy lodowej bez podbitek lodowych wynoszą 0,040—0,050. Obecność podbitek doprowadza do wzrostu współczynnika do 0,060—0,090 (*Hydroprojekt* 1985)

Maksymalna wysokość nadpiętrzenia zatorowego na zbiorniku wynosiła około 3 m (1985.01). Wielokrotnie stwierdzano nadpiętrzenia rzędu 1,5—1,8 m. Analiza materiału na temat wysokości spiętrzeń zatorowych na dolnej Wiśle wykazała, iż katastrofalne nadpiętrzenie zatorowe w styczniu 1982 r. było zbliżone do wysokości spiętrzeń zatorowych często stwierdzanych na rzece swobodnie płynącej (Grześ, w druku). Aktualnie na zbiorniku wrocławskim podjęto wiele środków zmierzających do zmniejszenia zagrożenia powodziami zatorowymi. Za najważniejsze należy uznać unowocześnienie flotyli lodołamaczy oraz tak zwaną korektę morfologii czaszy zbiornika połączoną z podwyższeniem zapór bocznych. W czasie zimy 1985/86 planuje się instalację eksperymentalnej przegrody sryżowej.

WPLYW PIĘTRZENIA NA PRZEBIEG ZJAWISK LODOWYCH PONIŻEJ STOPNIA WODNEGO „WŁOCŁAWEK”

Do znacznych zmian w ustroju lodowym Wisły doszło poniżej stopnia wodnego „Wrocław”. Wpływ ten jest dwójakiego rodzaju. Ze zbiornika wypływają wody o podwyższonej temperaturze zubożone w zawiesinę, w związku z tym na odcinku

około 7–10 km poniżej stopnia nie obserwuje się intensywnego pochodu lodu prądowego. Dopiero po wychłodzeniu wody (również ścieki komunalne i przemysłowe z Włocławka) następuje wzbogacenie strumienia w jądra kondensacji. Pojawia się wtedy śryż i to najczęściej w strefie brzegowej i w strefie tzw. „raf kamiennych”.

Generalizując, wpływ stopnia wodnego „Włocławek” sięga km 718 (stopień km 675) i jest uzależniony od rytmu pracy elektrowni wodnej i zmian stanów wody z tym związanych. Granica występowania pokrywy lodowej poniżej stopnia zmieniła się w bardzo szerokim zakresie. W warunkach zbliżonych do przeciętnych formowała się ona w km 680–690, miała przeważnie charakter krótkotrwały, często formę barier śryżowo-lodowych na tzw. przemiałach i w miejscach lokalnych spadków prędkości przepływu. Duża turbulencja oraz znaczna szorstkość dna (odcinek erozyjny) powodują, że obecnie lód prądowy pojawia się gwałtownie w miejscach lokalnych przyrostów prędkości. W okresie nocnych ochłodzeń i przy małych przepływach (elektrownia nie pracuje pełną mocą) powstaje krótkotrwała pokrywa lodowa, która ulega rozpadowi na skutek dobowych zmian stanów wody (Rozwadowski 1974).

Istotny problem stanowi samo przepuszczanie lodu przez stopień. Po wielu uproszczeniach można przyjąć, że w przypadku gdy przepływ naturalny w rzece nie przekracza przepływu elektrowni nie ma potrzeby uruchamiania jazu. W czasie lodołamania praca elektrowni jest podporządkowana jednak warunkom przepuszczania lodu przez stopień (Biegała 1983). Zasady manewrowania zasuwami jazu i system pracy elektrowni w okresie zajścia lodu ściśle wiąże się zarówno z postępem lodołamania na zbiorniku, jak również z warunkami napływania lodu na jaz.

Do 1984 r. poniżej stopnia „Włocławek” zagrożenia zatorowego nie stwierdzono. Po raz pierwszy od 1969 r. do powstania skomplikowanej sytuacji lodowej doszło w okresie zimy 1984/85. Cała dolna Wisła poniżej stopnia była wówczas zlodzona. W styczniu 1984 r. (początek zlodzenia) w rejonie Ciechocinek–Bobrowniki (km 710–695) powstał zator śryżowy, w wielu miejscach śryż zajmował około 40% powierzchni przekrojów. Ocieplenie na przełomie stycznia i lutego 1985 r. doprowadziło do ruszenia lodów poniżej stopnia i uformowania się zatoru w rejonie Nieszawa–Bobrowniki (km 702,7–695). Maksymalna miąższość stłoczonego w korycie śryżu i kry wynosiła 3,5 m. Wysokość spiętrzeń lodu na brzegach dochodziła do 5 m. Koryto rzeki wypełnione było lodem w 69%. Wysokość spiętrzenia zatorowego oceniono na 160 cm. Należy podkreślić, że w rejonie Nieszawa–Bobrowniki doszło do inkorporacji dwóch zatorów: śryżowego i lodowo-śryżowego. W końcu lutego trzy lodołamacze, wyłamujące rynnę od ujścia Wisły dotarły do czoła zatoru śryżowego w rejonie km 710. Dojście lodołamaczy do stopnia wodnego „Włocławek” okazało się niemożliwe, a to w związku z niewielkimi głębokościami i masami lodu zatorowego sięgającego w wielu miejscach dna. W takiej sytuacji zdecydowano się na uruchomienie przepuszczania lodu przez jaz. Spływająca kra gromadziła się na wcześniej utworzonym zatorze. Sytuacja taka trwała 5 dni, 13 marca dwa wcześniej utworzone zatory wraz z zatorem lodowym

sztucznie budowanym ruszły. Wysokość spiętrzenia zatorowego oceniono na 170-200 cm. Opisana sytuacja zatorowa poniżej stopnia pozwala sądzić, że bliski piętnastoletni okres braku zagrożenia nie wyklucza możliwości wystąpienia powodzi wywołanej zjawiskami lodowymi.

UWAGI KOŃCOWE

Zbiornik wrocławski jest najnewralgiczniejszym miejscem zatorowym na rzekach polskich. „Samotnie” funkcjonujący stopień wodny doprowadził do zmian warunków przepływu. W konsekwencji tego nastąpiła zmiana ustroju lodowego rzeki. Czas trwania zjawisk lodowych przed i po piętrzeniu w zasadzie nie uległ zmianie, lecz nastąpiły istotne zmiany trwania poszczególnych faz zlodzenia. Wcześniej zamarzający zbiornik doprowadza do zatrzymywania tranzytowego przepływu lodu i formowania się w nim zatorów śryżowych. Likwidacja tej niekorzystnej sytuacji jest możliwa przez zmianę warunków termicznych rzeki (zrzuty ciepłych wód) lub przez instalację tak zwanych przegród śryżowych. To ostatnie rozwiązanie jest powszechnie stosowane w Kanadzie, USA, Finlandii i Szwecji. Tendencja do dłuższego utrzymywania się pokrywy lodowej na zbiorniku, w stosunku do rzeki swobodnie płynącej powyżej, stwarza dogodne warunki do tworzenia się zatorów (śryżowo-lodowych, lodowo-śryżowych). Utrzymanie nowoczesnej floty lodolamaczy na zbiorniku jest więc absolutnie niezbędne. Sytuację pogarsza niekorzystna morfologia czaszy zbiornika. Położone na trasie spływu lodów płycizny są inicjalnymi zaczepami dla zatorów. Zakrojona na szeroką skalę akcja korekty morfologii czaszy zbiornika ma na celu likwidację tej istotnej przyczyny. Polepszeniu ulegną również warunki nawigacyjne dla lodolamaczy.

Zdaniem autora najistotniejszą cechą zbiornika wrocławskiego różniącą go od rzeki swobodnie płynącej jest zaleganie w nim mas lodu prądowego do momentu rozpadu pokrywy lodowej. Z tego też powodu w tworzących się zatorach obserwuje się duży udział śryżu. Na rzece swobodnie płynącej podbitki śryżowe po uformowaniu się pokrywy lodowej ulegają rozluźnieniu i wypłukaniu. Często obserwuje się też zmiany morfologii koryta rzeki wywołane zjawiskami lodowymi. Odpowiednia zabudowa hydrotechniczna rzeki może doprowadzić do takiego przebiegu zlodzenia, które wpłynie korzystnie na zmianę morfologii koryta rzeki (poprawa warunków nawigacyjnych).

Z analizy zebranego materiału wynika, że groźne sytuacje zatorowe na Wiśle występowały co 3—5 lat. Najgroźniejsze okazały się zatory na odcinkach nieuregulowanych, chronionych wałami przeciwpowodziowymi. Obszary zawali się uważane powszechnie za tereny bezpieczne, w związku z tym są gęsto zaludnione. W przypadku klęski powodzi, doprowadza to do milionowych strat. Wysokość piętrzeń zatorowych na zbiorniku wrocławskim jest podobna do wysokości piętrzeń zatorowych na rzece swobodnie płynącej. Stałe zagrożenie zatorowe na zbiorniku wynika z tego, że został on zaprojektowany i wykonany do pracy w systemie kaskadowym.

Zbiornik włocławski w istotny sposób zmienił ustrój lodowy Wisły poniżej stopnia wodnego. Do 1985 r. nie stwierdzono tu zagrożenia powodzią zatorowymi. Skomplikowana sytuacja lodowa wystąpiła w okresie zimy 1984/85 w rejonie Bobrowniki—Nieszawa. Doszło tu do inkorporacji trzech typów zatorów. Nie-wielkie głębokości i znaczne ilości lodu uniemożliwiły przeprowadzenie lodołamania. Zejście zatorów odbywało się więc w naturalny sposób. W przyszłych badaniach zagadnieniu temu należy poświęcić znacznie więcej uwagi.

W artykule poruszono tylko niektóre problemy związane ze zmianą ustroju lodowego Wisły wywołanego wybudowaniem stopnia. Problematyka ta obok aspektów czysto poznawczych ma ważne znaczenie gospodarcze. Doceniono to już w latach pięćdziesiątych ubiegłego wieku (Grześ, w druku). Władze Guberni Warszawskiej powołały wówczas komisję do zbadania przyczyn i możliwości złagodzenia zagrożenia zatorowego na Wiśle od Warszawy do Płocka.

LITERATURA

- Ashton G. D., 1974, *Froude criterion for ice-block stability*, J. Glaciol., vol. 13, no 68.
- 1979, *Modeling of ice rivers*, [w:] *Modeling of rivers*, Willey — Interscience Publication.
- Beltaos S., Dean A. M., 1981, *Field investigations of a hanging ice dams*. Environment Canada, Nature Wat. Res., Inst. Envir. Hydraul. Sect. (mpis).
- Biegała L., 1981, *Zabudowa hydrotechniczna Wisły w województwie wrocławskim*, Wrocławskie Tow. Nauk., Prace Komisji Wisły, z. 2.
- 1983, *Wpływ poziomu piętrzenia na zwierciadło wody zbiornika wrocławskiego w czasie zjawisk lodowych*, Gosp. Wod., nr 11.
- Branicki A., Śliwiński W., 1981, *Wykorzystanie badań zlodzenia i sedymentacji na zbiorniku „Włocławek” w projektach innych zbiorników Kaskady Wisły*, Problemy Projektowe, nr 1, Gliwice.
- Donczenko R. W., 1980, *Model processa zamarzania riek*, Trudy GGI, wyp. 270, Leningrad.
- Grześ M., 1983, *Niektóre problemy stopnia wodnego „Włocławek” i jego zbiornika*, Czas. Geogr., t. LIV, z. 4.
- w druku, *Niektóre problemy zatorów i powodzi zatorowych na dolnej Wiśle*, 36 s. maszynopisu.
- Grześ M., Banach M., 1983, *Powódź zatorowa na Wiśle w styczniu 1982 roku*, Przegl. Geogr., t. IV, z. 1.
- Golek J. 1964, *Zlodzenie rzek polskich*, Prace PIHM, z. 63.
- Hydroprojekt, 1983, *Prognoza kształtowania się zjawisk lodowych na zbiorniku „Włocławek” w warunkach obniżonego poziomu piętrzenia wraz z określeniem spiętrzeń zatorowych*. Opracowanie w ramach PR-7.04. Nr arch. w CBS i PBW Hydroprojekt 5234-B/83.
- Hydroprojekt, 1985, *Metody zwalczania zagrożeń powodziowych spowodowanych zjawiskami lodowymi w górnych częściach zbiorników na przykładzie st. w. „Włocławek”*, Podsumowanie dorobku krajowego w temacie 04.09.04. — PR-7, cz. I, Nr arch. 286-B/85.
- IMGW, 1985, *Badania zjawisk lodowych na rzekach dla potrzeb prognoz i ochrony przeciwpowodziowej*, Opracowanie końcowe w ramach PR-7.04.09.06.
- IGiPZ PAN, 1982–1985, *Badania zjawisk lodowych na zbiorniku „Włocławek” oraz odcinku Wisły od Modlina do Płocka, w okresie 1982–1985*. Sprawozdania roczne z badań.
- Kivisild H. R., 1959, *Hanging ice dams*. IAHR, Ice Symposium, Montreal, Proc. — Ice Probl. in Hydraulic Structures.
- Lambor J., 1948, *Geneza lodu prądowego i jego pojawienia się na rzekach środkowo-europejskich zlewiska morza Bałtyckiego*, Wiad. Śl. Hydrol. i Meteor., t. I, z. 3.
- 1971, *Hydrologia inżynierska*, Arkady, Warszawa.
- Matakiewicz M., 1927, *Formuła na średnią prędkość przepływu i problem prędkości przy małych głębokościach*, Tow. Nauk., Lwów.
- Michel B., 1971, *Winter regime of rivers and lakes*. CREEL. Corps. of Eng. US Army, Hanover, New Hampshire, DA Project 4A062112A894.
- 1978, *Ice accumulations at freeze-up of break-up*. IAHR, Ice Sympozjum, Lulea, Proc. Part 2.
- Nierzychowski R. W., 1974, *Typy zamarzania riek i typy zażorow lda*. Meteorologija i Gidrologija, nr 2.

- Pariset E., Hausser R., 1959, *Evolution of ice covers during their formation*, IAHR, Ice Symposium, Montreal, Proc.-Ice Probl. in Hydraulic Structures.
- Raport ... (1982), Komisji Międzyresortowej powołanej decyzją nr 4 Prezesa Rady Ministrów z dn. 3.02.1982 do zbadania przyczyn i skutków powodzi w styczniu 1982 roku na Wiśle i innych rzekach.
- Rozwadowski J., 1974, *Technika kruszenia lodów na Wiśle*, Materiały Konferencji RWPG „Zastosowanie lodolamaczy do kruszenia pokrywy lodowej”, Gdańsk.
- Rymsza W. A., 1965, *Issledowanija i rasczoty zamierzaniija riek i wodochraniliszcz*, Trudy GGI, wyp. 129.
- Shen H. T., Ruggles R. W., Batson G. B., 1984, *Field investigation of St. Lawrence River. Hanging ice dams. Winter of 1983—1984*, Department of Civil and Environmental Engineering, Clarkson Univ., Potsdam, Raport nr DTSL55-84-C-COO85A.
- Tsang G., 1982, *Frazil and anchor ice*, A monograph. Publ. under the auspices of NRC, Subcommittee on Hydraulics of Ice Covered Rivers, Ottawa.
- Uzuner M. S., Kennedy J. E., 1972, *Stability of floating ice blocks*, J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Engrs, vol. 98, nr HY12.
- Żelaziński J., 1983, *Ocena zlodzenia koryta Wisły powyżej stopnia Włocławek w styczniu 1982 r.*, Gosp. Wodna, nr 5.

INFLUENCE OF THE WŁOCŁAWEK RESERVOIR ON CHANGES IN THE VISTULA ICE REGIME

Summary

The construction of a dam and the formation of a reservoir led to alterations in discharge. This became reflected, for example, in changes in the course and nature of ice cover formation in a river reach where the water was dammed and below the spillway step.

From a comparison between data from the pre-damming period and those from the post-damming one, it can be inferred that the duration of ice phenomena has not undergone principal changes and is 80 days, on the average. The ice cover structure became markedly changed. Owing to a reduction in the duration of freezing from 48 to 8 days, the date of freeze-up was much earlier. At the same time a number of days with ice cover lying increased from 25 days prior to damming to 64 days after damming.

As compared with a freely flowing river above the reservoir, the latter freezes earlier and the ice cover lies over it during a longer period of time. In either situation, a blockage in transitional ice drift and the formation of frazil disks and ice dams result. The location of a contact zone between stagnant (reservoir) ice and mobile ice (drift-ice) depends on discharge intensity. The situation is additionally complicated by bed morphology. The drift-ice ceases to move on meeting central bars.

In the fifteen years of the Włocławek reservoir exploitation, seventeen dangerous ice jams occurred. Their location changed over broad stretches from a 623 km site at $Q = 400$ cu m per sec to a 655-km site at $Q = 3000$ cu m per sec. The highest ice jamming with a height of about 3 m took place in January 1982. It caused the overtopping of embankment dams and the flooding of 100.5 sq km area of the valley. The thickness of ice jam approached then 8.4 m. The state of permanent menace to the Włocławek reservoir by ice-jam floods is due to the fact that the reservoir was designed and constructed to serve as a supplement to the cascades and has been in operation as a single structure up to now. As opposed to freely flowing water, the damming of water on the order of 3 m, which is not an extreme value, due to ice phenomena occurring in the Włocławek reservoir was frequently recorded on the lower Vistula.

The ice regime became markedly changed below the dam on the Vistula. As long as 1984 no menace by floods emerged but dangerous ice jams may result at low discharges and air temperature, as was the case in the winter of 1984–85.

For the purpose of eliminating the danger of ice-jam floods in the Włocławek reservoir, a lot of flood prevention measures have been carried out. Every year the ice-breaking action is taken up. Large-scale dredging works are carried out. Their objective is adjust and improve the bed morphology by clearing of central bars from the reservoir. The embankment dams are reinforced and raised. Attention is given to a possibility of ice boom installation. An extensive system of ice-jam forecasting, based on direct observations and mathematical-physical models, has been set up.

Translated by Ewa Wielebska

ВЛИЯНИЕ ВЛОЦЛАВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА ИЗМЕНЕНИЕ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ВИСЛЫ

Резюме

Сооружение плотины и образование водохранилища привело к изменению условий расходов воды. Это отразилось между прочим на изменении хода и характера ледостава на участке реки, где произошел подпор воды, а также в нижнем бьефе.

Из сравнения данных за период до и после подпора вод следует, что продолжительность явлений, связанных с ледоставом, существенно не изменилось и составляет в среднем 80 дней. Значительно изменилась однако структура ледостава. Сократился период замерзания с 48 до 80 дней, потому срок появления покрова льда тоже значительно сократился. Одновременно увеличилась продолжительность залегания этого покрова (от 25 дней перед сооружением плотины до 64 дней после него).

В сравнении с рекой со свободным стоком выше водохранилища последнее замерзает раньше и ледовой покров залегает на нем дольше. В каждом из указанных случаев происходит блокада ледохода, образование зажоров и ледяных заторов. Положение зоны контакта стабильного (в водохранилище) и мобильного льда (стекающего речного) зависит от интенсивности стока. Положение осложняет дополнительно рельеф дна водохранилища. Поступающий в водохранилище дед задерживается на мелях, расположенных в центральных частях бассейна.

В течение 15 лет эксплуатации влоцлавского водохранилища наблюдались 15 опасных заторов. Их расположение менялось в очень широких границах — от 623 км при $Q = 400$ куб. м/сек. до 655 км при $Q = 3.000$ куб. м/сек. Самый высокий, связанный с затором подпор, достигнувший ок. 3 м произошел в январе 1982 года. Он привел к переливу воды через боковые плотины и затоплению 100,5 кв. км долины. Мощность зажора доходила тогда до 8,4 м. Постоянная угроза наводнений из за заторов и зажоров вокруг влоцлавского водохранилища вытекает из факта, что он был запланирован и построен для эксплуатации в системе каскада, а функционирует до сих пор самостоятельно. В сравнении со свободно текущей рекой подпор воды (порядка 3 м), вызванный ледовыми явлениями во влоцлавском водохранилище, не является экстремальным. Величины подпора такого порядка в нижнем течении Вислы наблюдались неоднократно.

Существенно изменился ледовой режим Вислы ниже перепада. До 1984 года здесь не наблюдалась опасность наводнения, но при небольших расходах и низкой температуре воздуха могут произойти опасные заторы, так как это было зимой 1984/85 года.

С целью уменьшить опасность наводнений, вызванных заторами, во влоцлавском водохранилище предпринят ряд мер. Каждый год проводится акция ломки льда. Широко применяются работы по углублению бассейна с целью улучшения рельефа дна посредством нивелирования расположенных в центральных частях мелей. Укрепляются боковые плотины и увеличивается их высота. Обсуждается возможность устройства зажорных преград. Подготовлена система прогнозирования возможности образования заторов, основанного на непосредственном наблюдении и физико-математических моделях.

Перевела Катажина Стравеска

**WYDAWNICTWA IGiPZ PAN
VARIA**

Bibliografia geografii polskiej 1980, 1984, s. 405, zł 500,—

Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1983, 1985, s. 98, zł 150,—

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce

Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576—1870, 1984, cz. 1, s. 109, cz. 2, tab. 220, zł 3500,—

Katalog dawnych map Rzeczypospolitej Polskiej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, s. 164, 37 map, zł 140,—

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata

1984

- 1/2 PRACA ZBIOROWA — Problemy bioklimatologii uzdrowiskowej, cz. V, s. 138, zł 60,—
- 3 L. ANDRZEJEWSKI — Dolina Zgłowiączki — jej geneza oraz rozwój w późnym glacie i holocenie, s. 84, zł 60,—
- 4 F. SZLAJFER — Rola plantacji w kształtowaniu przestrzeni społeczno-gospodarczej na przykładzie Ameryki Środkowej, s. 102, zł 60,—
- 5 E. PYTEL-TAFEL — Struktura demograficzna jako czynnik różnicujący zbiór miast polskich, s. 88, zł 60,—
- 6 R. BUREK — Infrastruktura gospodarcza a towarowość rolnictwa (na przykładzie woj. kieleckiego), s. 82, zł 60,—

1985

- 1 T. LIJEWSKI — Układy komunikacyjne województw, s. 80, zł 70,—
- 2 I. CHUDZYŃSKA — Struktura przestrzenna handlu detalicznego w Warszawie, s. 74, zł 70,—
- 3 M. GÓRALCZYK, B. GÓRZ — Z badań nad strukturą i infrastrukturą rolnictwa, s. 100, zł 70,—
- 4 P. WERNER — Zmiany struktury przestrzennej przemysłu środków informatyki w Polsce w latach 1965—1980, s. 88, zł 70,—
- 5 A. WELC — Zmienność denudacji chemicznej w Karpatach fliszowych (na przykładzie zlewni potoku Bystrzanka), s. 99, zł 70,—
- 6 T. NIEDŹWIEDŹ, M. ORLICZ, J. ORLICZOWA — Wiatry w Karpatach polskich, s. 90, zł 70,—

1986

- 1 K. OSTASZEWSKA — Zastosowanie modeli matematycznych do przewidywania zmian rozmieszczenia ludności Polski, s. 74, zł 80,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — Niektóre problemy metodologiczne hydrologii, s. 73, zł 80,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — Wyniki badań bioklimatu Polski. Cz. I, s. 92, zł 80,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — Współczesne problemy światowych procesów rozwoju, s. 96, zł 80,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — Zbiornik wrocławski — niektóre problemy z geografii fizycznej, s. 105, zł 80,—
- 6 A. JELONEK — Ruch naturalny ludności Polski 1948—1982 według województw (w druku)