

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 161

MIECZYŚLAW BANACH

MORFODYNAMIKA
STREFY BRZEGOWEJ
ZBIORNIKA WŁOCŁAWEK

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

**POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA**

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 161

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 161

MIECZYŚLAW BANACH

**MORPHODYNAMICS OF THE WŁOCŁAWEK
RESERVOIR COASTAL ZONE**

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 161

MIECZYŚLAW BANACH

MORFODYNAMIKA
STREFY BRZEGOWEJ
ZBIORNIKA WŁOCŁAWEK

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

1994

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR NACZELNY: ROMAN SZCZĘSNY
CZŁONKOWIE: KRZYSZTOF BŁAŻEJCZYK, ANDRZEJ S. KOSTROWICKI
LESZEK STARKEL, ANDRZEJ STASIAK, GRZEGORZ WĘCŁAWOWICZ
SEKRETARZ: IRENA STAŃCZAK

Recenzent:
Prof. dr hab. Jan Szupryczyński

Praca habilitacyjna

Redaktor Wydawnictwa Ryszard Szlagor
Redaktor techniczny Ryszard Ulanecki

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich. Wydawnictwo. Wrocław 1994

Printed in Poland

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-04-04241-X

skład i łamanie: I-BiS Wrocław

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

Wprowadzenie	7
1. Cel, zakres i metody pracy	13
2. Terminologia	18
3. Warunki kształtowania się brzegów	25
3.1. Geologia	25
3.2. Morfologia	34
3.3. Warunki hydrogeologiczne	38
3.4. Wybrane cechy hydrologiczne zbiornika	42
3.4.1. Morfometria	42
3.4.2. Stany wody	42
3.4.3. Spadek zwierciadła i prędkość przepływu wód	49
3.4.4. Złodzenie	51
3.4.5. Falowanie wiatrowe	52
3.5. Zmiana cech hydrologicznych Wisły w wyniku jej spiętrzenia	60
4. Główne procesy strefy brzegowej zbiornika	61
4.1. Prądy przybrzeżne i ruch osadów	61
4.2. Abrazja	66
4.3. Ruchy masowe (osuwiskowe)	71
4.4. Egzaracja	78
4.5. Akumulacja	84
5. Morfodynamika brzegów	88
5.1. Abrazja brzegów i jej zróżnicowanie	88
5.2. Przebieg abrazji w czasie	100
5.3. Stadialność i cykliczność abrazji brzegów	103
6. Morfodynamika platform przybrzeżnych	109
6.1. Metoda pomiaru	109
6.2. Morfometria platform	110
6.3. Dynamika platform w wieloleciu	116
6.4. Krótkookresowe zmiany platform przybrzeżnych	122
7. Morfodynamika akumulacyjnych form brzegowych	127
7.1. Charakterystyka form	127
7.1.1. Plaża	127
7.1.2. Ławice przyplażowe	130
7.1.3. Wały — kosy	131
7.1.4. Odsypy	137
7.1.5. Efemeryczne kosy	140
7.1.6. Sztuczne terasy	140
7.2. Ewolucja linii brzegowej	142
8. Rozkład osadów w zbiorniku	148
8.1. Metody poboru i badania osadów	148

8.2. Charakter osadów w przekroju poprzecznym	149
8.3. Charakter osadów w przekroju podłużnym	152
8.4. Elementy bilansu osadów	155
9. Klasyfikacja brzegów zbiorników	158
Podsumowanie	164
Literatura	169
Morphodynamics of the Włocławek reservoir coastal zone (summary)	177

CONTENTS

7	Wprowadzenie
13	1. Cel, zakres i metody pracy
18	2. Terminologia
22	3. Warunki kształtowania się brzegów
25	3.1. Geologia
26	3.2. Morfologia
28	3.3. Warunki hydrogeologiczne
41	3.4. Wpływ czynnika hydrologicznego
42	3.4.1. Wpływ wody
43	3.4.2. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
44	3.4.3. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
45	3.4.4. Niekorzystne zjawiska
47	3.4.5. Zjawiska erozyjne
60	4.1. Zmiana cech hydrologicznych Włocławka w wyniku jej przetranszowania
61	4.2. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
61	4.2.1. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
66	4.2.2. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
67	4.2.3. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
71	4.2.4. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
72	4.2.5. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
73	4.2.6. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
74	4.2.7. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
74	4.2.8. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
78	4.2.9. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
84	4.2.10. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
88	4.2.11. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
88	4.2.12. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
100	4.2.13. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
103	4.2.14. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
107	4.2.15. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
109	4.2.16. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
109	4.2.17. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
109	4.2.18. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
110	4.2.19. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
118	4.2.20. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
122	4.2.21. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
127	4.2.22. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
127	4.2.23. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.24. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.25. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.26. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.27. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.28. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.29. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.30. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.31. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.32. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.33. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.34. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.35. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.36. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.37. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.38. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.39. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.40. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.41. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.42. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.43. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.44. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.45. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.46. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.47. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.48. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.49. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.50. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.51. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.52. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.53. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.54. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.55. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.56. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.57. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.58. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.59. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.60. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.61. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.62. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.63. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.64. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.65. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.66. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.67. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.68. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.69. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.70. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.71. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.72. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.73. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.74. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.75. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.76. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.77. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.78. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.79. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.80. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.81. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.82. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.83. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.84. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.85. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.86. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.87. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.88. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.89. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.90. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.91. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.92. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.93. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.94. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.95. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.96. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.97. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.98. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.99. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów
128	4.2.100. Zjawiska erozyjne i przydatność osadów

WPROWADZENIE

Strefa brzegowa stanowi jedno z najbardziej zróżnicowanych i zmieniających się środowisk. Konfiguracja brzegu zmienia się pod wpływem procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych. Intensywność tych zmian nie jest jednakowa w różnych częściach Ziemi. Procesy przybrzeżne powodują zjawisko degradacji i akrecji, których efektem końcowym jest wygładzanie — wyrównywanie linii brzegowej. Strefa ta przyciąga i przyciąga uwagę wielu specjalistów z powodu roli, jaką odgrywa w życiu człowieka (transport, rybołówstwo, budownictwo, poszukiwanie i eksploatacja bogactw oraz rekreacja). Brzegi, dzięki oddziaływaniu bardzo aktywnych hydro- i geodynamicznych czynników, są najbardziej dynamicznym środowiskiem w porównaniu z innymi obszarami akwenów i ich lądowego zaplecza. Właśnie tutaj warunki erozji (abrazji), transportu i akumulacji charakteryzują się największą energią procesów i ich różnorodnością, zmienną w czasie i przestrzeni (Dolotov 1989). Z tego też względu fizyczne cechy środowiska (czynniki, procesy i ich efekty) wymagają szczególnie wnikliwego, dokładnego i kompleksowego poznania. Pomimo to, brak wśród geografów w Polsce zrozumienia roli tych zagadnień w systemie wiedzy o środowisku i jego ewolucji. Przykładem może służyć najnowsza *Geografia Polski — środowisko przyrodnicze* (red. L. Starkeł) z 1991 r., w której strefie brzegowej Bałtyku (500 km) poświęcono 2 strony, choć objętość podręcznika liczy 670 stron (Kostrzewski 1991). Pominięto w nim całkowicie zagadnienia ewolucji strefy brzegowej jezior i sztucznych zbiorników wodnych. W dwutomowej *Geomorfologii Polski* sprzed dwudziestu lat zagadnieniom brzegowym poświęcono 1 stronę (Augustowski 1972). Świadczy to, że zagadnienia ewolucji stref brzegowych wód stojących są w środowisku geograficznym w Polsce zajęciem marginalnym.

W podręczniku *Geomorfologia*, autorstwa nestora polskiej geografii, poświęcono wybrzeżom 61 stron, w tym 5 stron morfogenetycznej roli jezior (Klimaszewski 1981). Nie jest to mało, zważywszy, że 6 innych zagranicznych podręczników tego typu poświęca tej problematyce 39–72 strony (Klimaszewski 1991). Należy podkreślić, że autor ten dostrzegł również morfotwórczą rolę sztucznych zbiorników wodnych. Na łamach czołowego czasopisma geomorfologów „Zeitschrift für Geomorphologie” dość często gości tematyka strefy brzegowej mórz; tylko od 1968 r. poświęcono jej 6 specjalnych zeszytów. Niestety, tematyka o morfotwórczej roli jezior i sztucznych zbiorników wodnych jest prawie nieobecna.

Przyczyną tego był brak zapotrzebowania społecznego na tę problematykę badawczą. Gospodarka narodowa nie domagała się odpowiedzi o roli ujemnego wpływu sztucznych akwenów na otaczające środowisko i infrastrukturę regionu. W Europie Zachodniej, Ameryce, a nawet w Europie Środkowej regulowano rzeki głównie od źródeł, budując zapory w górach. Powstające tam zbiorniki nie zagrażały rolniczej przestrzeni produkcyjnej ani infrastrukturze osiedli w sąsiedztwie. Ujemne skutki ich wpływu były niewielkie, mało zauważalne, z uwagi na niewielkie powierzchnie lustra wody i „zakrycie” od wiatru. Naczelnym problemem było wypełnianie zbiorników osadami, ich zamulanie. Abrazja brzegów była niewielka. Odwróceniem natężenia procesów są zbiorniki nizinne. Przykładem może być zbiornik Włocławek, na którym po 20 latach abrazji podlega jeszcze 67,5% całkowitej długości brzegów, a dotychczasowy udział dostawy osadów z brzegu w zmniejszaniu pojemności ogólnej wynosi rocznie 0,8%. Na zbiorniku żywieckim w Beskidach po 10 latach podlegało abrazji 37% brzegów, a udział kubatury ich rozmywu w spadku pojemności zbiornika wynosił rocznie tylko 0,15% (Mroczek i in. 1984).

W byłym ZSRR, z uwagi na centralizm planowania i zarządzania oraz władanie ziemią przez państwo, budowano zbiorniki wielkie, tzw. „morza” na dużych rzekach, a więc na nizinach. Powstawały rozległe, odkryte akweny, gdzie wiatr z łatwością wzbudza wysokie fale, rozmywając brzegi, a w efekcie ich cofanie się i utratę ziem rolniczo przydatnych.

Problem kształtowania brzegów po spiętrzeniu rzek był w ZSRR postawiony po raz pierwszy przez F.P. Savarenskiego (1935), a później rozszerzany i uzupełniany przez innych, głównie przez E.G. Kačugina (1951). Początkowo przeważało podejście geologiczno-inżynierskie, dotyczące stateczności stoków nowo powstałych obiektów wodnych, a opierające się na teorii rozwoju brzegów morskich i jeziornych. W początkowym etapie budownictwa hydrotechnicznego stopni wodnych takie podejście zapewniało rozwiązanie zadań praktycznych i prognozowanie procesów w strefie brzegowej. W miarę gromadzenia materiału faktycznego w naturze, zrozumiano, że kształtowanie się brzegów zbiorników różni się od wiekowych procesów rozwoju brzegów mórz i jezior. Z uwagi na rozbieżności założeń prognostycznych z praktyką zaczęły rozwijać się badania kompleksowe wybranych obiektów. Takim naturalnym laboratorium badawczym stał się między innymi zbiornik gorkowski na Wołdze. Celem tam podjętych badań w problemie dynamiki brzegów było: 1) poznanie tempa abrazji brzegów oraz rozkład produktów niszczenia na dnie; 2) zróżnicowanie tempa i warunków kształtowania się platformy przybrzeżnej; 3) danie przesłanek doskonalenia prognoz transformacji brzegów oraz ich zabezpieczeń przed abrazją (Ikonnikov 1972). Zorganizowano wiele badań procesów brzegowych, założono osnowy stacjonarnych długoletnich obserwacji i pomiarów, sprawdzano wcześniejsze prognozy.

W wyniku podjętych badań powstały opracowania szczegółowe (Vendrov

1972; Kačugin 1975; Jaroslavcev 1975 a, b; Jaroslavceva 1975) i ogólne, syntetyczne (Ikonnikov 1972; Pyškin 1973; Finarov 1974; Vikulina, Znamenskij 1975). Szukano analogii w rozwoju subakwalnej części brzegów zbiorników i jezior. Zakładano, że litodynamika strefy brzegowej zbiornika zdąży do charakteru litodynamiki platformy przybrzeżnej jezior; charakter osadów w stadium dynamicznej równowagi powinien być podobny (Žyvago 1954). Dostrzegano podobieństwo w rozwoju zarysu linii brzegowej oraz profilu poprzecznego platformy przybrzeżnej zbiorników i mórz (Kondratev 1960; Popov 1972; Pyškin 1973). Doskonalono i rozwijano metody prognozowania przekształcenia brzegów (Rozovskij 1968; Pyškin 1973; Kačugin 1975).

W przeciągu ostatnich dwudziestu lat kontynuowano badanie procesów brzegowych. Pozwoliły one wyjaśnić specyficzne odrębności rozwoju brzegów zbiorników i ich zmiany w trakcie długoletniej eksploatacji. Było to możliwe dzięki szeroko zakrojonym badaniom stacjonarnym na wielu zbiornikach o zróżnicowanej wielkości i położeniu geograficznym. Dostrzeżono i sformułowano tezę o stadialności rozwoju brzegów sztucznych akwenów (Finarov 1974, 1986; Vendrov 1979; Pečerkin i in. 1980; Širokov 1984; Širokov, Łopuch 1986a; Širokov i in. 1992). Doskonalono energetyczne metody prognozowania przekształcenia brzegów E.G. Kačugina (1959) i N.E. Kondrateva (1960), opierające się na założeniu, że: 1) ogólna objętość rozmytych skał falami wszystkich wysokości jest proporcjonalna do sumarycznej energii fal w danym miejscu; 2) intensywność procesu przekształcenia zanika z czasem i zależy od odporności skał i wysokości brzegu. Wychodząc z tych założeń metodę rozpatrującą strefę rozmycia — abrazji nazwano wiatrowo-falową metodą abrazji brzegu (Ikonnikov 1981, 1986a, b, c, 1987). W nawiązaniu do prognostycznych metod naturalnych analogii, D. P. Finarov (1974, 1986) zaproponował metodę geomorfologicznego modelowania procesu przekształcenia brzegów zbiorników. Dostrzegł, że wszystkie metody prognozowania procesu przekształcenia brzegów, a „wychodzące z mechaniki gruntów, nie widzą stoku jako formy rzeźby, mającej swą historię i kierunek rozwoju” (Finarov 1986, s. 5). Każda dolina oraz jej kotlinowate rozszerzenia zawierają ten zapis. Należy go poznać, zrozumieć i zastosować do nowo powstającej strefy brzegowej zbiornika.

Na bazie bogactwa nagromadzonych danych powstały opracowania syntetyczne o zbiornikach (Avakian, Sarapov 1977; Voropajev, Vendrov 1979; Avakian i in. 1987; Širokov 1991), o ich wpływie na otaczające środowisko (Dvinskich i in. 1981; Voropajev, Avakian 1986), czy też o egzogennych procesach strefy brzegowej (Pečerkin i in. 1980; *Ekzodinamičeskije...* 1990). Powstały w tym czasie nowe, jednolite — uniwersalne klasyfikacje brzegów (Finarov 1974; Širokov 1974; Ermolajev 1976; Pečerkin i in. 1980; Širokov, Lopuch 1986b).

Prawie równoległe z rozwojem badań transformacji strefy brzegowej dużych zbiorników nizinnych narastało doświadczenie w eksploatacji małych sztucznych akwenów. W szerokim zakresie rozwijały się badania tych obiek-

tów na Białorusi, w krajach nadbałtyckich byłego ZSRR oraz innych krajach. Kubaturę rozmywanych skał brzegu prognozowano metodami energetycznymi (Lukač, Abaffy 1980). Z czasem zauważono, że przekształcenie brzegów małych zbiorników zależy od lokalnych warunków rozwoju falowania wiatrowego, charakteru i zróżnicowania rozmakania oraz degradacji skał, obecności w nich wód gruntowych i kształtu stoku brzegowego (Horsky i in. 1984; Harčar 1986; Spanila 1988, Širokov i in. 1992). Oddziaływanie fal jest niewielkie i stąd konieczność badań nad rozwojem innych procesów, pozafalowych, zachodzących na brzegach. Pierwsza praca, podsumowująca stan wiedzy o przekształceniu brzegów małych i dużych zbiorników, ukazała się w połowie lat siedemdziesiątych (Kačugin 1975). Po niej dopiero ukazały się syntetyczne opracowania obejmujące całość problematyki ewolucji ekosystemu małych zbiorników (Pritkova 1979; Širokov, Lopuch 1986a; Širokov 1991), czy tylko wybranych zagadnień (Širokov i in. 1992).

W Polsce, z uwagi na niewielkie rozmiary zbiorników ich wpływ na otaczające środowisko był nieznaczny, mało dostrzegalny. Stąd też brak było początkowo koordynacji w badaniach strefy brzegowej, nie było „palącej” ku temu potrzeby społecznej. W miarę wzrostu zapotrzebowania na wnikliwszą ocenę wpływu człowieka na środowisko geograficzne zaczęto również bilansować skutki piętrzenia rzek.

W latach sześćdziesiątych rozpoczęto w byłym Instytucie Gospodarki Wodnej badania nad dynamiką jezior i zbiorników wodnych. Realizowano zagadnienia: 1) zależności parametrów falowania na zbiornikach od siły i kierunku wiatru; 2) odkładania się rumowiska w zbiornikach; 3) zjawisk abrazyjnych na brzegach zbiorników (Wiśniewski 1966). Systematycznie, w szerokim zakresie realizowano dwa pierwsze zagadnienia. Problematyka zamulania zbiorników była kontynuacją tematu wcześniejszego „Zmiany dna powyżej i poniżej budowli piętrzących”. Powstało wiele opracowań uogólniających (Wiśniewski, Pachnik 1959; Wiśniewski 1964, 1969, 1972; Chomiak i in. 1969; Cyberski 1970). Problematyka zamulania zbiorników była i jest kontynuowana przez różne instytucje, przeważnie na zlecenie użytkowników obiektów. Tematyka deformacji brzegów była traktowana marginalnie. Podjęto jednak ciekawą próbę poznania procesu przekształcenia brzegów zbiornika zegrzyńskiego metodą fotogrametryczną (Majde, Niepokólczycki 1972). Z czasem wypracowano nawet instrukcję do zbierania danych o ujemnych skutkach piętrzenia rzek na stateczność wysokich brzegów (Spaleny 1984). Pojawiły się w tym czasie dwie ciekawe prace o strefie brzegowej jeziora Mikołajskiego (Korolec 1968) i zbiornika zegrzyńskiego (Płachciński 1973). Pierwsza z nich rozpatruje zmiany linii brzegowej w ujęciu paleogeograficznym, zawiera jednak dużo spostrzeżeń o jej współczesnej dynamice. Druga praca, nie publikowana, dotyczy rozwoju platformy przybrzeżnej. Na podkreślenie zasługuje zastosowana w niej metoda pomiaru przyrostu platformy za pomocą nurkowania. Inne prace obejmują przeważnie abrazję brzegów i jej udział w zamulaniu zbiorników (Pasternak 1964;

Cyberski 1965; Kieraś i in. 1972, 1973; Kostecki 1975; Dąbkowski 1978; Rydzik 1978; Pluta, Rydzik 1982; Mroczek i in. 1984; Ziętara 1992).

Pojawiły się prace o wpływie zbiorników na środowisko geograficzne. Problem został zasygnalizowany przez hydrotechników (Arkuszewski 1977), a kontynuowany przez geografów. Specjalne miejsce zajmują w tym względzie badania na zbiorniku Włocławek — największym nizinym sztucznym akwenu w Polsce, podjęte przez Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Toruniu oraz Uniwersytet Warszawski. Powstały rozprawy o wpływie zbiornika na: rozwój procesów geodynamicznych (Banach 1977; Wysokiński 1980; Korotaj 1990), zmianę stosunków wodnych w dolinie (Głazik 1978), procesy korytowe poniżej zapory (Babiński 1982, 1992) i zjawiska lodowe (Grześ 1991). Ukazały się mniejsze opracowania dotyczące: akumulacji w zbiorniku (Brański, Dąbkowski 1976; Więckowski 1978; Śliwiński 1979; Banach 1981, 1986b, 1993; Król 1988; *Procesy...* 1988), wód gruntowych w sąsiedztwie zbiornika (Perek 1978; Głazik 1992), procesów i form brzegowych (Drozdowski 1977; Wysokiński, Korotaj 1981; Banach 1985, 1986a, 1988, 1992a) oraz wpływu tego akwenu na środowisko (Szupryczyński 1981, 1986).

Godna odnotowania jest inicjatywa Komisji Hydrograficznej Polskiego Towarzystwa Geograficznego wydania zwanego opracowania o oddziaływa-



Fot. 1. Stopień wodny na Wiśle we Włocławku, eksploatowany od 1969 r.

Barrage on the Vistula river in Włocławek, exploited from 1969

26 VI 1986

niu zbiorników retencyjnych na środowisko geograficzne w Polsce („Czasopismo Geograficzne”, t. 55, z. 3, 1984) oraz wydanie przez PWN pierwszej i jedynej dotychczas w Polsce monografii o jeziorach zaporowych świata (Głodek 1985). Niniejsza praca jest kolejną rozprawą o wpływie zbiorników na otaczające środowisko abiotyczne, ale pierwszą w polskim piśmiennictwie geograficznym próbą określenia procesu ewolucji całej strefy brzegowej.

Po wybudowaniu pierwszego z planowanej kaskady dolnej Wisły stopnia wodnego we Włocławku w 1969 r. rozpoczęto spiętrzanie rzeki, trwające 16 miesięcy (fot. 1). Na ustalonych wtedy rzędnych zwierciadła wody rozpoczęło się przekształcanie strefy brzegowej; rozmywanie przez fale i w efekcie cofanie się nadwodnej części oraz równoczesne spływanie części podwodnej. Systematyczne badania nad tym zagadnieniem rozpoczęto w 1981 r. — w nawiązaniu do prac wcześniejszych, a zakończono w 1990 r. Opracowanie jest oparte na wynikach badań przeprowadzonych w ramach problemu MRI/25.05.4 w latach 1981–1985 oraz CPBP–03.13.02 w latach 1986–1990.

Serdecznie dziękuję Kierownikowi Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN Profesorowi Janowi Szupryczyńskiemu za stworzenie warunków, zachętę i życzliwą pomoc w realizacji tej rozprawy. Kolegom składam podziękowania za bezinteresowną pomoc w badaniach terenowych oraz za życzliwe i owocne dyskusje.

1. CEL, ZAKRES I METODY PRACY

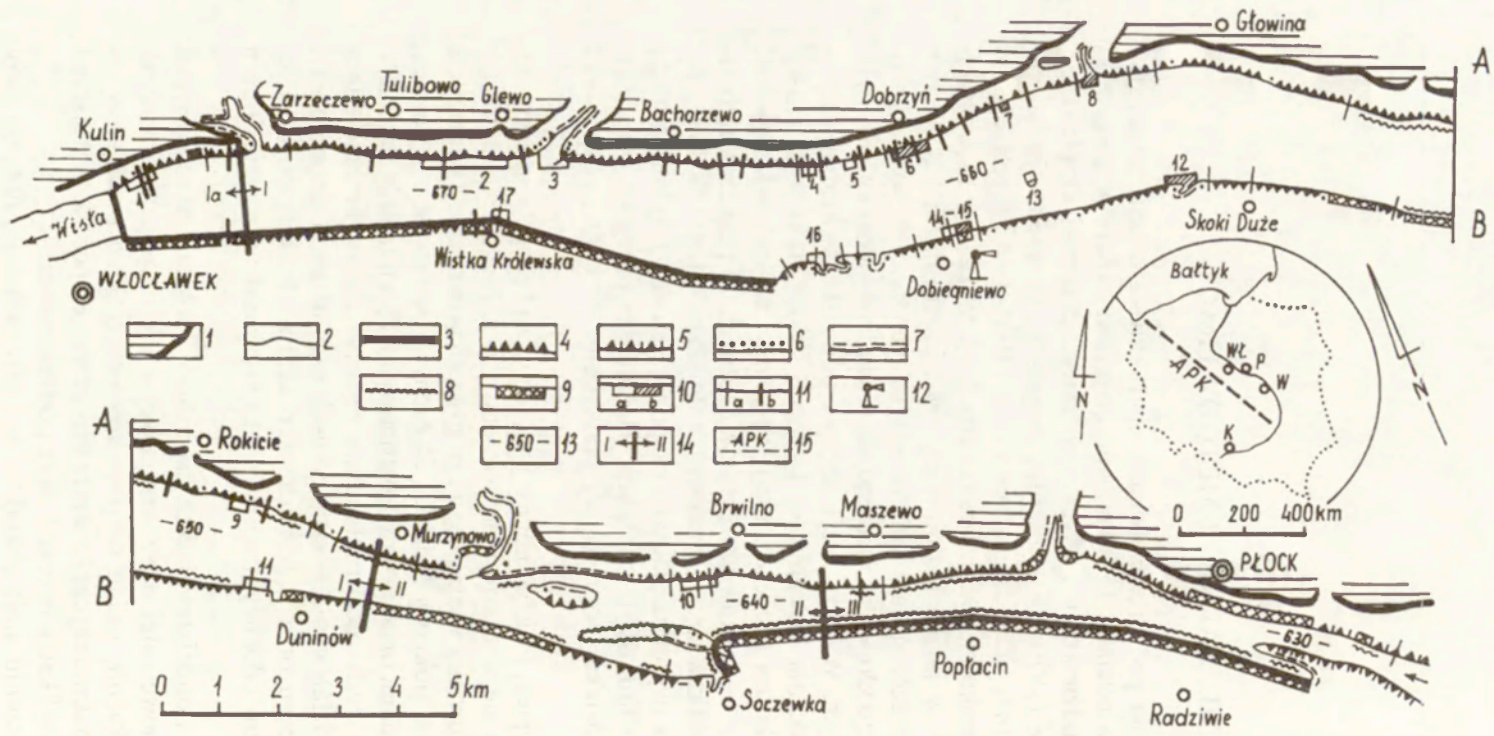
Celem opracowania jest przedstawienie charakteru i tempa zmian obu brzegów zbiornika na odcinku 45,0 km, począwszy od zapory w górę rzeki (ryc. 1), za cały dwudziestoletni okres jego dotychczasowej eksploatacji. W pierwszej dekadzie (1970–1980) zebrano bogatszą dokumentację do opisu nadwodnej części brzegu, w drugiej natomiast (1981–1990) zgromadzono więcej danych do charakterystyki części subakwalnej. Wskazano najważniejsze cechy warunków, w jakich kształtowały się i kształtują brzegi na tym obszarze, uwypuklając szczególnie właściwości brzegu prawego, wysoczyznowego, przysparzającego kłopotów zarówno użytkownikowi akwenu, jak i władzom administracyjnym. Warunki, czyli cechy środowiska, w którym zachodzi proces przekształcania brzegów, są pasywne i dość stabilne w czasie. Odgrywają rolę regulatora procesu zmian, wpływając na jego intensywność i formę przejawu. Do warunków szczególnie istotnych, w przypadku zbiornika wrocławskiego zalicza się: 1) budowę geologiczną i litologię brzegów, 2) morfologię brzegów (wysokość, kształt i ekspozycję stoków), 3) konfigurację linii brzegowej, 4) roślinność na brzegach, 5) niektóre przejawy gospodarczej działalności człowieka (bagrowanie, umacnianie brzegów, gospodarka wodą na stopniu).

Przyczyną wywołującą, uruchamiającą proces zmian brzegów są czynniki, których rola zmienia się w czasie i przestrzeni. Do najważniejszych z nich należą: 1) abrazja falowania wiatrowego i prądy nim wywołane, 2) egzaracja spowodowana ruchami pokrywy lodowej, 3) ruchy grawitacyjne na stokach, 3) erozja brzegów wodami opadowymi i roztopowymi, 5) wietrzenie i deflacja.

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.

Na tle warunków i oddziaływających czynników udokumentowano zmiany jakościowe i ilościowe całej strefy brzegowej w profilu poprzecznym, jak i podłużnym. Za wskaźnik zmian przyjęto również rozkład produktów niszczenia w dolnej, subakwalnej części strefy brzegowej. Kończową, syntetyczną część pracy jest klasyfikacja brzegów oraz podsumowanie.

Wnioski w zakończeniu mają charakter ponadregionalny i dotyczą ewo-



Ryc. 1. Badane odcinki brzegów zbiornika Włocławek na tle ich typologii

1 — kraweźdź wysoczyzny morenowej (teras), typ brzegu: 2 — naturalny, 3 — sztuczny (wały ziemne), 4 — abrazyjny, 5 — abrazyjno-erozyjny, 6 — akumulacyjny, 7 — neutralny, 8 — narefulowany, 9 — umocniony, 10 — odcinki badań szczegółowych (a) i odcinki udokumentowane w opracowaniu (b), 11 — przekroje poprzeczne strefy brzegowej o okresie pomiarów: a — 12-letnim, b — 20-letnim, 12 — stacja terenowa IGiPZ PAN w Dobiegniewie, 13 — km biegu Wisły, 14 — granice stref hydrodynamicznych; 15 — przebieg Antyklinorium Pomorsko-Kujawskiego: K — Kraków, P — Płock, W — Warszawa, Wł — Włocławek

Studied segments of the Włocławek reservoir banks against a background of their typology

1 — edge of the morainic plateau (of terraces), type of bank: 2 — natural, 3 — artificial (earth dikes), 4 — abrasive, 5 — abrasive-accumulative, 6 — accumulative, 7 — neutral, 8 — dredged, 9 — protected, 10 — segments of detailed studies (a) and segments documented in the paper (b), 11 — cross-sections of the coastal zone at the period of measurements: a — twelve-years, b — twenty-years; 12 — research station of IGiPZ PAN in Dobiegniewo, 13 — km of the river course, 14 — boundaries of hydrodynamical zones; 15 — course of the Kujavian-Pomeranian Anticlinorium; K — Kraków, P — Płock, W — Warszawa, Wł — Włocławek

lucji stref brzegowych dolinnych zbiorników wodnych średniej wielkości na obszarze niżowym umiarkowanej strefy klimatycznej.

Stosowano różne metody badawcze. Geodezyjnie mierzono zmiany w przekrojach poprzecznych brzegu, kartowano formy brzegowe na różnych podkładach sytuacyjno-wysokościowych oraz analizowano granulometrię osadów z subakwalnej części brzegu. Wybrane cechy hydrodynamiki zbiornika mierzono na stacji terenowej w Dobiegniewie. Dla prawego brzegu zgromadzono większą ilość materiałów wyjściowych aniżeli dla lewego z uwagi na wcześniejsze opracowanie procesów osuwiskowych oraz większą dynamikę i skalę procesu przekształcenia strefy brzegowej.

W 1976 r. wybrano 43 reprezentatywne odcinki brzegu, zróżnicowane morfologicznie, geologicznie oraz hydrodynamicznie (18 na lewym i 25 na prawym brzegu). Założono sieć punktów, które „zastabilizowano” na brzegu. Przekroje mierzono geodezyjnie z zachowaniem stałego kierunku i punktów podczas sondowania podwodnej części. Pomiarów wykonywano zimą, z pokrywy lodowej w latach 1977, 1978, 1980, 1982 i 1986. Zmiany nadwodnej części brzegu mierzono 2–3 razy w roku, przeważnie taśmą i klizymetrem. Z czasem, na kilku przekrojach zaniechano pomiarów, a na pozostałych wykonywano je rzadziej i uproszczoną metodą. Kontynuowano pomiary przekształcenia prawego brzegu w 18 przekrojach, rozpoczęte w 1970 r. na odcinku 16 km w górę od zapory. Wykorzystano 54 przekroje całego zbrocza prawego brzegu, wykonane w latach 1971–1973 na odcinku od zapory do Płocka i naniesiono zaistniałe do 1990 r. zmiany.

Dynamikę wybranych kilkunastu osuwisk mierzono geodezyjnie metodą tachimetryczną: regularnie w latach 1970–1974 (Banach 1977), a w okresie późniejszym nieregularnie i tylko kilka form.

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 Dobiegniewie (lewy brzeg). Sieć punktów pomiarowych stanowiły tyczki geodezyjne i żerdzie wbijane w dno zbiornika w kilku przekrojach poprzecznych w ilości kilkudziesięciu sztuk. Pomiarami objęto nadwodną część brzegu, plażę, abrazyjną i akumulacyjną część platformy przybrzeżnej oraz jej zbocze (skłon), do głębokości kilku metrów. Odcinki do badań stacjonarnych tak dobrano, by obejmowały fragmenty brzegu abrazyjnego i akumulacyjnego. Sieć pomiarową, poniżej linii wodnej, odnawiano corocznie, po zaniku zjawisk lodowych — w nawiązaniu do stałych punktów na brzegu stabilnym. Pomiarów 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. Pomiarów zakończono w 1985 r.

W 1977 r. skartowano brzegi zbiornika pod względem geologicznym, mor-

Tabela 1. Badane odcinki brzegów zbiornika Włocławek
Studied segments of the Włocławek reservoir banks

Lp.	Nazwa odcinka	Okres badań	Rodzaj i skala podkładu kartograficznego	Długość odcinka (m)	Kształt linii brzegowej	typ brzegu
1	Kulin	1972—1989	mapa 1:1000	450	wklęsły i prosty	akumulacyjno-abrazyjny
2	Glewo	1891—1964	mapa 1:4000	1450	prosty	erozyjny
		1970—1988	mapa 1:5000	1450	prosty	abrazyjny
3	Bachorzewo	1981—1989	mapa 1:500	400	zatoka	akumulacyjno-abrazyjny
4	Dobrzyń-Rumunki	1978—1989	szkic 1:1000	160	wypukło-wklęsły	akumulacyjno-abrazyjny
5	Dobrzyń-Nowe Miasto	1980—1989	szkic 1:1000	160	wypukło-wklęsły	akumulacyjno-abrazyjny
6	Dobrzyń	1971—1989	mapa 1:500	750	wypukło-wklęsły	abrazyjno-akumulacyjny
7	Kamienica I	1983—1990	szkic 1:500	90	prosty	akumulacyjno-abrazyjny
8	Kamienica II	1986—1990	mapa 1:500	200	zatoka	akumulacyjno-abrazyjny
9	Uniejewo	1983—1989	szkic 1:500	110	prosty	akumulacyjny
10	Brwilno Górne	1981—1989	mapa 1:500	500	prosty	abrazyjny
11	Duninów Nowy	1981—1989	mapa 1:500	500	prosty	abrazyjny
12	Dąb Wielki I	1986—1989	mapa 1:500	150	zatoka	akumulacyjno-abrazyjny
13	Dąb Wielki II	1980—1989	szkic 1:1000	70	prosty	abrazyjny
14	Dobiegiewo I	1978—1989	szkic 1:200	35	wypukły	abrazyjny-umocniony
15	Dobiegiewo II	1981—1989	mapa 1:500	550	wypukło-wklęsły	abrazyjno-akumulacyjny
16	Wistka Szlachecka	1981—1989	mapa 1:500	300	zatoka	akumulacyjno-abrazyjny
17	Wistka Królewska	1980—1989	szkic 1:500	120	wypukły	akumulacyjny

fologicznym i dynamicznym na podkładzie 1:5000 (prawy brzeg) i 1:10 000 (lewy brzeg). Kartowanie powtórzono w latach 1980, 1982, 1984, 1986 i 1989. 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, systematycznie do 1985 r. W okresie późniejszym kartowano sporadycznie tylko wybrane odcinki i mierzono wybrane przekroje poprzeczne strefy brzegowej. Badań dalszych zaniechano w 1990 r. Rozmieszczenie badanych odcinków brzegu ilustruje rycina 1 i tabela 1.

2. TERMINOLOGIA

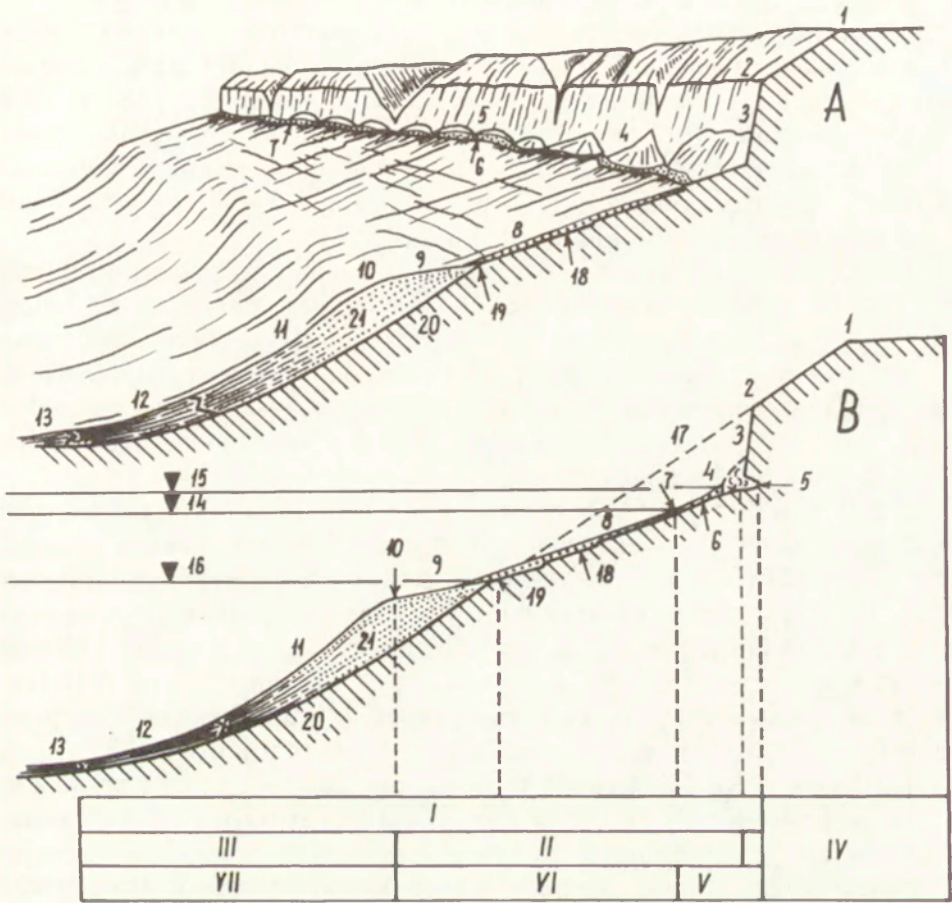
Celem tego rozdziału jest próba uporządkowania podstawowej terminologii fizyczno-geograficznej dotyczącej strefy brzegowej wód stojących, a stosowanej w tej pracy. Proponowane terminy opierają się na danych zaczerpniętych z literatury oraz na wynikach badań i doświadczeń autora. Zestaw poniższy nie obejmuje historycznego rozwoju poszczególnych pojęć, ale zawiera krótką ich definicję oraz lokalizację przestrzenną w rozpatrywanej strefie.

Dynamika środowiska strefy brzegowej sztucznych akwenów jest zdeterminowana przez zespół warunków i czynników decydujących o przebiegu obiektywnych praw fizycznych. Natężenie przebiegu procesów brzegowych wskazuje na tempo przepływu — obiegu energii i materii w tej strefie (Allen 1977). Nie jest ono jednakowe w czasie. Należy o tym pamiętać analizując niektóre użyte tu pojęcia.

Słowniki geograficzne i podręczniki geomorfologii (Scheidegger 1974; Pietkiewicz, Zmuda 1973; *Czteryhazyčnýj...* 1980; Klimaszewski 1981; Embleton, Thornes 1985) są niewystarczające, nie zawierają wielu niezbędnych w opracowaniu pojęć. Ubóstwo słownictwa „brzegowego” w podręcznikach geograficznych jest również wyznacznikiem marginalności tej tematyki wśród geografów, a „brak odpowiedniego aparatu terminologicznego hamuje rozwój badań danej dziedziny” (Teisseyre 1990, s. 121). Cenna okazała się praca S. Rudowskiego (1962), w której autor studiując mikroformy strefy brzegowej Bałtyku zdefiniował szeroki zestaw potrzebnych mu pojęć oraz dał ich odpowiedniki angielskie, francuskie, niemieckie i rosyjskie. P. Słomianko (1968) zdefiniował 81 terminów z dynamiki brzegu morskiego, ważnych szczególnie dla hydrotechników. Dla paleogeografów istotne są rozważania D. Piaseckiego (1953, 1954, 1956) nad terminologią i klasyfikacją wybrzeży. Mają one obecnie, łącznie z opracowaniem Z. Pazdry (1950) historyczne już znaczenie. Bardzo cenna jest zbiorowa praca pod redakcją W.P. Zankoviča i B.A. Popova z 1980 r. *Geomorfologia morská — informator terminologiczny*. Obejmuje ona całokształt zagadnień współczesnej i minionej dynamiki procesów i form strefy brzegowej mórz. Niewiele, ale trafnie zdefiniowanych pojęć zaczerpnięto ze słownika geologii dynamicznej (Jaroszewski i in. 1985). W. byłej NRD obowiązywał wykaz 274 terminów dotyczących wybrzeża i wód przybrzeżnych (*Kuste...* 1966), podzielonych na 10 działów, wśród których

znalazło się po kilkanaście określeń form oraz dynamiki osadów w strefie przybrzeżnej.

Wspomniane wyżej opracowania i słowniki dotyczą strefy brzegowej mórz. Brak dotychczas w polskiej, rosyjsko- i niemieckojęzycznej literaturze zesta-



Ryc. 2. Schemat ideowy strefy brzegowej abrazyjnego brzegu nizinnego zbiornika

A — blokdiagram, B — profil poprzeczny; 1 — krawędź wysoczyzny lub terasy, 2 — krawędź klifu, 3 — klif, 4 — usypisko, 5 — podcios brzegowy, 6 — plaża, 7 — linia brzegowa, 8 — abrazyjna część platformy przybrzeżnej, 9 — akumulacyjna część platformy przybrzeżnej, 10 — krawędź platformy przybrzeżnej, 11 — zbocze (skłon) platformy (ros. sval, prizma), 12 — podnóże zbocza (skłon) platformy (ros. ślejf), 13 — dno odkrytego akwenu, 14 — średni poziom zwierciadła wody, 15 — górny poziom abrazyji, 16 — dolny poziom abrazyji, 17 — pierwotny zarys stoku, 18 — ruchoma warstwa osadów (nanosów) na platformie, 19 — dolny skraj platformy abrazyjnej, 20 — utwory macierzyste, 21 — osady (nanosy) zbiornika; I — strefa brzegowa, II — platforma przybrzeżna, III — zbocze (skłon) platformy przybrzeżnej, IV — nadbrzeże, V — brzeg, VI — przybrzeże górne, VII — przybrzeże dolne

Schematic diagram of the coastal zone of the reservoir abrasive low bank

A — block diagram, B — cross-section; 1 — edge of plateau or terrace, 2 — edge of cliff, 3 — cliff, 4 — mountain waste, 5 — scouring bank, 6 — beach, 7 — coastal line, 8 — abrasive part of coastal platform, 9 — accumulative part of coastal platform, 10 — edge of coastal platform, 11 — slope of coastal platform, 12 — foot of coastal platform slope, 13 — bottom of the open water area, 14 — mean water level, 15 — upper level of abrasion, 16 — lower level of abrasion, 17 — original contour of slope, 18 — mobile layer of deposits (outwash) on platform, 19 — lower margin of abrasive platform, 20 — parent drift, 21 — deposits (outwash) of the reservoir; I — coastal zone, II — coastal platform, III — slope of coastal platform, IV — riparian zone, V — coast, VI — upper offshore, VII — lower offshore

wu pojęć charakteryzujących strefę brzegową sztucznych zbiorników wodnych oraz jej rozwój w czasie. Wydane i obowiązujące w Czechosłowacji nazewnictwo hydrotechniczne dotyczące sztucznych zbiorników i podpiętrzeń cieków (166 pojęć) oraz hydrologiczne (539 pojęć) nie uwzględnia strefy brzegowej (*Názvoslovi hydrotechniky...* 1983; *Názvoslovi hydrologie* 1983). Zaproponowane tutaj terminy i definicje są w większości zaadaptowaniem ich z warunków i skali mórz do warunków i skali zbiorników wodnych śródlądowych. Pomocą w prawidłowej percepcji pojęć są ryciny 2, 16, 18, 40, 44 i 50. Kilka terminów wprowadzono i objaśniono w tekście, z uwagi na potrzebę szerszego kontekstu. W zestawieniu terminów zastosowano układ alfabetyczny. W nawiasach podano nazwy rosyjskie i angielskie.

Wykaz ważniejszych terminów i ich określeń:

1. BRZEG (bereg, shore) — pas pograniczny lądu i wody, szerszy od linii brzegowej, a węższy od strefy brzegowej. Górny zasięg pokrywa się z granicą strefy brzegowej (krawędź klifu), a dolny skraj stanowi podstawa stoku plaży, czyli granica spływu potoku przyboju. Wzdłuż abradowanych odcinków pas ten jest szerszy aniżeli wzdłuż akumulacyjnych. Jest domeną oddziaływania procesów brzegowych i stokowych. Głównym czynnikiem brzegotwórczym są fale i potok przyboju.

2. BRZEGOWA LINIA (beregovaja linija, shoreline) — linia przecięcia powierzchni wody z powierzchnią lądu. Podczas falowania akwenu stanowi strefę. W przybliżeniu pokrywa się z dolną granicą brzegu przy średnim stanie wody. Podlega zmianom (fluktuacjom) w płaszczyźnie poziomej i pionowej.

3. BRZEG (KLIF) NISKI (bereg (klif) niskij) — brzeg, wzdłuż którego fale są w stanie w przeciągu jednego sezonu (bez lodu) rozmyć materiał spadły do jego podstawy. W miarę rozwoju strefy brzegowej spada ich procentowy udział, z równoczesnym wzrostem udziału brzegów wysokich.

4. BRZEG PRZYGLĘBIOWY (bereg priglubyj) — brzeg rozwijający się po spiętrzeniu w typie abrazyjnym, a osady z rozmywu wędrują poza skraj platformy. Kąty zalanych stoków doliny są większe od 4°. W rozwoju swym dąży do osiągnięcia warunków brzegu przyplączynowego. Brzegi przyglębniowe są wyższe metrycznie od brzegów przyplączynowych.

5. BRZEG PRZYPLĄCZYNOWY (bereg otmelyj) — brzeg rozwijający się po spiętrzeniu w typie abrazyjno-akumulacyjnym, akumulacyjnym, a nawet abrazyjnym. Prądy przybrzeżne nie są w stanie wynosić osadów poza skraj platformy. Kąty zalanych stoków doliny są mniejsze od 4°. Są degradowane egzaracyjnie.

6. BRZEG (KLIF) WYSOKI (bereg (klif) vysokij) — brzeg, wzdłuż którego fale nie są w stanie w przeciągu jednego sezonu (bez lodu) rozmyć materiału spadłego do jego podstawy. W miarę rozwoju strefy brzegowej rośnie ich procentowy udział; coraz to niższe, metrycznie brzegi przechodzą do tej kategorii. Jest to określenie dynamiczne, a nie metryczne.

7. BRZEGOWA LINIA RÓWNOWAŻNA (rovnovesnaja beregovaja linija) — niezmienna w określonym zakresie forma (kształt, zarys) linii brze-

gowej przy stałości oddziaływających na nią czynników dynamicznych. Kształtuje się przy względnie dojrzałym brzegu. Charakteryzuje się określoną rytmiką zarysu; wypukłości oddzielane są wgłębieniami (wkłęsłościami) o zbliżonych parametrach.

8. BRZEGOWA STREFA (beregovaja zona, coastal zone) — strefa obecnie zachodzącego, wzajemnego oddziaływania (na siebie) łądu i wody. Odbywa się tu niszczenie łądu, rozdrobnianie i sortowanie osadów oraz ich transport. Górną granicą strefy brzegowej jest krawędź klifu, gdzie kończy się oddziaływanie hydrosfery i skąd utwory spadają bezpośrednio do linii brzegowej. Dolną granicę tej strefy stanowi podnóże skłonu platformy przybrzeżnej, gdzie kończy się oddziaływanie procesów brzegowych.

9. BRZEGOWE PROCESY (beregovyje procesy, coastal processes) — procesy zachodzące w strefie brzegowej pod wpływem sił wywołanych energią ruchomej wody (falowanie, wahania stanów, prądy, ruch lodu). Do procesów brzegowych należą: abrazja, egzaracja, ścieranie, sortowanie, transport i akumulacja aluwii. W wyniku tych procesów kształtuje się profil i kontur brzegu oraz tworzą się abrazyjne, akumulacyjne i egzaracyjne formy rzeźby brzegowej. (Omówienie procesów w rozdziale 4).

10. BRZEGOWEJ LINII FLUKTUACJE (OSCYLACJE) (fluktuacji linii берега) — przemienny zarys linii brzegowej na akumulacyjnych odcinkach brzegu, mający okresowo zmienny charakter. Fluktuacje zależą od przemienności natężenia i kierunku falowania, jak również od pulsacji w dostawie osadów. Na plażach piaszczysto-otoczakowych mórz sięgają one 10–15 m (Peškov 1977), a na zbiorniku Włocławek kilka metrów (ryc. 50).

11. BRZEGOWEJ LINII WGIĘCIE (vognutost beregovoj linii; beregovaja duga, izłučina) — wkłęsłość, odkryta zatoka, której głębokość wcięcia jest mniejsza od szerokości. Wzdłużbrzegowy strumień osadów przemieszcza się tu bez przeszkód. B. l. w. tworzy się w wyniku selektywnej abrazji albo przegrodzenia mierzeją zatoki, a wzdłuż brzegu akumulacyjnego są to rytmiczne formy niewielkich rozmiarów (ryc. 50). Synonimami mogą być: wkłęsłość, wcięcie, wgłębienie linii brzegowej.

12. BRZEGOWEJ STREFY OSADY (nanosy, drift, load, sediments) — nanosy, aluwia, rumowisko pochodzące głównie z abrazji brzegów mórz, jezior, zbiorników. Są przeważnie gruboziarniste, dobrze wysortowane: grubszy osad towarzyszy linii brzegowej, a drobniejszy — dolnej części stoku podwodnego. Są głównym budulcem form akumulacyjnych strefy brzegowej.

13. BRZEGOWY PODCIOS (volnopribojnaja niša, notch, wave — cut, notch) — nisza abrazyjna, wnęka u podstawy klifu powstała wskutek uderzenia potoku przyboju. Typowa forma abrazyjna w skałach zwięzłych (nie sypkich).

14. GŁĘBOKOŚĆ FALOWEGO ODDZIAŁYWANIA (głubina volnogo vozdejstvia) — głębokość, na której przejawia się oddziaływanie ruchu falowego wody na dno zbiornika, czyli na przemieszczanie osadów. Określa się ją stosunkiem przydennych orbitalnych prędkości oraz ich częstotliwości

do wielkości prędkości rozmywającej dla danego gruntu. W warunkach morskich sięga 100 m (Zenkovič, Popov 1980), a na zbiorniku Włocławek wzdłuż brzegów przygłębionych — 8 m (na skłonie).

15. KLIF (klif, cliff) — abrazyjny obryw, stromy załom brzegu macierzystego ponad linią wodną, powstający na skutek działania potoku przyboju, fal. Klif może być czynny, aktywny — aktualnie niszczony w procesie abrazji, oraz klif martwy ustabilizowany — aktualnie nie podlegający abrazji. Morfologia klifu zależy od budowy geologicznej i aktywności procesów brzegowych oraz grawitacyjnych (stokowych). Jest to typowa forma abrazyjnych brzegów.

16. MOFRODYNAMIKA STREFY BRZEGOWEJ — przekształcenia, zmiany w rzeźbie strefy brzegowej pod wpływem procesów brzegowych i stokowych, zachodzące w czasie, obecnie.

17. NADBRZEŻE (pobrzeże, coast) — pas lądu wzdłuż brzegu powyżej krawędzi klifu. Jest poza zasięgiem bezpośredniego wpływu procesów brzegowych.

18. PLATFORMA ABRAZYJNA (benč, abrazjonnaja platforma, bench, wave cup platform) — przyklifowa powierzchnia dna, przybrzeża, łagodnie nachylona w kierunku akwenu, wytworzona w procesie abrazji brzegu macierzystego. Przeważa osad gruby — rezydium; aluwiiów (nanosów) jest, poza plażą, bardzo mało i są ruchome. Stanowi górną, zasadniczą część platformy przybrzeżnej.

19. PLATFORMA (PŁYCIJNA) PRZYBRZEŻNA (pribreznaja otmel, coastal platform) — płytka strefa towarzysząca brzegom akwenów stojących, na której zachodzi przekształcenie i rozbitcie fal oraz przebiegają procesy brzegowe. Powstaje pod wpływem falowania — abrazji, cofania się klifu i akumulacji osadów. Składa się z abrazyjnej i akumulacyjnej części oraz z plaży. Ku akwenowi opada ostrym załomem, skłonem. W hydrotechnice używa się terminu „mielizna przybrzeżna” (Mroczek i in. 1984). (Szersze objaśnienia w rozdziale 6).

20. PLATFORMY PRZYBRZEŻNEJ AKUMULACYJNA CZĘŚĆ (akkumulativnaja čast otmeli, akkulativnaja otmel, accumulative part...) — zewnętrzna, odzbiornikowa część platformy przybrzeżnej — przybrzeża górnego, powstała z osadów wynoszonych prądami z platformy abrazyjnej. Powierzchnia jej jest bardziej połoga od nachylenia abrazyjnej części platformy przybrzeżnej. Miejscami łączy się z brzegiem macierzystym i obejmuje całą szerokość platformy przybrzeżnej. Jest to wtedy platforma typu akumulacyjnego.

21. PLATFORMY PRZYBRZEŻNEJ KRAWĘDŹ (brovka pribrežnoj otmeli, near bank coastal platform, platform margin) — zewnętrzna jej granica zaczynająca się wyraźnym załomem stoku podwodnego. Jest mobilna na skutek zmian natężenia falowania i wahań lustra wody. Nie jest linią, ale wąską strefą charakteryzującą się grubszym, lepiej wysortowanym i upakowanym osadem aniżeli w strefach sąsiednich.

22. **PLATFORMY PRZYBRZEŻNEJ PODNÓŻE** (ślejf) — łagodnie opadająca ku akwenowi zewnętrzna, dolna część platformy przybrzeżnej leżąca pomiędzy stromym jej zboczem a płaskim dnem odkrytego akwenu. Podobnie jak zbocze (skłon) podnóże rozwija się, narasta pod wpływem kompensacyjnego prądu (od brzegu). Charakterem i rolą zbliżone do podnóża stoku, kształtowanego w warunkach subaeralnych.

23. **PLATFORMY PRZYBRZEŻNEJ ZBOCZE** (skłon) (sval, prizma) — ostro opadająca ku akwenowi zewnętrzna powierzchnia platformy przybrzeżnej leżąca poniżej jej krawędzi. Charakteryzuje się spadkiem średnicy i wysortowania osadów ze wzrostem głębokości. Powstaje pod wpływem kompensacyjnego prądu (od brzegu).

24. **POPRZECZNY TRANSPORT OSADÓW** (poperečnoje peremeščenie nanosov, transverse sediment drifting) — przemieszczanie osadów prostopadle do brzegu pod wpływem ruchów falowych wody oraz kompensacyjnych prądów falowych. Głównymi czynnikami intensywności transportu poprzecznego, jak i wzdłużbrzegowego są: parametry fal na zewnętrznej granicy strefy brzegowej, morfologia platformy przybrzeżnej i skład osadów. Podczas narastania falowania transport poprzeczny osadów zachodzi od brzegu, a przy spadku, zanikaniu — do brzegu. Dzięki temu krawędź platformy przyrasta ku akwenowi.

25. **PRĘDKOŚĆ PORUSZAJĄCA (EROZYJNA)** (scouring velocity) — prędkość prądu wody, przy której następuje podrywanie cząstek osadu dennego i jego transport. Do poderwania cząstek gruntu potrzebna jest większa prędkość aniżeli do jego dalszego transportu. (Patrz rozdział 4.1.).

26. **PROFIL GRANICZNY PLATFORMY** (predelnyj profil (ukłon) otmeli) — średnie nachylenie powierzchni platformy w stadium dynamicznej równowagi, osiągniętej na odcinku od strefy oddziaływania fali na dno do linii brzegowej przy określonym reżimie falowania i stanów wody (Vendrov 1979, s. 170). Profil ten zależy od: 1) pierwotnego nachylenia dna i brzegu, 2) cech materiału, z którego jest zbudowany, 3) siły działania fal. Inaczej, jest to dynamiczny profil równowagi stoku podwodnego, czyli przybrzeża.

27. **PROFIL RÓWNOWAGI STOKU PODWODNEGO** (profil rovnovesja, equilibrium profile) — profil powstały podczas długotrwałego oddziaływania na dno fal o jednakowych lub zbliżonych parametrach, czyli przy zbliżonym reżimie falowania oraz prądów. Jeżeli dno pokrywają aluwia, to wytwarza się szybko akumulacyjny p.r.s.p. Wzdłuż abrazyjnych brzegów, przy braku aluwii lub małej ich ilości, wytwarza się w dość długim czasie abrazyjny p.r.s.p. Czas ten zależy od podatności skał brzegu na rozmyw. Profil abrazyjny jest wypukły ku górze. W naturze taki profil nie występuje i dlatego używa się ostatnio pojęcia: dynamiczny profil równowagi stoku podwodnego. (Patrz rozdział 6.3.).

28. **PRZYBOJU POTOK** (prijobnyj potok, upswash) — strumień wody powstały na skutek pełnego rozbicia fali przy brzegu; nie podlegający już

prawidłom ruchu falowego. Ruch potoku przyboju w górę zwie się napływem (nakat, swash), a powrotny, od brzegu — spływem (otkat, backwash). Im stok bardziej stromy tym większa różnica w prędkości napływu i spływu potoku przyboju.

29. **PRZYBOJU STREFA** (pribojnaja zona, surf zone) — strefa potoku przyboju, czyli postępowego ruchu wody do brzegu, odróżniona od typowego dla fal ruchu oscylacyjnego na zewnątrz od tej strefy. Przestrzennie rozciąga się od miejsc ostatecznego rozbicia fal do końca zasięgu napływu. Na brzegach przyglębiowych jest szersza aniżeli a brzegach przyplączynowych, bo do miejsca ostatecznego rozbicia podchodzą wyższe fale.

30. **PRZYBÓJ** (priboj, surf) — zjawisko deformacji fali, czyli przybierania przez nią niesymetrycznego profilu z przednim stokiem stromszym na skutek jej oddolnego hamowania podczas wbiegania na platformę przybrzeżną. Wywołuje niszczenie brzegów abrazyjnych i ułatwia tworzenie się plaży.

31. **PRZYBRZEŻE** (pribereże, offshore) — obszar leżący poniżej brzegu, prawie stale pod wodą, rozciągający się od linii brzegowej do podnóża stoku platformy przybrzeżnej. Dzieli się na górne i dolne. Granicą rozdzielającą jest krawędź platformy przybrzeżnej. Przybrzeże górne jest pod bezpośrednim działaniem falowania, a przybrzeże dolne jest powierzchnią stałej akumulacji nanosów (osadów brzegowych).

32. **PULSACYJNA DOSTAWA OSADÓW** (pulsacji podači nanosov) — sezonowa, cykliczna zmienność wielkości dostawy osadów do strefy brzegowej. Wywołuje okresową zmianę plaży i innych akumulacyjnych form brzegowych i podwodnych oraz ich uziarnienia. Jest przyczyną czasowych zmian (fluktuacji, oscylacji) linii brzegowej na odcinkach depozycji osadów.

33. **WZDŁUŻBRZEGOWY STRUMIEŃ OSADÓW** (vdolbergovoj potok nanosov, langshore drift) — przemieszczanie (transport) osadów w określonym kierunku wzdłuż brzegu po powierzchni platformy przybrzeżnej, w dłuższym przedziale czasowym (roku). Wyróżnia się denny w.s.o. — wywołany falowaniem i prądami wzdłużbrzegowymi oraz plażowy w.s.o — wywołany potokiem przyboju. Odgrywa ważną rolę w tworzeniu akumulacyjnych form brzegowych i w całym procesie ewolucji brzegu. Struktura jego zmienia się wzdłuż strumienia, jak również w jego przekroju poprzecznym.

34. **ZBIORNIK** (vodochranilišće, reservoir) — sztuczny rezerwuuar, młody akwen, powstały w wyniku spiętrzenia rzeki lub jeziora stopniem wodnym (zaporą). Nie należy utożsamiać zbiornika z jeziorem, gdyż różni się od niego wiekiem i stadiem rozwoju całego ekosystemu. Podobieństwo tkwi jedynie w zdolności przechwytywania (gromadzenia) materii mineralnej i organicznej w postaci wleczonej, unoszonej, jak również rozpuszczonej.

3. WARUNKI KSZTAŁTOWANIA SIĘ BRZEGÓW

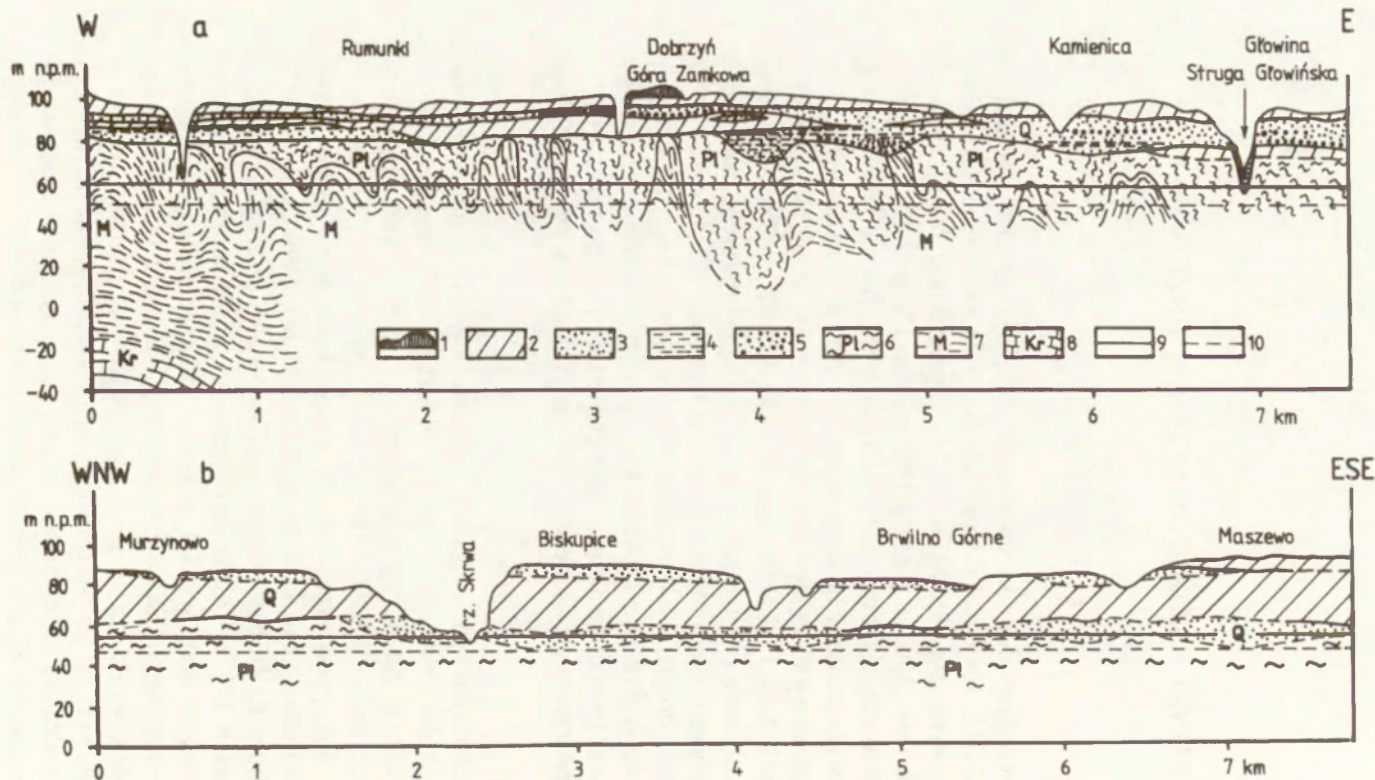
3.1. GEOLOGIA

Ponad bazą erozyjno-denudacyjną rzeki zalegają utwory neogeńskie i czwartorzędowe. Obie formacje odznaczają się dużą zmiennością w profilu poziomym i pionowym (ryc. 3). Miocen (M) reprezentuje formacja węgla brunatnego, która jest głównie piaszczysto-pylasta. Pliocen (Pl) natomiast jest wykształcony w zastoiskowej facji pstrych iłów. Na neogenie zalega czwartorzęd (Q), wykształcony na ogół w postaci dwu glin zwałowych, przedzielonych serią piaszczysto-żwirową (Łyczewska 1959, 1964; Banach 1973, 1977, 1986a; Wysokiński 1980). W ostatnich 15 latach wiedza o budowie geologicznej tego obszaru nie uległa zmianie. Lepiej udokumentowano jedynie pogląd o glaciogenicznej naturze zaburzeń neogenu (Brykczyński 1982) oraz o przetrwałości doliny Wisły przez cały czwartorzęd i jej tendencji do przemieszczania się w Kotlinie Płockiej ku NE (Brykczyński 1986; Mojski 1980). Za niezbędne jednak uważam przypomnienie przestrzennego zróżnicowania granulometrycznego osadów i jego wpływu na obecną morfologię brzegów.

a) Miocen (M)

Udział poszczególnych typów osadów (gruntów) formacji buro-węglowej miocenińskiej na odcinku Dobrzyń—Włocławek jest następujący: piaski drobne i średnie ze śladami substancji organicznej — 30,5%, piaski pylaste — 13,0%, pyły piaszczyste — 19,5%, gliny pylaste i pyły — 17,5%, ily i gliny pylaste zwięzłe — 6%, piaskowce — 3,5%, węgiel brunatny — 10%. Nazwy gruntów przyjęto zgodnie z normowym trójkątem Fereta (Wysokiński 1980).

Są to osady zbiornika śródlądowego, a ich ogólna miąższość waha się od 20 do 109 m (Banach 1977). Tak znaczne zróżnicowanie miąższości, nawet na niewielkich odległościach, wynika z silnego zaburzenia utworów, szczególnie ich partii stropowych. Są to zaburzenia przeważnie typu fałdowego. Można je prześledzić wzdłuż prawego brzegu od Kulina poprzez Bachorzewo—Dobrzyń—Głowińkę aż po Murzynowo, gdzie wąskie wzniesienia w formie antyklin wychodzą do 25 m ponad obecną bazę erozyjno-denudacyjną Wisły, osiągając rzędne 80–82 m n.p.m. Wyniesienia poprzedzielane są głębokimi i znacznie szerszymi od grzbietów obniżeniami, które schodzą poniżej



Ryc. 3. Przekrój geologiczny wzdłuż krawędzi wysoczyzny prawego brzegu zbiornika Włocławek — wybrane fragmenty: a — według M. Banacha (1977); b — według L. Wysokińskiego (1980), zmodyfikowany

1 — antropogen, 2 — gliny żwawce, 3 — piaski i żwiry, 4 — mułki i ropy zastojowe, 5 — bruk morenowy, 6 — utwory plioceńskie, 7 — utwory mioceńskie, 8 — utwory kredowe, 9 — poziom Wisły po spiętrzeniu, 10 — poziom Wisły przed spiętrzeniem

Geological section along the Włocławek reservoir right bank plateau edge — chosen fragments: a — after M. Banach (1977); b — after L. Wysokiński (1980), modified

1 — anthropogenic, 2 — boulder clays, 3 — sands and gravels, 4 — silts and glacial clays, 5 — ice pavement, 6 — Pliocene drift, 7 — Miocene drift, 8 — Cretaceous drift, 9 — level of Vistula after river damming, 10 — level of Vistula before damming

bazy erozyjno-denudacyjnej rzeki. Obecnie stwierdza się 32 wychodnie utworów mioceńskich powyżej zwierciadła wód zbiornika. Bieg osi antyklin i synklin wykazuje generalnie kierunek NW–SE. Skrzydła antyklin (siodła) zapadają pod kątem 20–90°. Dominuje upad warstw 30–50°. Na odcinkach swego równoleżnikowego biegu Wisła przecina więc fałdowe struktury mioceńskie pod kątem bardziej rozwartym i dlatego są one tak wyraźnie czytelne w morfologii zbocza prawego brzegu. Mimo zachodzącego procesu ruchów masowych zachowały się oba skrzydła antyklin. Gdy jednak Wisła przeżyna się przez fałdowe struktury mioceńskie pod bardziej ostrym kątem, tzn. gdy płynie bardziej równolegle do ich osi, wtedy wyrazistość i czytelność fałdów w zboczu jest zamazana. Skrzydło SW jest zniszczone przez ruchy masowe.

b) Pliocen (Pl)

Pliocen jest wykształcony w postaci osadów słodkowodnego zbiornika w facji pstrych iłów poznańskich. Udział poszczególnych typów osadów tej facji przedstawia się następująco: ropy — 33,5%, ropy pylaste — 20,9%, gliny pylaste — 18,6%, inne grunty ilaste — 3,2%, pyły i pyły piaszczyste — 2,7%, piaski pylaste — 17,0%, piaski drobnoziarniste — 3,2%, węgiel brunatny — 0,9% (Wysokiński 1980). Współczynnik zmienności tej serii wynosi 50% (Meissner 1967). Utwory plioceńskie spełniają wyrównującą rolę w ukształtowaniu powierzchni miocenu, wypełniając głównie jego obniżenia (ryc. 3a). Kompleks ilasty tworzy jednak pokłady o nieznacznych śladach uwarstwienia. Obserwowane w odsłonięciach tzw. uwarstwienie wtórne (Łyczewska 1959) jest wynikiem działania sił deformujących pierwotny układ (teksturę) skał oraz wynikiem działania infiltracyjnego wód (fot. 2). Kompleks iłów wykazuje brekcyjową teksturę z rozwiniętym systemem szczelin, spękań i złustowań, który stanowi drogę dla ruchu wód przenikających z nadległych utworów czwartorzędowych oraz powierzchni ścięć — przemieszczeń w procesie ruchów masowych (fot. 3). Właściwości fizyczne i mechaniczne tego kompleksu zależą przede wszystkim od stopnia ich zbrekcowania i zawartości frakcji ilastej. Wydzielone wyżej typy osadów, odmienne granulometrycznie, wykazują zróżnicowanie parametrów wytrzymałościowych. Najkorzystniejsze właściwości z punktu widzenia zachowania stateczności zboczy mają piaski, pyły i w końcu ropy (Meissner 1967). W niewielu miejscach stwierdza się wśród tych utworów skupienia i kryształy gipsu oraz związki żelaza. Te ostatnie są rozproszone lub tworzą skupienia w postaci warstw lub ławic sydereitycznych oraz kongrecji kulistych. Większe skupienia tego rodzaju skał w profilu zbocza wpływa dodatnio na jego stateczność, gdyż te fragmenty brzegu trudniej poddają się abrazji — rozmyciu przez fale.

Mięszczość całej serii utworów plioceńskich jest zróżnicowana, podobnie jak serii mioceńskiej, i wynosi od zera do ponad 70 m. Zróżnicowanie to uwarunkowane jest w głównej mierze ukształtowaniem powierzchni stropowej miocenu. W osiach antyklin mioceńskich mięszczości iłów są małe lub w ogóle ich brak, natomiast w synklinach osiągają wartości maksymalne (ryc. 3). W Kulinie strop iłów wykazuje wyraźne zróżnicowanie, schodząc na



Fot. 2. Zaburzenia utworów plioceńskich w sąsiedztwie Góry Zamkowej w Dobrzyniu
 Perturbations of the Pliocene deposits in the neighbourhood of Góra Zamkowa in Dobrzyń

trzech odcinkach poniżej zwierciadła wód rzeki. Od Zarzeczewa na wschód aż do Murzynowa (ujście Skrwy) strop pliocenu jest wyrównany i zalega na 70–80 m n.p.m., nie schodząc poniżej Wisły. W przykrawędziowej strefie wysoczyzny rozpoznany został w Dobrzyniu (Banach 1977). Brak tu jakichkolwiek obniżen linijnych. Powierzchnia neogenu obniża się łagodnie ku NE, a więc w głąb wysoczyzny. W wielu miejscach w osiach antyklin mioceńskich ilasta pokrywa plioceńska została zdarta, a powierzchnia wyrównana. Nachylenie stropu neogenu w strefie zbocza jest wynikiem zachodzących tu procesów grawitacyjnego przemieszczania mas ziemnych, głównie zsuwów rozwijających się w osiach synklin mioceńskich.

Od ujścia Skrwy ku wschodowi strop ilów obniża się i oscyluje wokół rzędnej obecnego zwierciadła wód. W Płocku deniwelacje znowu wzrastają, dochodząc do 60 m. Wyraźne są tu dwa obniżenia linijne; szersze pod zwartą zabudową starego miasta oraz węższe — we wschodniej części miasta (ryc. 4).

Na lewym brzegu ilaste osady pliocenu odsłaniają się ponad zwierciadłem wody w Nowej Wsi, Karolewie i Duninowie Nowym. Łączna długość tych odcinków wynosi 3,5 km, z czego tylko 700 m podlega systematycznej degradacji, a pozostała część jest umocniona lub narefulowana („namyta” sztucznie aluwiami rzeki).



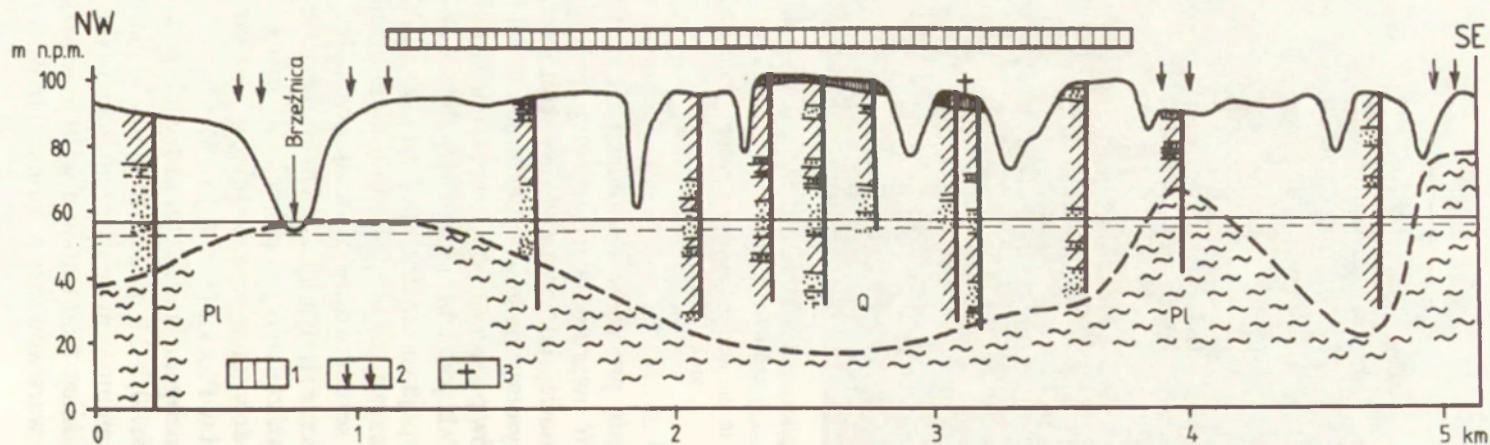
Fot. 3. Brekcyjowa tekstura iłów plioceńskich w świeżym odsłonięciu — system szczelin, spękań i zlustrowań

Breccia texture of Pliocene clays in the new outcrop — a system of interstices (cleft), cracks and slickensides

c) Czwartorzęd (Q)

Wzajemne nakładanie się procesów akumulacji i erozji w poszczególnych okresach plejstocenu uwarunkowały złożoną budowę geologiczną zarówno wysoczyzny morenowej, jak i doliny Wisły. Upraszczając nieco ten obraz należy wyróżnić na wysoczyźnie jeden pokład gliny zwałowej, dwudzielny, podścielony serią utworów piaszczysto-żwirowych, miejscami pylastych spoczywających na neogenicie. Taki jest schemat budowy zbrocza od Włocławka do Tulibowa. Dalej na wschód pojawia się drugi pokład gliny podścielający serię piaszczysto-żwirową, a spoczywający bezpośrednio na neogenicie, lub w przypadkach jego obniżen na serii utworów zastoiskowych. Na wyniesieniach podłoża stwierdza się zubożenie stratygraficzne i miąższościowe czwartorzędu, w obniżeniach natomiast wykształcony jest pełniej. Całkowita miąższość kompleksu osadów czwartorzędowych w wysoczyźnie wynosi od kilkunastu do 80 m, najwięcej w Kulinie i w Płocku (ryc. 4, fot. 4).

W obniżeniach stropu neogenu, na ściętej erozyjnie powierzchni zalega bruk morenowy o miąższości 0,3–2,0 m. Jest to materiał głazowy zmieszany ze żwirem, przeważnie scementowany lepszczem żelazistym. Wielkość głazów dochodzi do 1,0 m średnicy. Nad brukiem występuje seria osadów spokojnej akumulacji wodnej, warstwowanej poziomo. Na ogół rozpoczyna się

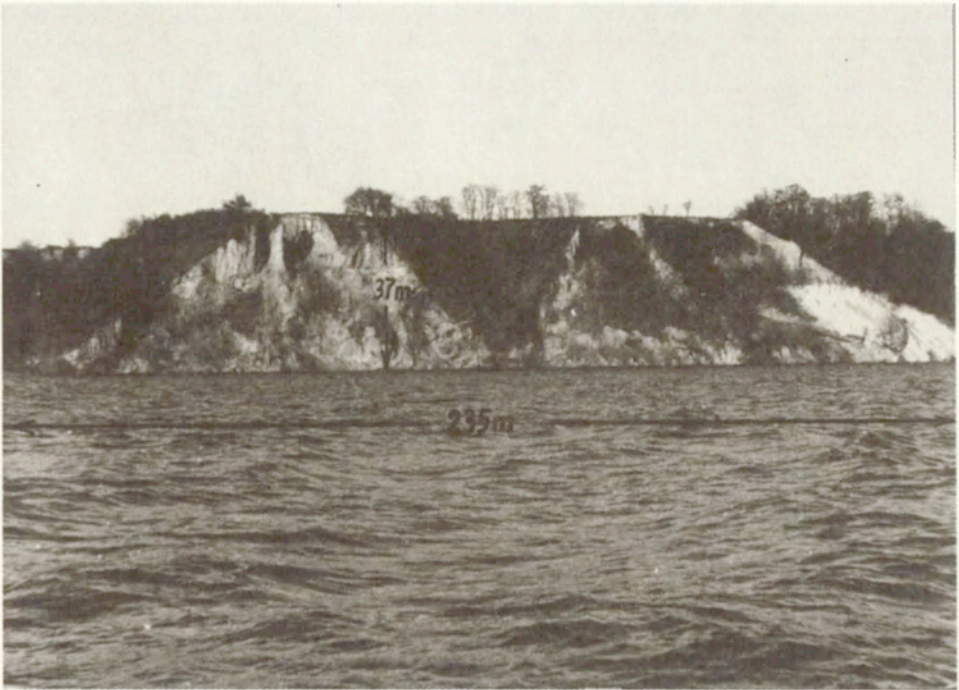


Ryc. 4. Przekrój geologiczny wzdłuż krawędzi wysoczyzny w Płocku

1 — obszar zwartej zabudowy miasta Płocka, 2 — osuwiska na zboczu, 3 — katedra i zamek w bliskim sąsiedztwie krawędzi zbocza. Inne objaśnienia patrz ryc. 3

Geological section along the edges of the plateau in Płock

1 — area of compact settlement of the Płock city, 2 — landslides on slope, 3 — cathedral and castle in the close neighbourhood of slope edge. Other explanations see fig. 3



Fot. 4. Klifowy wysoki brzeg w Kulinie zbudowany z miąższego kompleksu żwirowo-głazowego, przykrytego gliną zwałową

High cliff bank in Kulin, built of gravel-boulder complex, covered with boulder clay
10 II 1989

piaskami różnoziarnistymi, przechodząc stopniowo w piasek bardzo drobny, przewarstwiony mułkami i kończy się iłami warwowymi, miejscami są to mułki z przewarstwieniami piasków drobnych. Miąższość całej serii tych osadów wynosi 5–13 m. Na powyższych osadach zalega glina zwałowa szara, przeważnie spiaszczona, ze znaczną domieszką żwirów i głazów. W składzie mechanicznym znaczny jest udział frakcji pylastej (Banach 1977). Gлина ta zalega zwartym pokładem od Tulibowa po Dobrzyń, dalej na wschód brak wyraźnej jej ciągłości. Zalega stosunkowo płasko na starszym czwartorzędzie lub bezpośrednio na neogenie, a miąższość jej waha się od 5 do 12 m; ku wschodowi wyraźnie wzrasta, co niewątpliwie wiąże się z niżej zalegającym neogenem.

Nad gliną szarą zalega zmiennej grubości poziom żwirowy z otoczkami i głazami, przechodzący ku górze w piaski i mułki w stropie. Lokalnie frakcja pylasta dominuje w profilu całej serii. Całkowita miąższość serii tych utworów jest silnie zróżnicowana i waha się od kilku do 40–50 m. Najmniejsza jest między Dobrzyniem a Bachorzewem. W Suszycach (Włocławek), Kulinie i Płocku, wypełniając obniżenia stropu neogenu, osiąga wartości maksymalne. Utwory żwirowo-kamieniste tego poziomu są w wielu miejscach scementowane, tworząc miąższą warstwę piaskowcowo-zlepieńcową (fot. 5).



Fot. 5. Rezydium rozmytych przez fale bloków żwirowo-kamienistych czwartorzędowych na platformie przybrzeżnej w Kulinie

Residuum from Quaternary gravel-stone blocks, washed-out by waves, on the coastal platform in Kulin

9 IV 1982

Na powierzchni wysoczyzny morenowej, przykrywając powyższe osady, zalega zwartym pokładem glina zwałowa brązowo-żółta z nieznaczną ilością głazów. W strefie przykrawędziowej wykazuje charakterystyczny słupowy cios, w wyniku czego tworzy wysokie, pionowe ściany. Mniej więcej w środku pokładu występują przemazy lub wyraźne warstewki piaszczyste, a nawet nagromadzenia głazów, świadczące o przerwie akumulacyjnej (fot. 6). Miąższość tego kompleksu gliny waha się od 2 do 40 m.

Dolina Wisły wyerodowana jest w utworach neogeńskich, których strop zalega na rzędnych od 5 do 30 m n.p.m., podczas gdy na otaczających wysoczyznach morenowych na 80–90 m n.p.m. Maksymalne wcięcie Wisły w podłoże zaznacza się w środkowej części doliny, a więc 5–7 km od obecnego koryta, w kierunku Wysoczyzny Kujawskiej (Fąferek 1960; Adamiak i in. 1969). Dolinę wypełniają utwory czwartorzędowe miąższości 40–50 m. Są one mniej zróżnicowane w profilu pionowym i poziomym od opisanych w wysoczyźnie prawego brzegu. Dominuje frakcja piaszczysta. W wielu miejscach, w obniżeniach podłoża zachowały się gliny zwałowe oraz materiał żwirowo-głazowy. Ku powierzchni frakcja maleje. Na lewym, niskim brzegu, w poziomie obecnego zwierciadła wód zbiornika, dominują utwory piaszczyste. Frakcja



Fot. 6. Gлина zwałowa z przemazami piaszczystymi w czynnym klifie w Maszewie. Wysokość klifu będącego koluwium starego, nieczynnego osuwiska wynosi około 12 m
 Boulder clay with sandy strips in the active cliff in Maszewo. The cliff's height, being a coluvium of the old inactive landslide, amounts about 12 m
 12 IV 1982

zwirowo-kamienista występuje lokalnie (Dobiegniewo, Nowa Wieś). Na wielu odcinkach brzeg stanowią piaski wydmowe.

W holocenie, w obniżeniach o różnej genezie tworzyły się osady organogeniczne. Nieco wyżej, na stokach oraz w dnach dolin gromadzą się zróżnicowane litologicznie osady deluwialne lub eoliczne piaski wydmowe. Zbocza podlegające powierzchniowym ruchom morenowym pokrywają koluwia. Najmłodsze osady rzeczne, to utwory frakcji korytovej i mady na terasie zalewowej. Miąższość ich waha się od kilku do kilkunastu metrów. Ostatnie 20 lat to akumulacja drobnych osadów w czaszy zbiornika (facja zbiornikowa) oraz osadów piaszczystych w strefie przybrzeżnej i w górnej części cofki (facja płyciznowa i deltowa), budujących nowe, dotychczas nie istniejące formy rzeźby podwodnej.

Udział omówionych wyżej rodzajów utworów budujących nadwodną część brzegów zestawiono w tabeli 2. Rozpatrzono odcinek Wisły (z pominięciem zatok) o długości 45,5 km, w górę od zapory. Największą rozciągłość mają brzegi, których cały profil budują utwory czwartorzędowe; zajmują one 52,7 km, co stanowi 58,1%. Na lewym brzegu stanowią one prawie 92% jego całkowitej długości. Na drugim miejscu są brzegi zbudowane z ilastych utworów plioceńskich przykrytych czwartorzędem. Ich długość wynosi 33,2 km,

Tabela 2. Udział rodzaju osadu w budowie brzegów zbiornika Włocławek na odcinku 45,5 km w górę od zapory (stan 1989 r.)

Kinds of deposits part in the Włocławek reservoir banks structure in the segment 45,5 km upstream from the dam (1989)

Lp.	Rodzaj osadu	Ogółem		Prawy brzeg		Lewy brzeg	
		km	%	km	%	km	%
1	Q	52,7	58,1	11,5	25,1	41,2	91,8
2	Q+Pl	33,2	36,6	29,5	64,4	3,7	8,2
3	Q+Pl+M	3,2	3,5	3,2	7,0	—	—
4	Q+M	1,6	1,8	1,6	3,5	—	—
1—4	Ogółem	90,7	100,0	45,8	100,0	44,9	100,0
5	Au	22,0	24,4	2,7	6,0	19,3	42,9
6	An	13,9	15,4	6,4	17,3	7,5	16,7

Rodzaj osadów: Q — czwartorzędowe, Pl — plioceńskie, M — mioceńskie, Au — antropogeniczne (umocnienia), An — Antropogeniczne narefulowane (refulat)

co stanowi 36,6%. Na prawym brzegu zajmują one 64,4% całkowitej jego rozciągłości. Laboratoryjne badania rozmywalności gruntów wykazują największą podatność na abrazję (rozmywanie) utworów mioceńskich, sięgającą 5–10 m rocznie. Najmniej podatne są utwory czwartorzędowe, głównie gliny zwałowe (0,7–1,4 m/rok), a pośrednie właściwości (1,4–2,8 m/rok) wykazują ility plioceńskie (Wysokiński 1980). Powyższe dane są ważne teoretycznie, w ogólnym natomiast procesie ewolucji brzegów tego zbiornika ta cecha środowiska nie jest najważniejsza. Przeczą temu wypukłości brzegów zbudowanych z utworów mioceńskich i czwartorzędowych. Wgięcia natomiast mają na zapleczu utwory ilaste, przykryte czwartorzędem. W trakcie eksploatacji zbiornika niektóre fragmenty brzegów zmieniły swój charakter; zostały umocnione opaską faszynowo-kamienną lub betonową, albo też zostały „podparte” refuletem — aluwiami rzecznyymi zmieszanyymi z wodą.

3.2. MORFOLOGIA

Dolina Wisły między Płockiem a Włocławkiem położona jest w strefie brzeżnej Wału Pomorsko-Kujawskiego. Ma ona charakterystyczny asymetryczny przekrój poprzeczny. Lewy brzeg jest niski i płaski. Na całej szerokości doliny, która osiąga 14 km, rozwinął się system teras, obecnie w znacznym stopniu zwydmionych. Prawy brzeg stanowi zbocze wysoczyzny Dobrzyńskiej i Płockiej, bezpośrednio podcinane przez Wisłę. Ma ono około 40 m wysokości, a kąty nachylenia wahają się od 10° do 50°. Zbocze przechodzi na ogół ostrym załomem w wysoczyznę morenową. Krawędź wysoczyzny przebiega na rzędnych 90–105 m n.p.m., a obecna baza erozyjno-denudacyjna — 57,1–57,3 m n.p.m. (przed spiętrzeniem 46–55 m n.p.m.). Brak tu poziomów terasowych.

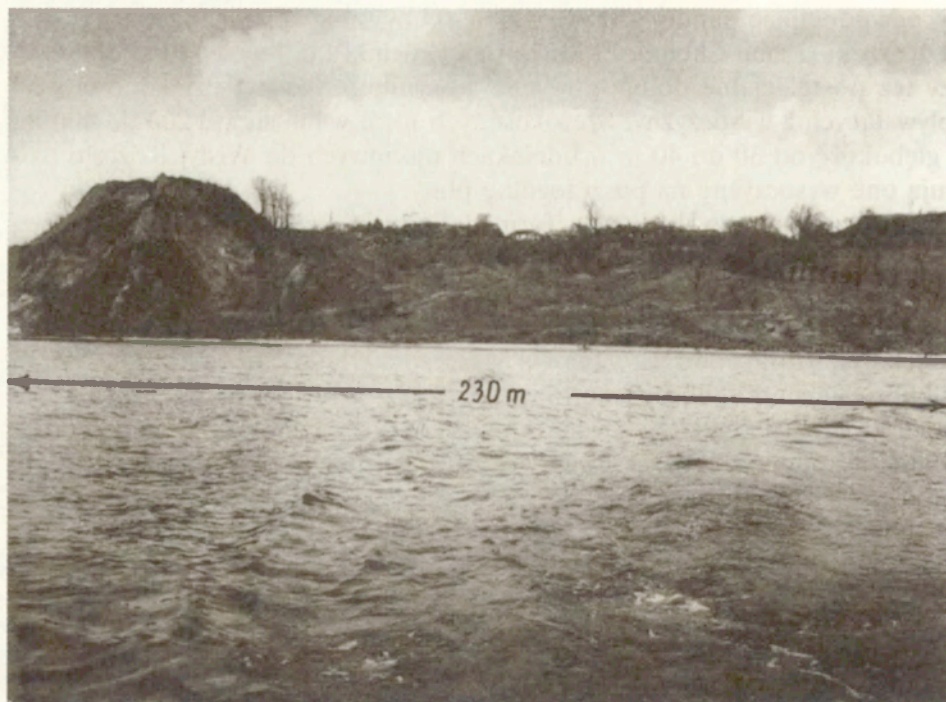
Strefę krawędziową wysoczyzn rozcina kilka większych dolin. Są to doli-

ny odwadniające sandry (Skrwa) albo rynny subglacjalne przekształcone przez rzeki (rynna Chełmicy i Makaronicy-Świnki), doliny wód roztopowych czy też postglacjalne doliny powstałe w wyniku erozyjnej działalności wód spływających z wysoczyzny. Szerokość tych form waha się od 200 do 600 m, a głębokość od 30 do 40 m w odcinkach ujściowych do Wisły. Rozczłonkują one wysoczyznę na poszczególne płaty.

Oprócz powyższych dużych form dolinnych, krawędź wysoczyzny rozcinają drobne formy, które powodują jej urozmaicenie i dalsze rozczłonkowanie. Intensywność rozcięć jest różna na poszczególnych odcinkach biegu rzeki. Najwięcej jest ich między Włocławkiem a Zarzeczem, w rejonie Więclawic, Murzynowa, Brwilna i w Maszewie. Długość odcinka waha się od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Największe z nich to na ogół formy złożone, których początkiem są dolinki nieckowate, przechodzące dalej w dolinkę płaskodenną, która z kolei w odcinku ujściowym jest rozcięta wtórnie młodym V-kształtnym wciosem. Czasami do płaskodennego odcinka uchodzi kilka odgałęzień o zróżnicowanej morfologii; na ogół są one zamarte, suche. Współczesne przeobrażenia nie powodują zasadniczych zmian w ich kształcie i wielkości. Zauważalne zmiany zachodzą jedynie w miejscach wpływu wód podziemnych i w miejscach nowych, świeżych rozcięć lub abrazyjnych podcięć. Ujścia tych form zostały po kilku latach odgrozione mierzejami, a laguny wypełnione aluwiami epizodycznych cieków.

Oprócz wyżej opisanych form dolinnych złożonych, występują formy proste, mające ten sam charakter na całej długości. Dominują wśród nich dolinki wciosowe o V-kształtnym profilu poprzecznym, krótkie, wąskie i głębokie. Wiekowo są to formy holocenijskie, będące w różnym stadium rozwoju; od inicjalnych do w pełni wykształconych, miejscami nawet zamartych. Rozwijają się głównie w obniżeniach powierzchni topograficznej pod wpływem wód roztopowych i opadowych oraz wód podziemnych. W miejscach intensywniejszego, skoncentrowanego wypływu wody podziemnej, szczególnie gdy odbywa się to na stromym zboczu, tworzą się mniejsze lub większe nisze źródłiskowe. Stały wypływ wody doprowadza wskutek erozji wstecznej do powstania i wydłużenia się dolinki wciosowej. Działalność człowieka może hamować lub przyspieszać rozwój tych form. Doprowadzenie rowów melioracyjnych, wylotów sączków drenarskich do rozcięć erozyjnych, czy wykorzystanie jako dróg dojazdowych na zbocze przyspiesza ich rozwój. Zdrenowanie wypływów wód podziemnych, zasypywanie górnych odcinków rozcięć, zaorywanie, zakrzaczanie lub tarasowanie może nie tylko utrwalić, ale całkowicie zahamować dalszy ich rozwój. Na skutek abrazyji i cofania się linii brzegowej zbiornika, ujścia niektórych dolinek są zawieszane.

Zbocze jest charakterystycznie ukształtowane: postrzępione przez głębokie i szerokie nisze, przypominające „cyrki” lodowcowe, o stromych ścianach tylnej i bocznych, o nierównym dnie pokrytym nieregularnymi wyniesieniami i nierzadko bezodpływowymi zagłębieniami. Szerokość nisz (cyrków) wynosi 200–500 m, długość liczona od bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły do

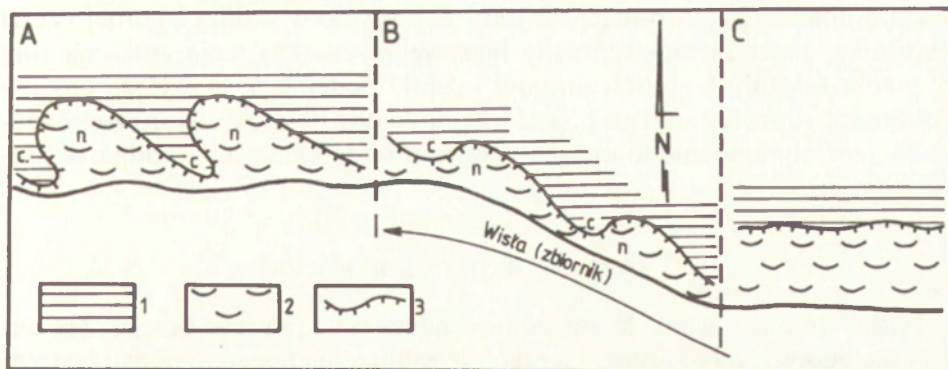


Fot. 7. Dobrzyń — przemienność cypli wysoczyznowych i nisz osuwiskowych jest charakterystycznym rysem rzeźby prawego brzegu zbiornika Włocławek

Dobrzyń — changeability of the plateau spurs and landslide niches is a characteristic trait of the right bank of the Włocławek reservoir

9 IV 1992

tylnej ściany, stanowiącej krawędź wysoczyzny morenowej, dochodzi do 300 m. Po sfalowanej powierzchni płyną obniżeniami strużki wody, wypływającej u podstawy tylnej ściany niszy. Nie wszędzie wypływy są widoczne, miejscami przykrywają je deluwia. Głębokie i szerokie nisze oddzielone są od siebie ocalałymi partiami wysokiego brzegu w postaci wąskich cypli (ostróg), które zazwyczaj kończą się urwiskiem nad linią brzegową Wisły (fot. 7). Osie nisz i cypli skierowane są ukośnie do linii brzegowej. Na równoleżnikowych odcinkach biegu rzeki kąt ten jest bardziej zbliżony do prostego, nisze są dobrze wykształcone, cyple wąskie, wyraźne (Dobrzyń, Kulin — ryc. 5a). Z odchyleniem kierunku biegu Wisły ku północy wyrazistość nisz i cypli zacierza się, gdyż pod ostrym kątem dochodzą do Wisły. Cyple wysoczyzny są tu niższe i szersze (Bachorzewo — ryc. 5b). W Tulibowie, Myśliborzycach i Rokiciu zbocze różni się od wyżej opisanego. Jest prawie równomiernie nachylone, jednostajne, dość połogie, brak tu nisz i cypli (ryc. 5c). Przyczyna tego zróżnicowania charakteru zbocza tkwi w przebiegu i wysokości zalegania struktur neogeńskich. Gdy fałdowe struktury miocenijskie zalegają wysoko ponad lustrem wody i przykryte są tylko utworami czwartorzędowymi bez udziału ilów plioceńskich, tam klif jest urwisty, wysoki, a dominującym procesem



Ryc. 5. Schematyczne przykłady charakteru zbocza kształtowanego przez procesy powierzchniowych ruchów masowych (wg M. Banacha 1977)

A — Wisła przecina struktury miocenne prawie prostopadle; B — Wisła przecina struktury miocenne ukośnie; C — Wisła nie przecina struktur miocennych; 1 — wysoczyzna morenowa, 2 — zbocze, 3 — krawędź wysoczyzny, c — cyple, n — nisze

Schematic examples of a character of slope being shaped by the processes of surface mass movements (after M. Banach 1977)

A — Vistula cuts the Miocene structures almost perpendicularly; B — Vistula cuts the Miocene structures diagonally; C — Vistula does not cut the Miocene structures; 1 — moraine plateau, 2 — slope, 3 — edge of plateau, c — plateau spurs, n — niches

jest obrywanie i osypywanie się utworów zbocza. Nisze natomiast naśladują obniżenia w stropie utworów miocennych, wypełnione iłami pliocennymi i są strefą intensywnego rozwoju procesów geodynamicznych typu zsuwów, splayów i złazisk. Zróżnicowanie morfologiczne zbocza na tych odcinkach zależy od wysokości zalegania stropu iłów nad bazą erozyjno-denudacyjną Wisły; im leży on niżej, tym koluwia są miększe i mniej rozczłonkowane.

Z urozmaiconym przebiegiem krawędzi wysoczyzny w ścisłym związku pozostaje zarys linii brzegowej; nisze odpowiadają wgłębienia, cyplom — wypukłości. Rozwinięcie krawędzi wysoczyzny jest wielokrotnie większe od rozwinięcia linii brzegowej zbiornika.

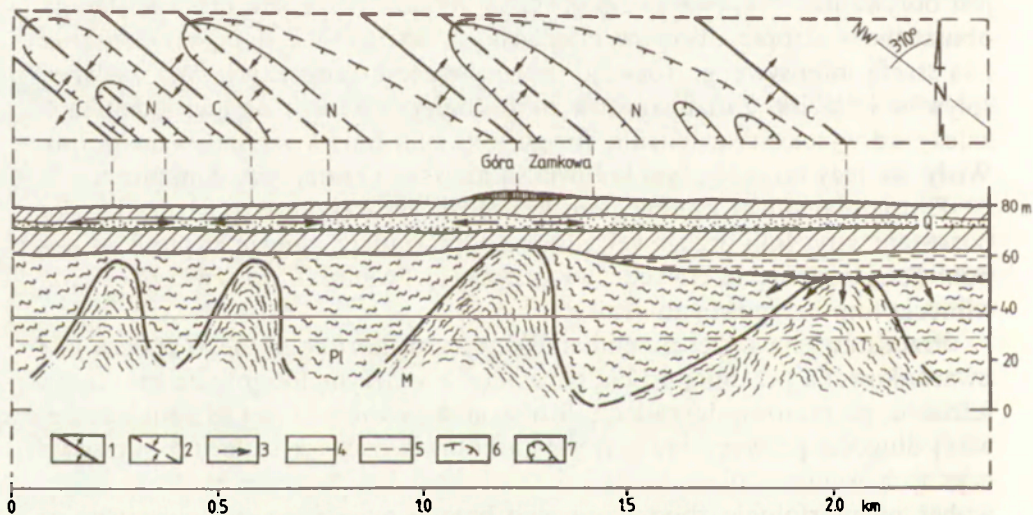
Przedstawiona wyżej przemienność wyrazu morfologicznego zbocza jest uwarunkowana przemiennością parametrów wytrzymałościowych gruntu na ścinanie, na masową degradację. Koluwia stanowią 61,6% (28,2 km) całkowitej długości prawego brzegu; w tym koluwia osuwisk stale lub okresowo czynnych wynoszą obecnie 31,7% (14,5 km) linii brzegowej. Decydujący wpływ na morfologię zbocza prawego brzegu mają procesy powierzchniowych ruchów masowych. Mniejszą, podrzędną rolę odgrywają inne procesy denudacyjne i erozja.

Lewy brzeg jest płaski i niski. Najwyższe czynne klify nie przekraczają 6 m (Karolewo, Nowa Wieś). Monotonie powierzchni urozmaicają nieliczne formy wydmowe (Wistka Szlachecka, Dobiegniewo, Dąb Wielki, Skoki Duże). Linie brzegową urozmaica kilka zatok niewielkich dopływów, z których największa to Skrwa w Soczewce i Ruda w Dobiegniewie oraz kilka mniejszych cieków bez nazw. Ponad 20 km tego brzegu stanowią tamy boczne, prze-

ważnie umocnione, chroniące obszary depresyjne w dolnej i górnej części zbiornika. Powierzchniowe ruchy masowe (osuwiska) mają znikomą rolę w przekształceniu tego brzegu, gdyż odcinki podatne na powyższe procesy (obecność w profilu brzegu ponad lustrem wody ilastych utworów plioceńskich) zostały umocnione opaską faszynowo-kamienną lub „podparte” refulatem.

3.3. WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Odmienne są warunki hydrogeologiczne lewego i prawego brzegu. Zróżnicowana budowa geologiczna, szczególnie zaburzenia neogenu ponad lustrem wody determinują wielorakość warunków hydrogeologicznych prawego brzegu. Nie można tu mówić o wyraźnych poziomach wodonośnych związanych z różnymi litologicznie i stratygraficznie utworami. Wody zawarte w różnych stratygraficznie utworach łączą się często ze sobą. Schemat ich krążenia ilustruje rycina 6. Główną przyczyną tego zjawiska jest wyruszenie utworów podłoża z pierwotnego, horyzontalnego zalegania, w wyniku czego wody dolnego czwartorzędowego poziomu infiltrują w bardziej luźne przewarstwienia neogenu, jako że wykazują one różne upady warstw, miejscami postawione nawet pionowo. Istnieje więc ścisły kontakt wód w utworach neogenu.



Ryc. 6. Schemat krążenia wód podziemnych na tle budowy geologicznej przykrawędziowej strefy wysoczyzny morenowej w Dobrzyniu

1 — kierunki osi antyklin mioceńskich, 2 — kierunki osi synklin mioceńskich, 3 — kierunki ruchu wód podziemnych, 4 — zwierciadło Wisły po spiętrzeniu, 5 — zwierciadło Wisły przed spiętrzeniem, 6 — krawędzie starych nisz osuwiskowych, 7 — osuwiska obecnie czynne; N — nisze, C — cypłe. Inne objaśnienia patrz ryc. 3

Scheme of underground waters circulation against a background of geological structure of the near-edge zone of the morainic plateau in Dobrzyń

1 — directions of axes of the Miocene anticlines, 2 — directions of axes of the Miocene synclines, 3 — directions of underground waters motion, 4 — Vistula water level after damming, 5 — Vistula water level before damming, 6 — edges of the old landslides niches, 7 — landslides active at present; N — niches, C — plateau spurs. Other explanations see fig. 3

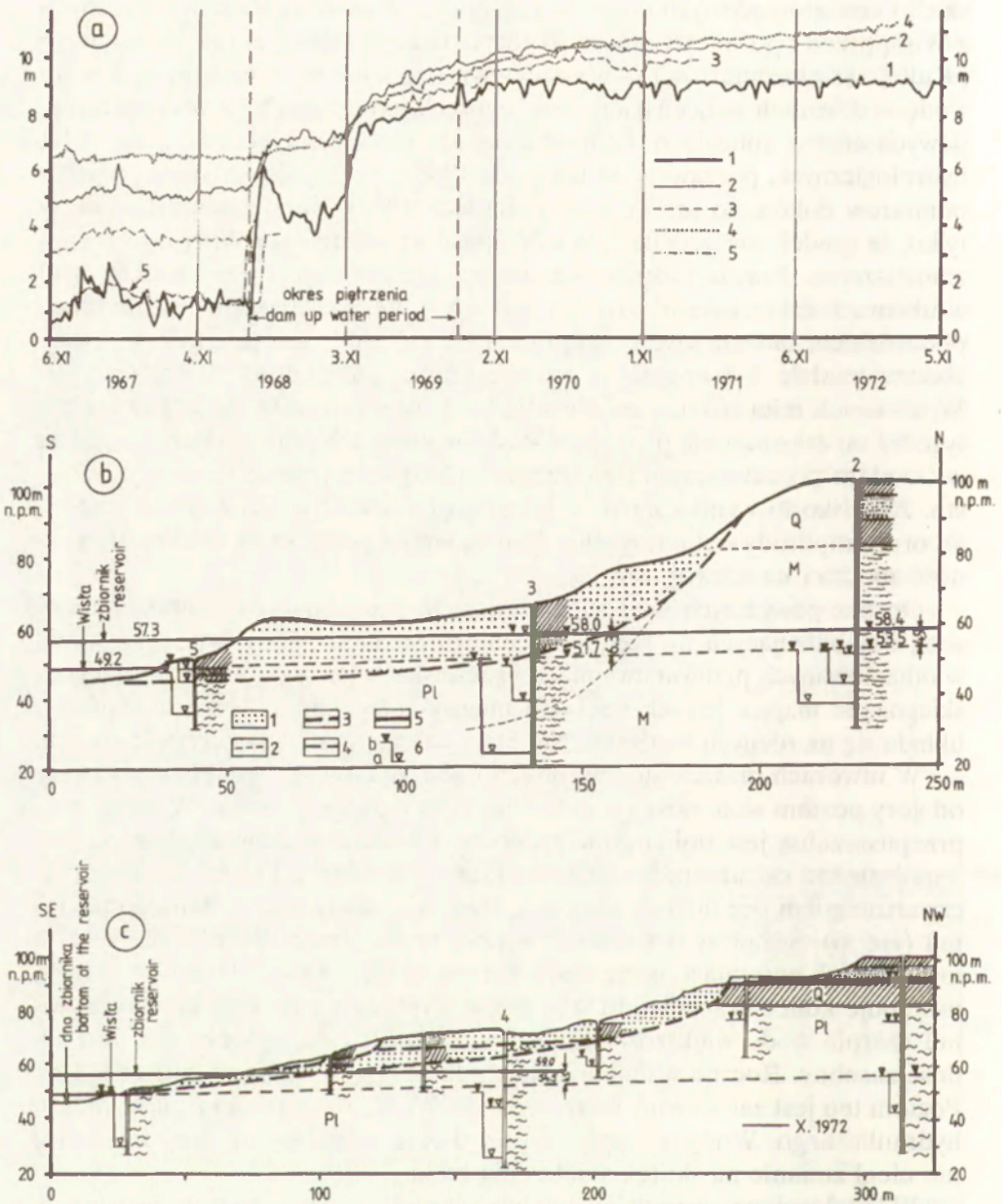
skich i czwartorzędowych dolnych. Ustrój tych wód hydraulicznie związanych z Wisłą przed i po spiętrzeniu rzeki rozpoznano w Dobrzyniu (3 piezometry) i Kulinie (8 piezometrów) — w sąsiedztwie zapory; 6 piezometrów ujmowało wodę w utworach miocénskich, 3 w utworach pliocénskich i 3 w czwartorzędowych oraz w koluwiach. Pomiarów prowadzono raz w tygodniu, przez 6 lat hydrologicznych, począwszy od listopada 1966 r. Szczegółowej analizy wyniku pomiarów dokonano już wcześniej (Banach 1977). Tutaj podkreślić należy tylko, że spadek zwierciadła tych wód ulegał po spiętrzeniu Wisły wyraźnemu zmniejszeniu. Prawie czterokrotnemu spłaszczeniu uległo zwierciadło wód w utworach miocénskich, bardziej luźnych, a tylko dwukrotnie w utworach pliocénskich, zwięźlejszych. Amplituda wahań wód podziemnych w strefie zbocza zmalała 5–8-krotnie, i nie przekracza obecnie 30–50 cm (ryc. 7). W utworach miocénskich zwierciadło wód ustabilizowało się w kilkanaście tygodni od zakończenia piętrzenia Wisły, w utworach pliocénskich natomiast w trzy lata po zakończeniu piętrzenia wykazywało jeszcze tendencję wzrostu. Zjawisko to wynika z różnic filtracyjnych utworów. Zmniejszenie spadku oraz amplitudy wahań osłabiły ujemny wpływ powyższych wód na stateczność zbocza i na rozwój osuwisk.

Oprócz powyższych wód subartezyjskich, posiadających kontakt między sobą i stabilizujących na rzędnej średniego poziomu Wisły, występują wody w odizolowanych przewarstwieniach i soczewkach luźnego materiału neogénskiego, nie mające jednak kontaktu między sobą. Ich statyczne zwierciadło układa się na różnych rzędnych. Nie mają one wpływu na stateczność zbocza.

W utworach piaszczysto-żwirowych międzyglinowych występuje pierwszy od góry poziom wodonośny o swobodnym na ogół zwierciadle. Warstwą nieprzepuszczalną jest dolna glina zwałowa, której ukształtowanie stropu jest współzależne od ukształtowania podłoża. Antykliny miocénskie, przykryte czwartorzędem bez udziału pliocenu, stanowią działy wodne dla tego poziomu (ryc. 6). Świadczy o tym brak wpływów na zboczu. W obrębie synklin miocénskich natomiast, gdzie strop warstwy podścielającej lekko się obniża, następuje koncentracja wód i stąd liczne wypływy na zboczu. Z tego poziomu czerpie wodę większość studni gospodarskich na wysoczyźnie. Jest on dość zasobny. Roczne wahania zwierciadła na ogół nie przekraczają 0,8 m. Poziom ten jest zawieszony w stosunku do Wisły i nie posiada z nią kontaktu hydraulicznego. Wody te wypływają na zboczu i zasilają koluwia. Ich ustrój nie uległ zmianie na skutek spiętrzenia rzeki.

W lokalnych przewarstwieniach lub soczewkach piaszczystych, żwirowych, a nawet kamienistych wśród górnej gliny zwałowej gromadzą się wody o swobodnym lub lekko napiętym zwierciadle. Są mało zasobne. Rzadko dają o sobie znać w formie wpływów na zboczu.

Najbardziej skomplikowany obraz stosunków hydrogeologicznych występuje w koluwiach, gdzie pierwotna struktura geologiczna została mocno naruszona osuwiskami. Wiercenia wykazują liczne poziomy wody o swobodnym lub subartezyjskim zwierciadle. Jest ich tym więcej, im miększe i bardziej



Ryc. 7. Kształtowanie się wód podziemnych w strefie zbocza w Dobrzyń (wg M. Banacha 1977)

- a. Średnie tygodniowe stany wód podziemnych na tle stanów Wisły; 1 — stan Wisły; stany wód podziemnych w utworach: 2 — mioceńskich na wysoczyźnie, 3 — mioceńskich na zboczu, 4 — plioceńskich na zboczu, 5 — czwartorzędowych (koluwiach)
- b. Przekrój hydrogeologiczny zbocza w Dobrzyń przez południowo-zachodnie skrzydło antykliny mioceńskiej; 1 — koluwia, 2 — granica stratygraficzna, 3 — powierzchnia odklucia; zwierciadło wód podziemnych: 4 — przed spiętrzeniem Wisły, 5 — po spiętrzeniu Wisły; 6 — poziom dynamiczny (a) i statyczny (b) wód podziemnych
- c. Przekrój hydrogeologiczny zbocza w Dobrzyń w osi synkliny mioceńskiej. Objaśnienia patrz ryc. 7b

Forming of underground waters in the slope zone in Dobrzyń (after M. Banach 1977)

- a. Mean weekly levels of underground waters against a background of Vistula water levels; 1 — Vistula water levels; water

zróznicowane litologicznie są koluwia. Wody te pochodzą z infiltracji opadów i wypływów podziemnych powyżej lub w obrębie nisz osuwiskowych. Krążą wzdłuż powierzchni odkłucia i przemieszczenia materiału koluwalnego. Punktowe lub linijne wypływy stwierdza się na różnych wysokościach, niezależnie od rzędnej poziomów wodonośnych i warstw nieprzepuszczalnych w przykrawędziowej strefie wysoczyzny. Wszelkie obniżenia i zagłębienia na powierzchni osuwisk są jesienią, zimą i wiosną przesiąknięte wodą (małe parowanie, brak vegetacji) i dlatego nadmiar wód płynie po powierzchni.

Zarówno na zboczu, jak i w pasie do 1 km od krawędzi wysoczyzny w obrębie antyklin mioceńskich brak wód ponad zwierciadłem Wisły. W synklinach natomiast występuje co najmniej jeden, a miejscami dwa poziomy wodonośne, niezależnie od wód w koluwiach, wypływające na zboczu. One to głównie, ze współdziałaniem wód opadowych warunkują powstanie i rozwój form osuwiskowych typu zsuwów, spływów i złażisk.

Na lewym, niskim, jednorodnym litologicznie brzegu występuje w zasadzie jeden poziom wód podziemnych, posiadający kontakt hydrauliczny z Wisłą. Zmiany zaistniałe w ustroju tych wód po spiętrzeniu rzeki przedstawił R. Głazik (1978). Można wyróżnić dwa obszary odmienne skalą wpływu spiętrzenia rzeki na reżim tych wód: depresyjne i pozadepresyjne. W obszarze pierwszym wody zbiornika infiltrują w obszary przyległe. Aby uchronić ten obszar przed zatopieniem zastosowano system odwodnienia rowami, które przechwytyją wody infiltrujące ze zbiornika oraz napływające od Wysoczyzny Kujawskiej i odprowadzają je grawitacyjnie poniżej zapory lub przerzuca się je pompowniami do zbiornika. W tym obszarze wody te nie mają żadnego wpływu na przekształcenie strefy brzegowej, a zrzuty przy pompowniach są punktowo umocnione.

Poza obszarami depresyjnymi zbiornik drenuje wody podziemne. W utworach przepuszczalnych o wielkości i zasięgu oddziaływania spiętrzenia zdecydowały spadki zwierciadła wody podziemnej. Bezpośrednie oddziaływanie spiętrzenia, polegające na wyrównaniu poziomów wody w zbiorniku i przyległym terenie, objęło strefę o szerokości do 0,5 km. Zwierciadło wody w bliskim sąsiedztwie linii brzegowej podniosło się maksymalnie o 2–3 m (Głazik 1978). Większy zasięg (do 1,5 km) miało pośrednie oddziaływanie zbiornika w postaci podpiętrzenia wód podziemnych. Z uwagi na dużą przepuszczalność gruntów, poziom wody ustabilizował się tu w przeciągu jednego roku od chwili zakończenia spiętrzenia Wisły (Perek 1978). Amplitudy wahań zwierciadła tych wód zmalały wielokrotnie i obecnie nie przekraczają rocznie 0,3–0,6 m (Głazik 1978). Wpływ tych wód na degradację brzegu jest

levels of underground waters in deposits: 2 — Miocene on the plateau, 3 — Miocene on the slope, 4 — Pliocene on the slope, 5 — Quaternary (colluvia)

b. Hydrogeological section of the slope in Dobrzyń through the Southern-Western wing of the Miocene antycline; 1 — colluvia, 2 — stratigraphical boundary, 3 — shear surface; table of underground waters: 4 — before damming of Vistula, 5 — after damming of Vistula; 6 — dynamic level (a) and static level (b) — underground waters

c. Hydrogeological section of the slope in Dobrzyń in the Miocene syncline axis. Explanation see fig. 7b

nieznaczny i przejawia się głównie w rozmywaniu plaży i wymywaniu drobnych nisz źródłiskowych podczas niskich stanów zbiornika. Powyższe zjawiska występują lokalnie, punktowo.

3.4. WYBRANE CECHY HYDROLOGICZNE ZBIORNIKA

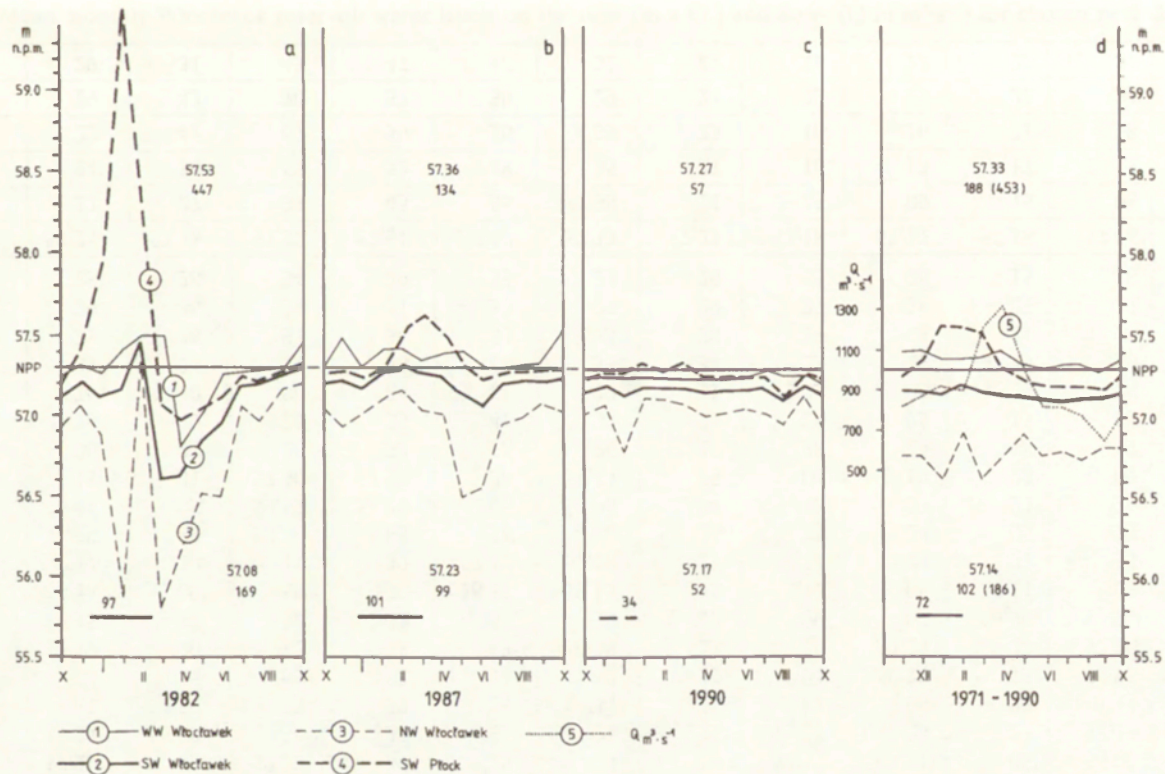
3.4.1. MORFOMETRIA

Zbiornik Włocławek powstał w wyniku spiętrzenia wód Wisły na wybudowanym w latach 1963–1969 stopniu wodnym we Włocławku, w km 674,5. Przy normalnym poziomie piętrzenia (NPP) posiada powierzchnię 70,4 km² i całkowitą objętość 408 mln m³. Jest to największy pod względem powierzchni zbiornik w Polsce i drugi co do objętości (Głodek 1985). Zbiornik ma charakter typowo dolinny, wąski, a długi, o mało urozmaiconych brzegach. Długość jego w zasięgu cofki wynosi około 57 km. Szerokość jest zmienna i waha się od 500 do 2500 m, średnio 1,210 m. Przy stopniu wodnym poziom wody wzniósł się o 10,5 m, w Dobrzyniu o 7,9 m, a w Płocku o 2,5 m w stosunku do średniego stanu wody z lat 1959–1968 (Głazik 1978). Średnia głębokość zbiornika po spiętrzeniu wynosiła 5,5 m, maksymalna natomiast około 13 m.

Morfologia czaszy zbiornika jest mocno zróżnicowana, co wynika ze spiętrzenia nieuregulowanego odcinka rzeki. Wyraźny i regularny wzrost głębokości nastąpił wzdłuż dawnego nurtu rzeki, przebiegającego przeważnie wzdłuż prawego brzegu. Kępy występujące dawniej w korycie rzeki stały się obecnie płycznami. Na długich odcinkach w środkowej i górnej części zbiornika układają się one w rozległe płyczny centralnie położone. Rzędne wielu z nich zbliżone są do rzędnej poziomu piętrzenia. Najwyraźniej zaznacza się to w km 635–650. Taki stan morfologii czaszy oraz ograniczenie wód zaporami bocznymi i wałami powoduje nieregularność prędkości przepływu i nachylenia zwierciadła wód oraz ogranicza niszczącą działalność fal na brzegi z powodu zróżnicowania głębokości na drodze rozbiegu fali.

3.4.2. STANY WODY

Stany wody opracowano na podstawie notowań codziennych na stopniu (do obliczeń wzięto wartości z godzin 1, 7, 13 i 19) i trzykrotnych notowań w ciągu doby (z godzin 7, 13 i 19) w Płocku. Do 1973 r. obserwowano w Płocku stan wody tylko o godzinie 7. Wyniki miesięcznych charakterystycznych stanów za dwudziestolecie przedstawiono na wykresie zbiorczym (nie załączonym w pracy), z którego wybrano tylko trzy odmienne w przebiegu stanów wody lata hydrologiczne (ryc. 8a, b, c). W górnej części zbiornika (Płock) najwyższe średnie miesięczne stany z wielolecia (1971–1990) występują zimą, z maksimum w styczniu (ryc. 8d, tab. 3). Spowodowane są głównie nadpiętrzeniami zatorowymi przy zamarzaniu (stawaniu) rzeki, a nie zwiększonymi dopływami. Najniższe stany występują latem, ale minimum przypada na wrzesień. W dolnej części zbiornika (stopień) wahania są mniejsze, choć obraz jest podobny; maksimum zimą, a minimum latem (ryc. 8d, tab. 4). Przed spiętrze-



Ryc. 8. Charakterystyczne stany wód zbiornika Włocławek dla wybranych lat (a, b, c) oraz wielolecia (d)

1 — wysoka woda na zaporze, 2 — średnia woda na zaporze, 3 — niska woda na zaporze, 4 — średnia woda w Płocku, 5 — średni miesięczny przepływ z wielolecia; dla wielolecia (d) podano uśrednione stany charakterystyczne. Nad linią NPP rzędna (m n.p.m.) średniego rocznego stanu (u góry) oraz roczne amplitudy, w cm (u dołu) w Płocku. Pod linią NPP — jak wyżej na zaporze. Gruba pozioma linia, to czas trwania zjawisk lodowych (dni) w Płocku

Characteristic water levels of the Włocławek reservoir for chosen years (a, b, c) and for the many-years period (d)

1 — high water on the dam, 2 — mean water on the dam, 3 — low water on the dam, 4 — mean water in Płock, 5 — mean monthly flow from the many years' period; mean characteristic water levels are given for the many-years' period (d). Over the line NPP — ordinate (m above sea level) of the mean yearly water level (above) and the yearly amplitudes, in cm (below) in Płock. Under the line NPP — as above on the dam. The thick horizontal line is a time of the ice phenomena lasting in Płock (days)

Tabela 3. Średnie miesięczne stany wód zbiornika Włocławek w Płocku (m n.p.m.)
 Mean monthley Włocławek water levels in Płock (m a.s.l.)

Rok	Okres	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
1971		57,17	57,30	57,44	57,79	57,67	57,34	57,22	57,13	56,93	56,60	56,81	57,14	57,21
	2	56,96	23	56,90	09	18	17	56,98	56,98	98	57,19	57,28	26	57,10
	3	57,21	15	57,13	39	29	34	57,16	57,17	57,21	08	56,65	12	57,16
	4	24	56,99	36	33	21	21	25	23	28	23	57,19	55	57,25
	5	87	57,59	73	37	29	34	25	27	06	27	14	19	57,36
	6	08	16	63	82	93	49	21	04	56,79	13	56,95	10	57,28
	7	19	20	12	38	63	29	23	19	57,29	27	57,20	17	57,25
	8	15	17	30	22	63	30	22	09	07	56,86	24	25	57,19
	9	16	69	60	72	58,57	58,15	45	12	06	57,11	03	56,99	57,47
1980		17	20	11	39	57,12	57,18	21	14	24	71	35	57,69	57,29
	1	59	89	58,46	85	56	40	25	25	24	25	27	21	57,52
	2	44	95	59,52	58,26	08	56,98	04	10	27	22	26	31	57,53
	3	15	31	57,36	57,52	38	57,44	25	08	19	23	09	26	57,27
	4	06	24	28	33	26	26	25	28	24	18	17	29	57,24
	5	18	29	28	35	41	37	21	26	25	15	26	29	57,27
	6	26	30	80	84	61	22	21	25	25	26	26	27	57,38
	7	29	24	32	56	64	53	34	23	28	29	30	29	57,36
	8	33	38	31	36	33	33	28	29	28	21	29	08	57,29
	9	29	36	36	31	33	27	29	27	28	23	22	23	57,29
1990		28	28	34	29	33	27	26	25	26	15	28	23	57,27
1971-1990		57,25	57,35	57,52	57,51	57,47	57,33	57,23	57,18	57,17	57,18	57,16	57,25	57,33
1971-1980		22	27	33	45	55	38	22	15	09	15	08	25	57,31
1971-1985		24	36	55	52	48	35	21	16	13	17	11	25	57,29
1976-1985		22	41	67	59	56	39	23	16	16	21	18	26	57,33
1981-1990		29	42	70	57	39	29	24	22	25	22	24	25	57,35
1986-1990		29	31	43	47	45	32	27	26	27	23	27	22	57,32

Tabela 4. Średnie miesięczne stany wód zbiornika Włocławek na zaporze (m n.p.m.) oraz przepływy (Q w $m^3 s^{-1}$) dla wybranych okresów
Mean monthly Włocławek reservoir water levels on the dam (m a.s.l.) and flows (Q in $m^3 s^{-1}$) for chosen periods

Rok Okres	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
1971	57,11	57,15	57,07	57,15	57,13	57,11	57,10	57,04	57,00	57,04	57,03	57,13	57,09
2	56,95	13	56,88	04	13	10	56,87	56,92	56,92	06	09	14	57,02
3	57,09	02	57,03	25	15	18	57,09	57,12	57,11	04	56,67	11	57,07
4	18	56,91	17	19	15	20	21	01	04	06	57,17	56,99	57,11
5	31	57,25	29	17	16	10	10	11	56,93	14	07	57,13	57,15
6	02	05	04	56,87	15	20	11	56,92	78	12	56,94	14	57,04
7	17	08	00	57,09	27	05	08	57,08	57,12	13	57,07	11	57,11
8	06	56,99	03	56,95	30	08	56,98	56,95	56,93	56,76	05	05	57,01
9	00	91	56,98	98	27	15	57,21	57,10	97	99	56,94	56,97	57,04
1980	11	57,11	90	57,15	07	56,92	06	56,93	84	57,20	57,20	57,20	57,06
1	30	18	57,02	12	13	57,17	13	57,12	57,10	14	16	12	57,14
2	21	12	17	45	56,62	56,63	56,84	56,97	19	20	26	31	57,08
3	13	25	20	16	57,08	57,20	57,12	57,02	10	21	08	23	57,15
4	03	21	20	24	22	19	18	18	14	14	14	22	57,17
5	14	24	25	29	27	17	07	13	13	01	15	21	57,17
6	21	10	22	24	23	05	17	18	20	22	20	23	57,19
7	24	19	29	33	28	26	14	06	20	24	25	27	57,23
8	28	21	14	19	10	08	17	18	19	14	21	02	57,16
9	21	18	11	16	17	19	11	14	17	18	15	15	57,16
1990	20	13	19	19	18	16	17	17	19	11	21	15	57,17
Q+	821	872	918	906	1215	1313	998	816	809	767	636	764	903
1971–1990	57,17	57,16	57,13	57,19	57,16	57,13	57,13	57,10	57,10	57,11	57,12	57,14	57,14
Q+	1047	979	891	946	1366	1347	1049	841	921	995	727	981	1043
1971–1980	57,09	57,06	57,04	57,08	57,18	57,11	57,06	57,02	56,96	57,06	57,02	57,10	57,07
1971–1985	57,11	57,15	57,07	57,15	57,13	57,11	57,10	57,04	57,00	57,04	57,03	57,13	57,09
1976–1985	57,12	57,12	57,08	57,14	57,14	57,08	57,08	57,04	57,03	57,09	57,10	57,16	57,10
Q+	595	600	946	866	1064	1278	947	791	696	539	546	547	805
1981–1990	57,20	57,18	57,18	57,24	57,13	57,11	57,11	57,12	57,16	57,16	57,18	57,19	57,16
1986–1990	57,23	57,16	57,19	57,22	57,19	57,15	57,15	57,15	57,19	57,18	57,20	57,16	57,18

+ Według M. Grzesia (maszynopis w IGiPZ PAN w Toruniu) <http://rcin.org.pl>

Tabela 5. Amplitudy stanów wody (cm) zbiornika Włocławek w Płocku (ze średnich stanów dobowych)
Amplitudes of water levels of the Włocławek reservoir in Płock (from mean daily water levels)

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
1971	82	40	131	159	123	64	65	53	76	32	72	42	244
2	74	54	113	50	42	36	67	61	86	122	63	30	158
3	39	75	79	41	39	93	42	42	103	89	41	70	134
4	32	99	106	34	31	23	17	176	56	43	23	145	199
5	72	40	71	32	53	57	47	38	77	74	51	57	263
6	47	73	198	79	130	96	51	62	56	42	62	77	263
7	35	83	87	84	104	47	44	47	26	38	66	51	163
8	40	88	65	64	85	67	63	68	57	54	49	64	127
9	62	135	64	77	188	191	63	43	58	64	45	67	307
1980	42	46	72	46	41	82	57	58	202	177	29	148	228
1	48	172	170	178	128	150	60	39	67	49	31	45	262
2	25	167	253	161	135	38	41	56	28	33	13	34	447
3	91	23	38	101	82	76	60	60	60	25	63	20	174
4	124	78	32	36	35	26	34	28	43	39	36	24	130
5	54	20	22	13	54	44	84	43	38	64	45	30	127
6	32	74	84	70	86	42	21	19	30	23	18	13	142
7	62	28	27	52	84	35	120	47	21	30	19	42	134
8	54	34	73	23	51	81	31	30	29	39	19	77	118
9	23	36	20	34	25	26	74	27	29	28	33	27	74
1990	29	29	29	18	32	21	21	21	30	32	17	27	57
1971–1990	53	70	87	68	77	65	53	51	54	55	40	54	187/453
1971–1980	53	73	99	67	84	76	52	65	80	74	50	75	209/317
1981–1990	54	66	75	69	71	54	54	37	38	36	29	34	166/447

niem Wisły występowały na tym odcinku dwa maksima: większe zimą (styczeń–marzec) i mniejsze latem (czerwiec–sierpień) oraz minima jesienią, a czasami latem. Ta regularność, tylko o mniejszej wyrazistości, występuje nadal w Płocku, ale brak jej już na stopniu. Tutaj o stanach wody decyduje człowiek, który pracy hydroelektrowni podporządkował prawie cały reżim przepływu przez hydroweżel. W przebiegu rocznym i miesięcznym brak tu regularności wahań zwierciadła wody (ryc. 8, tab. 4).

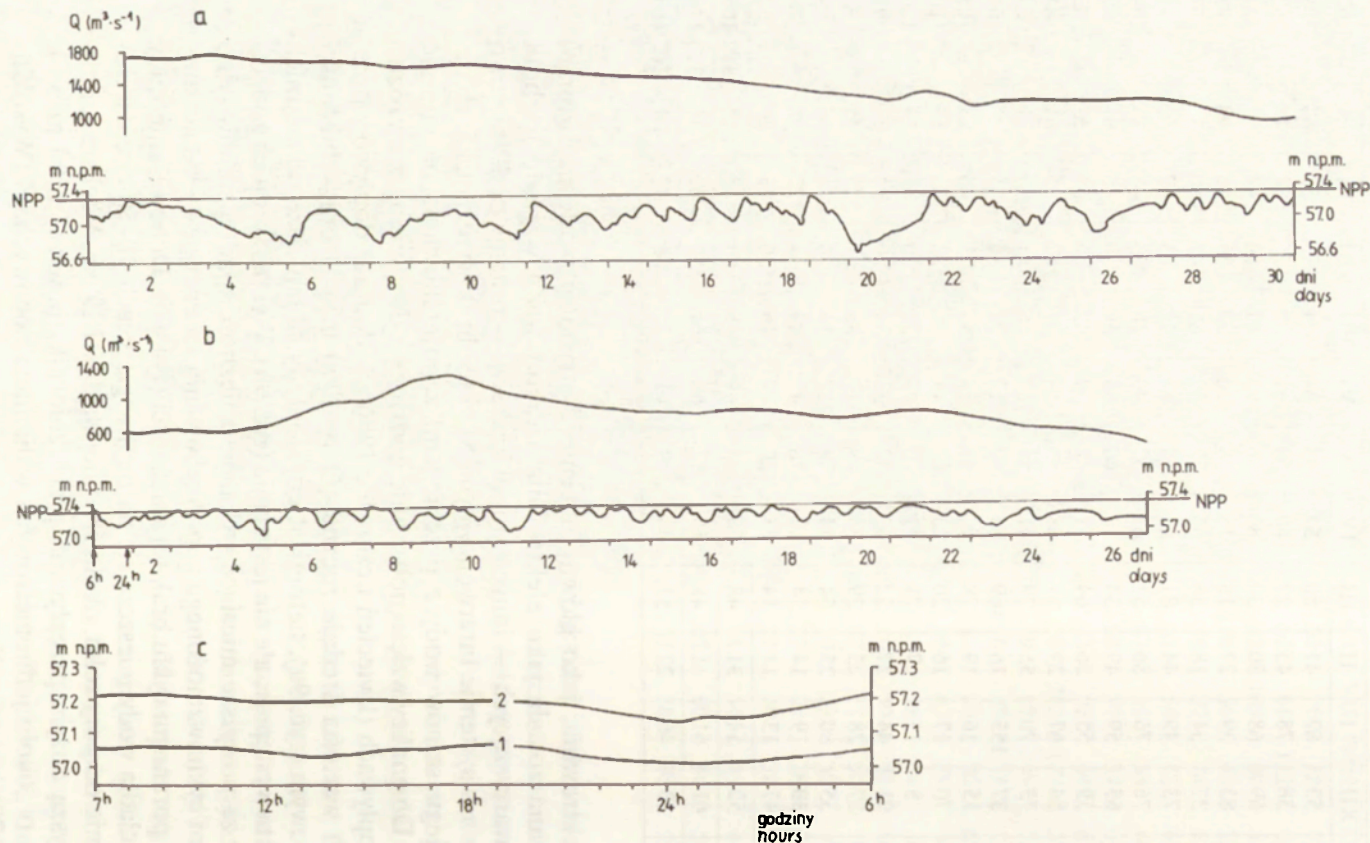
Maksymalny notowany stan w Płocku wystąpił 10 stycznia 1982 r. i wynosił 948 cm na wodowskazie (69,85 m n.p.m.); przekroczył o 98 cm stan z 19 lipca 1844 r. (ryc. 8a). Minimum natomiast wystąpiło 16 czerwca 1974 r. przy stanie 495 cm (56,32 m n.p.m.). Amplituda wahań wynosi 453 cm; w okresach rocznych wartości te kształtują się od 57 do 447 cm, w miesięcznych natomiast od 13 do 198 cm (tab. 5). Na stopniu najwyższy stan (57,67 m n.p.m.) wystąpił 7 grudnia 1983 r., a najniższy (55,81 m n.p.m.) 24–26 marca 1982 r., tj. w okresie odwadniania zalanych obszarów depresyjnych po klęsce powodzi zatorowej w styczniu tegoż roku. Amplituda wahań za cały okres jest tu 2,4 razy mniejsza aniżeli w Płocku (42 km w górę od zapory) i wynosiła 186 cm, wahając się w poszczególnych latach od 52 do 169 cm, a w przebiegu miesięcznym od 7 do 169 cm (tab. 6).

Tabela 6. Amplitudy stanów wody (cm) zbiornika Włocławek na zaporze (ze średnich stanów dobowych)
Amplitudes of water levels of the Włocławek reservoir on the dam (from mean daily water levels)

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
1971	78	53	89	41	80	57	33	64	74	35	72	44	109
2	75	38	78	45	27	40	50	61	68	75	74	18	93
3	40	69	68	30	30	86	36	93	87	80	41	90	127
4	26	83	39	27	18	18	18	20	59	35	18	92	132
5	35	37	34	18	36	53	37	39	81	42	40	36	98
6	51	73	49	44	81	60	54	62	49	61	67	52	91
7	24	76	76	86	51	62	37	40	18	23	48	34	109
8	44	65	59	49	34	63	60	63	56	50	45	61	89
9	57	59	55	36	64	51	43	39	42	56	38	55	93
1980	40	54	67	29	57	68	48	54	74	62	45	61	84
1	33	73	70	55	79	41	51	35	56	41	29	31	89
2	22	37	155	16	169	64	50	77	22	30	11	26	169
3	88	15	16	19	78	92	45	59	55	21	48	18	108
4	111	70	17	16	20	23	20	15	41	33	35	17	120
5	103	8	15	7	21	41	90	43	32	70	41	13	120
6	28	91	44	27	52	62	32	33	33	26	34	22	91
7	55	27	28	25	29	38	89	72	33	31	25	45	99
8	58	35	80	25	54	54	18	17	14	36	16	76	98
9	18	30	19	14	14	12	78	42	34	34	22	22	78
1990	17	47	13	11	14	23	20	19	26	30	13	24	52
1971–1990	50	52	54	31	48	50	45	47	48	44	38	42	102/186
1971–1980	47	61	61	41	48	56	52	54	61	52	49	54	103/148
1981–1990	53	43	46	22	53	45	49	41	35	35	27	29	102/186

Hydroelektrownia, jako główny obecnie dystrybutor wody na stopniu, zaprojektowana została jako elektrownia szczytowa. Ze względu na brak obiektów towarzyszących — innych stopni kaskady — pracuje podszczytowo i przepływowo w systemie interwencyjnym. Stąd też brak wyrazistości, zbieżności przebiegu stanów wody z przebiegami zapotrzebowania na energię elektryczną. Do analizy wzięto notowanie godzinne z dwu miesięcy o zróżnicowanych dopływach (kwiecień i czerwiec 1986 r.). Podczas dopływów przewyższających wartości średnie roczne ($Q > 1000 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) brak zbieżności w cyklu dobowym (ryc. 9a), natomiast gdy dopływy są mniejsze od średnich — zbieżność ta występuje, ale nie jest ciągła (ryc. 9b). Wykres średnich godzinnych stanów za powyższe miesiące wykazuje zbieżność spadku stanów tylko w wieczornym cyklu wzmożonego zapotrzebowania na energię — od godziny 19 do 24. W porannym cyklu brak tej zbieżności (ryc. 9c). Dobowe amplitudy wahań zwierciadła wody mieszczą się na ogół w granicach 10–50 cm; oscylując, niezależnie od pory roku, około średniej wartości 19 cm. Większe amplitudy towarzyszą dużym przepływom przez zbiornik (powyżej $1500 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). Twierdzenie o „około jednometrowych waniach dobowych...” (Wysokiński 1980, s. 178) jest pomyłką.

Bardzo cenna, szczególnie do celów hydrotechnicznych, jest krzywa sum

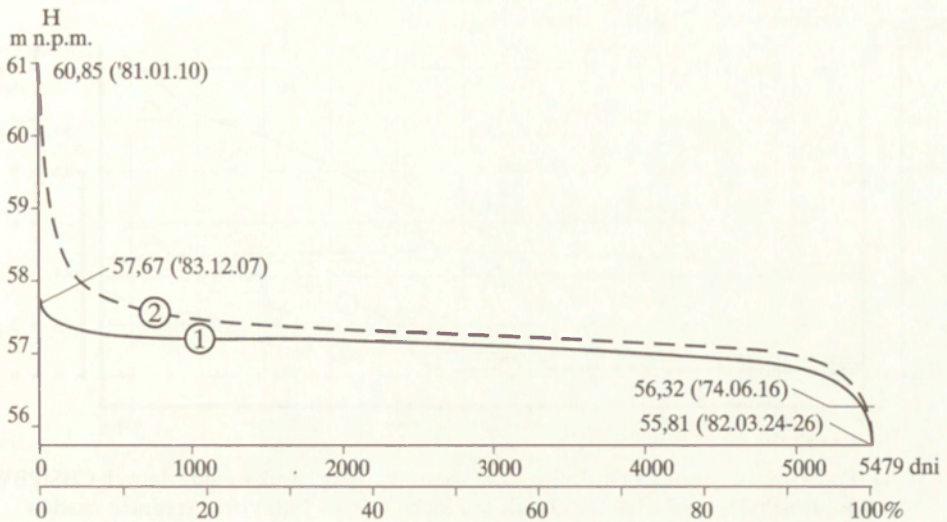


Ryc. 9. Godzinne stany wód zbiornika Włocławek na zaporze oraz średnie dobowe dopływy

a — kwiecień 1986, $Q = 1000\text{--}1800\text{ m}^3\text{s}^{-1}$; b — czerwiec 1986, $Q = 500\text{--}1000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$; c — średnie godzinne stany wód zbiornika przy zróżnicowanych dopływach: 1 — $1000\text{--}1800\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (kwiecień 1986), 2 — $500\text{--}1000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (czerwiec 1986)

Hour water levels of the Włocławek reservoir with differentiated inflows

a — April 1986, $Q = 1000\text{--}1800\text{ m}^3\text{s}^{-1}$; b — June 1986, $Q = 500\text{--}1000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$; c — mean hour reservoir water levels with differentiated inflows: 1 — $1000\text{--}1800\text{ m}^3\text{s}^{-1}$, 2 — $500\text{--}1000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$



Ryc. 10. Krzywa sum czasów trwania stanów wody wraz z wyższymi stanami na zbiorniku Włocławek za okres 1971—1985

1 — zapora, 2 — Płock

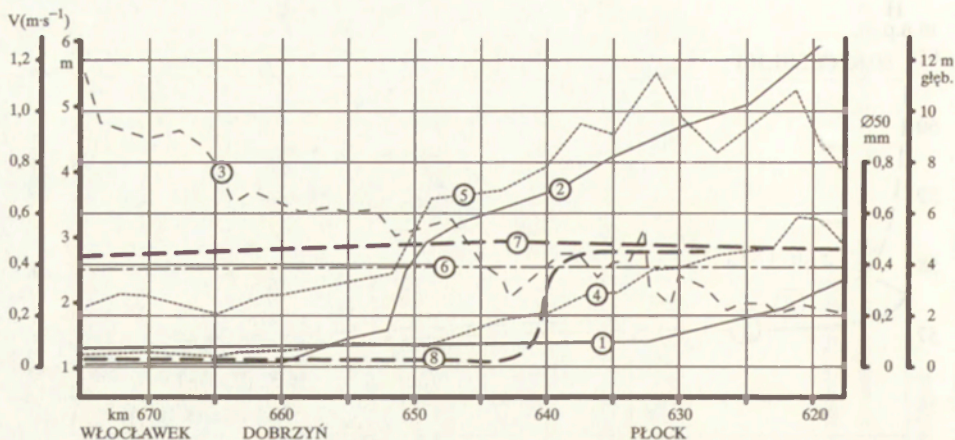
Curve of water levels duration together with higher water levels on the Włocławek reservoir for the period 1971—1985

1 — the dam, 2 — Płock

czasów trwania stanów wody wraz ze stanami wyższymi (ryc. 10). Konstruuje ją przez zsumowanie czasów trwania kolejnych przedziałów stanów wody wraz z czasem stanów wyższych. Z krzywej można odczytać czas trwania dowolnego stanu wody, np. stan 57,0 na stopniu trwał 4200 dni, tj. 76% czasu eksploatacji zbiornika za pierwsze 15 lat. Stan 57,3 (średni planowany) trwał tylko 380 dni, tj. 7%. Charakter krzywej pozwala twierdzić, że zbiornik ten należy do akwenów o bardzo wyrównanych stanach wody — krzywa skupiona jest przy jednej osi. Nieco mniej wyrównane są stany w rejonie Płocka.

3.4.3. SPADEK ZWIERCIADŁA I PRĘDKOŚĆ PRZEPIYU WÓD

Spadek zwierciadła nie jest równomierny. Krzywa cofkowa podczas normalnego poziomu piętrzenia wykazuje wyraźne zróżnicowanie. Do 20 km w górę od stopnia zwierciadło wody zalega prawie horyzontalnie, a dalej do km 640–645 bardzo łagodnie podnosi się. Powyżej następuje gwałtowny wzrost spadku zwierciadła wody, przechodząc w rejonie km 618 w rzekę swobodnie płynącą (ryc. 11). Podobny obraz przedstawia prędkość przepływu w zbiorniku. Przy normalnym poziomie piętrzenia na odcinku stopień — km 657 średnie prędkości przepływu wahają się od $0,07 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ przy dopływie (Q) $993 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ do $0,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ przy $Q = 3680 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Powyżej km 640, podczas



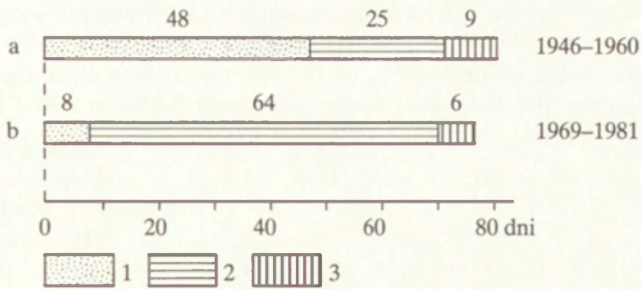
Ryc. 11. Podstawowe parametry hydrologiczne zbiornika Włocławek według danych CBSiPBW „Hydroprojekt” we Włocławku, OPGK w Płocku (Grześ 1983) oraz średnice osadów

1 — profil podłużny zwierciadła wody przy normalnym poziomie piętrzenia i braku zjawisk lodowych, 2 — profil podłużny w czasie ekstremalnych nadpiętrzeń zatorowych (1982 01 10), 3 — średnie głębokości (w przekrojach poprzecznych); średnie prędkości przepływu w przekrojach poprzecznych przy dopływie: 4 — $1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, 5 — $3600 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; średni wymiar ziarn (mediana) przed spiętrzeniem (*Material... 1954*), w mm: 6 — na mieliznach, 7 — w nurcie, 8 — w nurcie po spiętrzeniu (Banach 1986b)

Basic hydrological parameters of the Włocławek reservoir according to the data of CBSiPBW „Hydroprojekt” in Włocławek, OPGK in Płock (Grześ 1983) and diameters of deposits

1 — long profile of the water table with a normal level of damming and lack of ice phenomena, 2 — long profile at the time of maximal ice jam damming (10 01 1982), 3 — mean depths (in cross sections); mean flow velocities in cross sections with a flow: 4 — $1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, 5 — $3600 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; mean diameter of grains (median) before the damming (*Material... 1954*), in mm: 6 — on shoals, 7 — in the thalweg, 8 — in the thalweg after the damming (Banach 1986b)

średniego dopływu następuje gwałtowny wzrost prędkości przepływu. Prędkości przepływu stwierdzone na zbiorniku, wynikające z nachylenia zwierciadła wody, są niewystarczające, za małe do rozmycia i uruchomienia, tj. wprawa w ruch cząstek gruntu w strefie brzegowej oraz w nurcie na odcinku ponad 30 km od zapory. Uruchomienie osadu wymaga większej prędkości wody aniżeli jego transport. Według F. Hjulströma (1935) (za Klimaszewskim 1981) do wyruszenia osadu — rozmycia gruntu o średnicy 0,002–0,001 mm (ił) potrzebna jest prędkość wody $1,37 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, dla średnicy od 0,005 do 0,1 mm (muł) — $0,26 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a dla piasku o średnicy od 0,4 do 0,7 mm — $0,15$ do $0,28 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Powyższe dane są dużym uproszczeniem, gdyż prędkości uruchamiające (erozyjne) i transportujące zależą nie tylko od średnicy, ale również od gęstości (ciężaru właściwego) cząstek i ich kształtu. Materiały lżejsze są szybciej uruchamiane, pozostają w suspensji dłużej i są transportowane dalej. Prędkość prądu, niezbędna do erodowania i transportowania osadu o różnych właściwościach, zestawiono w formie diagramów i tabel wielu autorów. Najpełniej dokonano tego w opracowaniu pod redakcją PP. Jahnsena (1979), ale najprościej zrobił to M. Klimaszewski (1981).



Ryc. 12. Fazy zlodzenia Wisły w rejonie Płocka przed (a) i po spiętrzeniu (b) — według M. Grzesia (1991)

1 — formowanie pokrywy lodowej, 2 — trwała pokrywa lodowa, 3 — rozpad pokrywy lodowej

Stages of Vistula icing in the region of Płock before (a) and after damming (b) — after M. Grześ (1991)

1 — forming of ice cover, 2 — stable ice cover, 3 — decay of ice cover

3.4.4. ZŁODZENIE

W ustroju lodowym zbiorników, podobnie jak rzek, można wydzielić 3 podstawowe fazy: 1) zamarzania — kształtowania pokrywy lodowej; 2) trwałej pokrywy lodowej; 3) rozpadu pokrywy lodowej. Charakter i czas trwania poszczególnych faz określa wymiana ciepła pomiędzy wodą, lodem i powietrzem, zależna nie tylko od warunków klimatycznych, ale i od czynników lokalnych: morfometrii zbiornika, intensywności wymiany wody i falowania. Na ustrój lodowy wpływa również działalność człowieka poprzez lodolamanie, zrzut ścieków, zapylenie powierzchni lodu i przegrody śryżowe. Zarówno naturalne, jak i sztuczne czynniki lokalne sprzyjają skróceniu czasu trwania zjawisk lodowych na analizowanym zbiorniku.

Czas trwania poszczególnych faz w rejonie Płocka przed i po spiętrzeniu rzeki ilustruje rycina 12. Wyraźna jest zmiana czasu trwania poszczególnych faz po spiętrzeniu, szczególnie dwóch pierwszych; ponad dwukrotnie wydłużył się czas zalegania zwartej pokrywy lodowej, a sześciokrotnie skrócił się czas jej powstawania. Przyczyna tego zjawiska tkwi w spadku prędkości przepływu wód w obrębie zbiornika. Wisła jest rzeką wybitnie „śryżogenną”, na której dominującą formą zlodzenia jest pochod krążków i pól śryżowych (Lambor 1948; Grześ 1991). Powyższe formy zjawisk stanowią pierwszą fazę zlodzenia, trwającą przeciętnie 50–60% czasu trwania zjawisk lodowych w ogóle (Grześ 1991). Faza trwałej pokrywy lodowej na zbiorniku stanowi 82% czasu trwania zjawisk lodowych, który waha się od 7 do 118 dni, a średnia wartość z wielolecia (1971–1990) wynosi 72 dni (tab. 7). Dłużej o 2–28% trwają zjawiska lodowe w środkowym odcinku zbiornika (Dobiegnowo–Dobrzyń, km 661) aniżeli w rejonie Płocka (km 632,5), co należy tłumaczyć mniejszymi prędkościami przepływu wód oraz mniejszymi wahaniami zwierciadła wód w tym czasie.

Tabela 7. Czas trwania (dni) zjawisk lodowych na zbiorniku Włocławek w rejonie Dobiegniewa (km 661), według danych Stacji Terenowej IGiPZ PAN

Duration (days) of the ice phenomena on the Włocławek reservoir in the region of Dobiegniewo (km 661), after the data of Research Station IGiPZ PAN

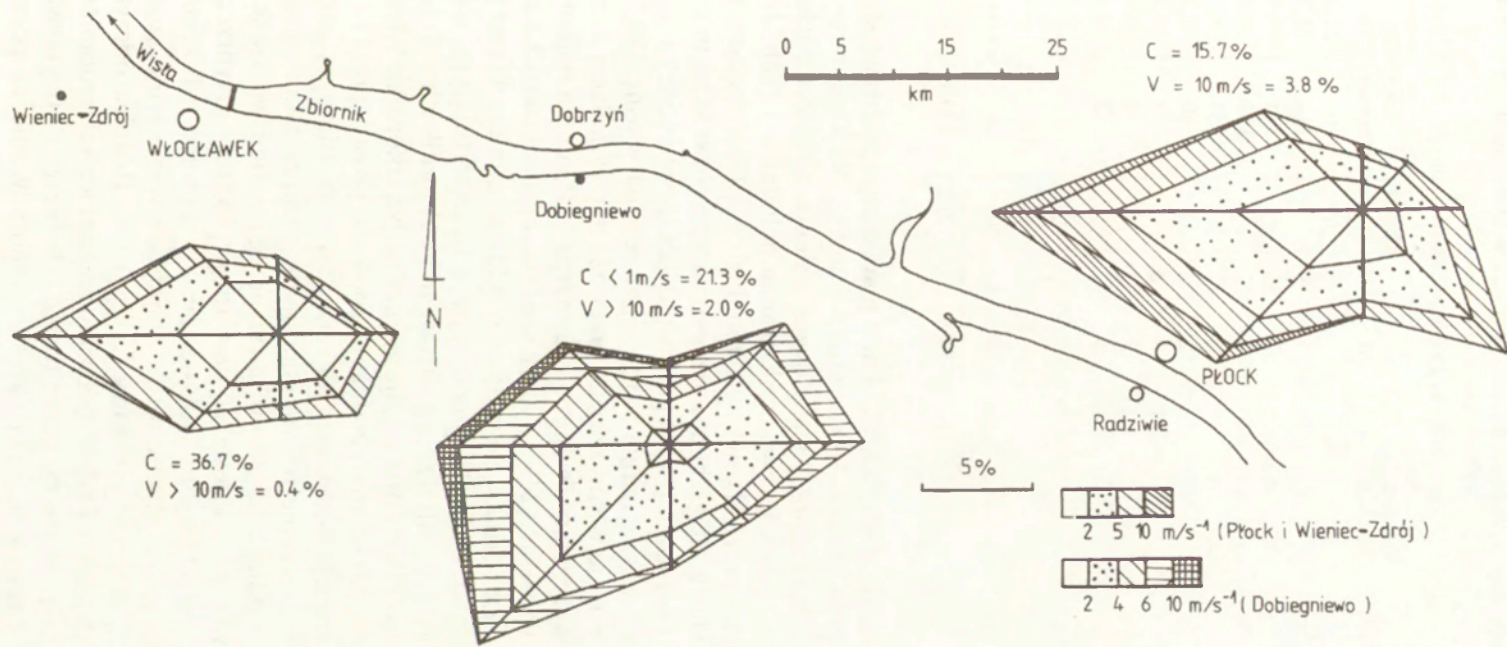
Rok	Miesiąc					Ogółem		Maksymalna grubość lodu (cm)
	XI	XII	I	II	III	z lodem	bez lodu	
1971	–	6	31	15	22	(74)	291	28
2	8	5	21	29	12	(75)	291	38
3	–	9	31	18	–	(58)	307	27
4	3	31	31	4	–	(69)	296	25
5	–	–	–	–	7	(7)	358	0
6	5	13	22	29	29	(98)	268	34
7	–	8	31	17	–	(56)	309	22
8	–	27	27	28	9	89 (78)	276	18
9	–	28	31	28	31	118 (104)	247	34
1980	–	7	29	29	29	94 (73)	272	32
1	1	23	27	28	9	88 (63)	277	13
2	–	22	31	28	16	97 (95)	268	32
3	–	–	1	20	7	28 (24)	337	14
4	9	30	10	26	13	82 (64)	284	16
5	11	13	31	28	23	106 (96)	259	36
6	8	8	31	28	24	99	266	34
7	–	11	31	28	31	101	264	40
8	–	13	4	14	1	32	334	10
9	6	22	–	–	–	28	337	22
1990	6	19	9	–	–	34	331	14
1971–1990	3	15	22	20	13	12	294	–
1971–1980	2	13	25	20	14	74 (69)	292	–
1981–1990	4	16	18	20	12	70	296	–

W nawiasach wartości dla Płocka według roczników hydrologicznych IMGW

3.4.5. FALOWANIE WIATROWE

Czynnikiem zwiększającym prędkość mas wodnych zbiornika jest wiatr, który uruchamia falowanie akwenu. Inne czynniki nie mają istotnego znaczenia. Z ryciny 13, ilustrującej prędkości i kierunki wiatru w otoczeniu zbiornika, widać wyraźnie sterującą rolę doliny Wisły w przepływie prądów powietrza w przygruntowej warstwie troposfery oraz reprezentatywność danych ze stacji w Dobiegniewie dla tego odcinka doliny oraz dla zbiornika. Słup wiatromierza stoi w bliskim sąsiedztwie lustra wody, na lewym, niskim brzegu. Notowania były wykonywane 3 razy dziennie. Do notowań cisz zaliczano również wiatr o prędkościach mniejszych od $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Stosowano różne anemometry. Ze względu na najdłuższy okres notowań wiatromierzem Wilda zamieszczono wskazania tego anemometru. Analizie statystycznej poddano dane za okres 1979–1984.

Najczęstszy jest wiatr w przedziale prędkości 2–4 m/s i obejmuje 34,4% notowań (tab. 8). Jest to klasa prędkości progowej, podczas której wzbudza-



Ryc. 13. Rozkład prędkości i kierunku wiatru w rejonie zbiornika Włocławek: Dobiegniewo za okres 1979—1984, Wieniec-Zdrój i Płock-Radziwie za okres 1951—1960 (Tarajkowska 1982)

c — cisza, v — prędkość wiatru

Distribution of velocities and the wind direction in the region of the Włocławek reservoir: Dobiegniewo for the period 1979—1984, Wieniec-Zdrój and Płock-Radziwie for the period 1951—1960 (Tarajkowska 1982)

c — silence, v — wind velocity

Tabela 8. Średnia częstotliwość prędkości i kierunków wiatru w Dobiegniewie z okresu 1979–1984

Mean frequencies of velocity and directions of wind in Dobiegniewo from the period 1979–1984

Prędkość m/s	Kierunki								Cisza (0–1)	Razem	
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW		obserwacji	%
0–1	209	209	21,3
1–2	5	15	27	15	12	19	13	8	.	114	11,7
2–4	17	38	53	32	38	74	53	32	.	338	34,4
4–6	10	25	24	10	19	40	32	17	.	177	18,0
6–8	6	8	11	4	4	19	20	11	.	83	8,5
8–10	4	4	5	1	1	5	12	8	.	40	4,1
10–12	1	1	1	.	.	1	3	2	.	9	0,9
12–14	1	1	1	.	.	1	3	2	.	7	0,7
14–16	1	1	1	.	2	0,2
16–18	1	1	.	.	1	0,1
18–20	1	1	1	.	1	0,1
Razem obserwacji	45	92	121	62	74	158	138	82	209	981	100,0
%	4,6	9,3	12,3	6,3	7,6	16,1	14,1	8,4	21,3	100,0	×

na fala, przy średnim stanie zbiornika 57,14 m n.p.m., osiąga podstawę stoku brzegowego. Wiatr w przedziale 4–10 m/s stanowi 30,6%. Na klasę powyżej 10 m/s przypada 2,0%. Są one notowane głównie jesienią, z sektora zachodniego. W skali roku najczęstszy jest wiatr z kierunku południowo-zachodniego (16,1% ogólnej liczby przypadków) i zachodniego (14,1%), znaczny jest także udział (12,3%) wiatru od wschodu, przypadającego głównie na miesiące wiosenne (tab. 9). Najrzadziej występuje wiatr północny (4,5%) i południowy (7,5%). Cyrkulacja wschodnia najsilniejsza jest na wiosnę (38,2%) i warto podkreślić, iż jedynie w tym okresie przeważa nad cirkulacją zachodnią. Największa prędkość wiatru występuje w marcu (4,0 m/s), a najmniejsza w sierpniu, lipcu i wrześniu (2,9–3,1 m/s); średnia roczna wynosi 3,5 m/s.

Falowy ruch wody na zbiorniku, powodowany oddziaływaniem wiatru jest głównym czynnikiem niszczącym, segregującym i transportującym osady w strefie brzegowej. Cechami falowania wiatrowego na zbiornikach w Polsce, oprócz B. Wiśniewskiego (1972) nikt się nie zajmował. Na zbiorniku Włocławek falowaniem zajmowano się marginalnie i stosowano prosty sprzęt i sposób wykonywania obserwacji. Podstawowym sprzętem do pomiaru wysokości fal była łąta z podziałem centymetrowym i decymetrowym, zainstalowana na żerdzi białej w dno w odległości 30–40 m od brzegu w linii wodowskazu ODGW w Dobiegniewie, poza krawędzią platformy (płycty) przybrzeżnej na głębokości 2,3–2,5 m. Odczyty wysokości fal wykonywano z brzegu za pomocą lornetki, notując dla kilkunastu fal najwyższe wzniesienie szczytu (grzbietu) i najniższe położenie podstawy (doliny) fali. Różnica odczytów określa wysokość fali (h). Okres fali wyznaczano za pomocą sekundomierza, mierząc czas przejścia dziesięciu fal przez tyczkę falomierza i otrzymywano średni okres fali (t). Długość fali (λ) określano sporadycznie za pomocą

Tabela 9. Średnia częstotliwość (n w %) kierunków wiatru oraz średnie prędkości (V w m·s⁻¹) dla pór roku w Dobiegniewie z okresu 1979–1984

Mean frequency (n in %) of wind directions and mean velocities (V in m·s⁻¹) for seasons in Dobiegniewo from the period 1979–1984

Pora roku	n V	Kierunki								Cisza i < 1 m·s ⁻¹
		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	
Zima XII–I–II	n	1,6	6,1	7,9	9,3	7,3	21,0	11,2	6,4	29,2
	V	4,5	3,9	3,2	3,2	3,8	4,3	4,9	4,6	
Wiosna III–IV–V	n	6,5	12,9	17,9	7,4	7,3	10,8	9,6	10,7	16,9
	V	4,0	3,8	3,7	3,4	3,8	3,8	4,6	5,0	
Lato VI–VII–VIII	n	6,6	12,3	9,7	4,6	5,6	14,4	21,0	11,9	13,9
	V	3,7	2,8	2,3	2,3	2,9	3,0	4,7	4,1	
Jesień IX–X–XI	n	2,4	6,3	10,2	5,0	10,1	20,5	11,6	5,2	28,7
	V	3,7	3,9	2,9	2,7	3,0	3,4	5,0	4,2	
Rok I–XII	n	4,5	9,7	11,6	6,4	7,5	16,3	13,6	8,8	21,6
	V	4,0	3,3	2,9	2,9	3,3	3,7	4,7	4,3	

linki i łaty cechowanej pływakami. Pomiary wykonywano przy falomierzu oraz na otwartym akwenu. Kierunek podejścia fal do brzegu określano wizualnie, z porównania z kierunkiem stron świata na słupie wiatromierza.

Obserwacje wykonywano na Stacji Terenowej Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Dobiegniewie 2–3 razy dziennie, równoległe z innymi obserwacjami hydrologiczno-meteorologicznymi. Rozpoczynano je po zejściu zjawisk lodowych i kontynuowano do czasu ich ponownego pojawienia się. Pomiary prowadzono 8 lat, począwszy od 1978 r., przeciętnie przez 227 dni w roku. Prowadzono również pomiary wybranych parametrów fal na prawym brzegu w Dobrzyńcu w latach 1978–1984, jeden raz dziennie, niesystematycznie.

Brak fali oraz falę o wysokości poniżej 10 cm zaobserwowano w 72,3% liczby dokonanych obserwacji, falę o wysokości 11–20 cm w około 20%, a powyżej 30 cm już tylko 1,6% notowań (tab. 10). Dominujące kierunki falowania to: północno-zachodni (NW) — 30,1%, północno-wschodni (NE) — 13,3% oraz północny (N) — 7,2% (ryc. 14). Mały udział notowanych przypadków falowania z kierunków zachodniego (W) i wschodniego (E), czyli zgodnych z osią zbiornika na tym odcinku, wynika z faktu załamania się fal na skraju płycizny przybrzeżnej przed osiągnięciem łaty falomierza. Dotyczy to szczególnie fal wyższych. Do prawego, północnego brzegu (Dobrzyń) najczęściej podchodzą fale z kierunku SW, a dalej w kolejności z SE i S. Najwyższe fale na krawędzi płycizny nie przekraczały 70 cm, o średnim okresie 2,3 s i długości 5,5–6 m notowane były tylko dwukrotnie w styczniu 1983 r. przy wietrze W o prędkości 19 m·s⁻¹. Na otwartym akwenu najwyższe fale o h=1,6 m, średnim okresie 2,6 s oraz długości 6,7 m zanotowano 22 sierpnia 1980 r. Okres fali zwiększa się wraz ze wzrostem jego wysokości; dla fal do 20 cm waha się od 0,9 do 1,6 s, a dla fal 21–40 cm wynosi 1,6–2,2 s. Dla maksymalnych obserwowanych wysokości nie przekracza 3 s (Banach 1988).

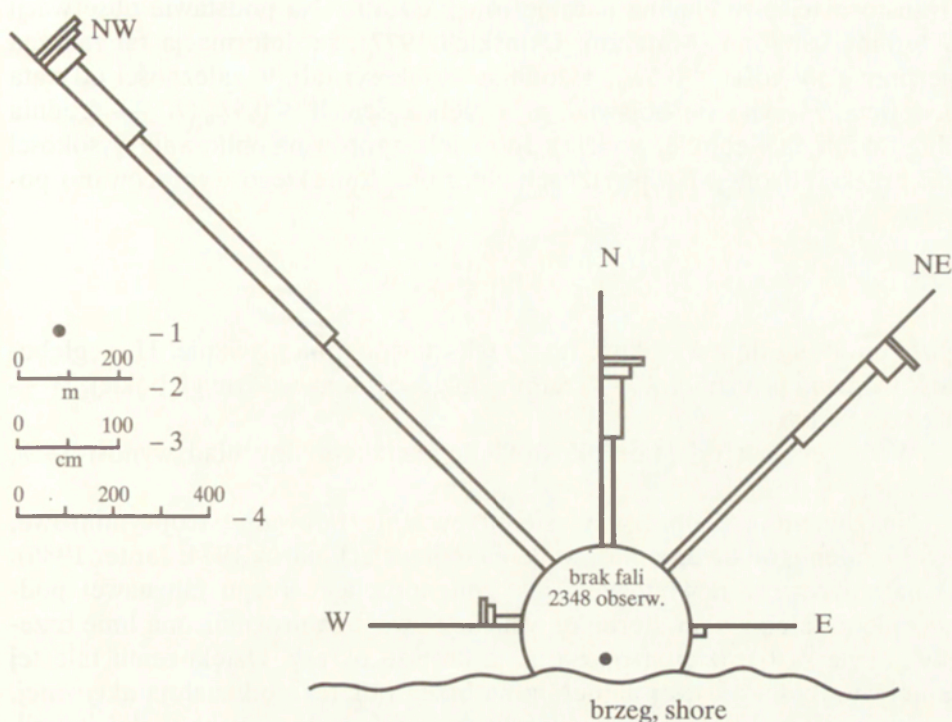
Tabela 10. Liczba obserwacji oraz częstość falowania na zbiorniku Włocławek w Dobiegniewie w okresie 1978–1985 z podziałem według wysokości fal

Quantity of observations and frequency of waving on the Włocławek reservoir in Dobiegniewo at the period 1978–1985 with a division according to a height of waves

Lata hydrologiczne (okresy obserwacji)	Ogółem liczba dni i obserwacji – w mianowniku	Brak fali lub fala poniżej 10 cm		Fale o wysokości 10 cm i większe		Liczba fal o wysokości powyżej (cm)					
		liczba	%	liczba	%	10	20	30	40	50	60
1978 9 VI–3 XII	177 462	352	76,2	110	23,8	89	21				
1979 15 VII–11 XII 21 XII–1 I	129 220	167	76,0	53	24,0	50	3				
1980 1 IV–11 XII	245 692	472	68,3	220	31,7	156	55	5	4		
1981 26 III–11 XII	260 779	576	74,0	203	26,0	124	57	16	5	1	
1982 22 IV–9 II	293 729	553	75,9	166	24,1	127	37	9	3		
1983 23 III–22 XI	244 581	366	63,0	215	37,0	142	54	11	4	3	1
1984 30 III–27 XII	272 697	516	74,1	181	25,9	136	37	7	1		
1985 7 V–18 XI	195 501	368	73,4	133	26,6	98	29	6			
Razem	1815 4661	3370	72,3	1291	27,7	922	293	54	17	4	1
Częstość %	100,0	–	72,3	–	27,7	19,78	6,29	1,16	0,36	0,09	0,0

Parametry fal na tym zbiorniku są zbliżone do fal na innych akwenach tego typu w Polsce (Wiśniewski, Pachnik 1959; Wiśniewski 1972). Stromość fali (h/λ) rośnie ze wzrostem jej wysokości i waha się od 1:15 do 1:6. Stromość fali decyduje o jej niszczącym wpływie na brzegi zbiornika oraz o głębokości, na której nastąpi jej załamanie. W literaturze technicznej panuje pogląd, że stromość fal na zbiornikach wynosi przeciętnie 1:10.

Cel powyższych danych o falowaniu na zbiorniku Włocławek sprowadza się do możliwości skorygowania lub potwierdzenia słuszności uogólnień (wzorów, nomogramów) stosowanych w praktyce hydrotechnicznej w Polsce. Są one oparte przeważnie na materiale zebrany na wielkich zbiornikach, jeziorach i kanałach, których nie można porównać z małymi i płytkimi akwenami tego typu w Polsce. Obecność w czaszy zbiorników zalanych kęp śródkorytowych, a nawet wydm, silnie różnicuje parametry fal na poszczególnych jego częściach, gdyż zmienia dwa podstawowe składniki reżimu falowania, jakimi są, oprócz prędkości i czasu trwania wiatru, długość rozbiegu fali (D) oraz głębokość (H). Długość rozbiegu fali w NW mierzonej w Do-



Ryc. 14. Róża falowania wiatrowego na zbiorniku Włocławek w Dobiegniewie za okres 1978–1985

1 — miejsce obserwacji falowania, 2 — podziałka szkicu, 3 — podziałka wysokości fali, 4 — podziałka ilości obserwacji
 The wave mation rose on the Włocławek reservoir in Dobiegniewo for the period 1978–1985
 1 — point of waving observation, 2 — sketch scale, 3 — scale of a wave height, 4 — scale of number of observations

biegniewie wynosi 12 km, a z NE — 8 km, ale notowane na falomierzu parametry są mniejsze od teoretycznie możliwych, gdyż głębokość na tej drodze zmienia się od 12 do 2 (1,5) m i wtedy wysokość fali jest funkcją tylko prędkości wiatru i głębokości, podczas gdy na głębokiej wodzie ($h > 0,6\lambda$) jest funkcją prędkości wiatru, czasu jego trwania oraz długości rozbiegu fali. Na określenie wysokości fal podczas różnych prędkości wiatru stosowany jest powszechnie wzór i nomogramy A.P. Brasławskiego (1952), a dla określenia tych i innych parametrów fal na głębokiej i płytkiej wodzie nomogramy J.M. Matarzina i S.A. Dvinskicha (1977). Nasze zbiorniki charakteryzują się złożonymi warunkami falowania, tzn. że na parametry fal wpływa głębokość akwenu i kontur linii brzegowej. W takich przypadkach należy określać parametry fal nie dla jednego promienia, a dla kilku, gdyż wtedy uwzględni się spektrum fal (*Rukowodstvo po rasčetu...* 1969; Biegałowa, Międlkowski 1971).

Falowanie na płytkiej wodzie to najważniejszy problem teorii falowania na zbiornikach. Bez jego rozwiązania nie zawsze można zgłębić prawidłowości kształtowania się brzegów i platform przybrzeżnych (Sirokov i in. 1986). Przy przejściu fal z głębokiej wody na płyciznę następuje ich przekształcenie

(transformacja) ze zmianą parametrów i kształtu. Na podstawie obserwacji w terenie ustalono (Matarzin, Dvinskich 1977), że deformacja fal zaczyna się przy głębokości $\leq 0,6\lambda_0$, a zmiana wysokości fali, w zależności od kąta podejścia, zaczyna się objawiać przy głębokościach $\leq 0,4\lambda_0$ (λ_0 — średnia długość fali na głębokiej wodzie). Jest wiele wzorów na obliczanie wysokości fali przekształconej. Na płycznach zbiornika Kamskiego wypracowano poniższy wzór:

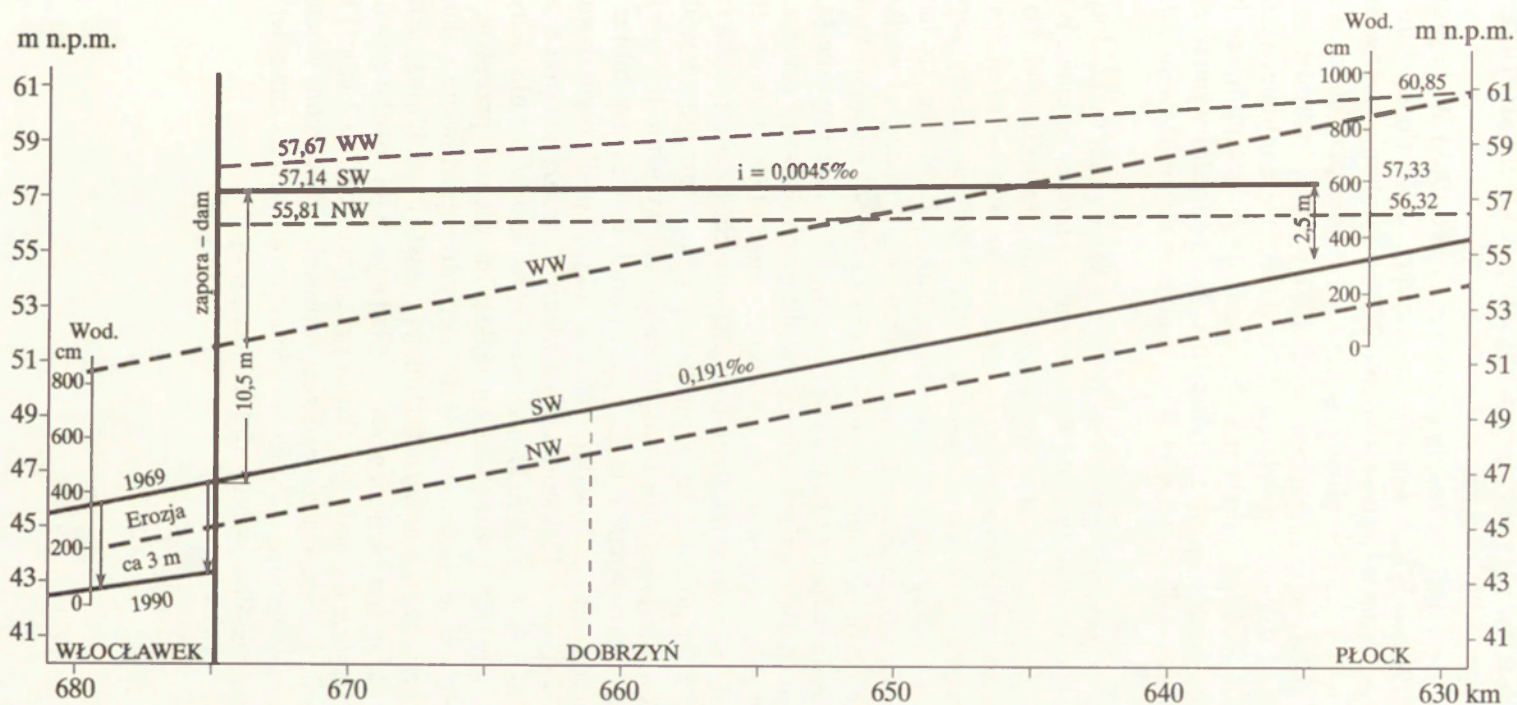
$$\bar{h} = 0,849 \left(\frac{H}{\lambda_0} \right)^{1,5} W^2$$

gdzie: \bar{h} — średnia wysokość fali przekształconej na płycźnie, H — głębokość wody na płycźnie, λ_0 — średnia długość fali na wodzie głębokiej, W — prędkość wiatru.

Wzór ten jest dostatecznie dokładny; maksymalny błąd wynosi 18%, a średni — 10%.

Na zbiornikach obserwuje się przeważnie falowanie trójwymiarowe, w odróżnieniu od dwuwymiarowego na morzach (Finarov 1974; Janter 1986). Trójwymiarowość powodowana jest zmiennością rozbiegu fali nawet podczas niewielkich zmian kierunku wiatru, z uwagi na urozmaiconą linię brzegową. Fale są bardziej strome i mają krótsze okresy. Dzięki temu fale tej samej wysokości częściej nabierają na brzeg i dlatego oddziałują aktywniej, a jednocześnie, z powodu mniejszej objętości wody, a więc małej inercji, szybko zanikają po ustąpieniu wiatru, dlatego prawie brak tu martwej fali, typowej dla mórz.

Fale w drodze ku brzegowi natrafiając na malejące głębokości, tracą szybkość i zmieniają kierunek. W wyniku tego procesu, zwanego refrakcją, następuje koncentracja energii falowania na cyplach brzegu i rozproszenie jej w zatokach. Przy cyplach jakby „ściągana” jest koncentrycznie część energii ze znacznej rozciągłości. Fragment fali dochodzący do brzegu zatoki rozkłada się na znacznie większą rozciągłość brzegu. Dlatego koło cypli fale są dłuższe i wyższe niż w zatokach i mają większe możliwości niszczenia brzegu i transportu rozmytego materiału. Zjawisko „tłoku” przy cyplach wynika z tego, że fale podchodzą do niego jednocześnie z różnych kierunków. Malejące głębokości wody nad płyczną przybrzeżną wymuszają stopniową transformację form fal i ciągłą zmianę ich struktury spektralnej (Massel 1986), co w ostatecznym efekcie doprowadza do rozproszenia się energii ruchu falowego w kolejnych załamaniach. Fale nad płyczną podlegają więc stopniowej przebudowie i rozbiću, a na brzeg wkraczają w postaci potoku przyboju (ryc. 16). Wyróżnia się w nim dwa przeciwstawne strumienie: postępowy (do brzegu), czyli napływ i powrotny (od brzegu), czyli spływ. Fale w swej „wędrówce” do brzegu ulegają rozbiću w strefie o głębokości 1,28 razy większej od wysokości fali (Komar, Inman 1970). Średni okres fal przy ich przejściu nad płyczną nie zmienia się (Jarosławceva 1975).



Ryc. 15. Stosunek spiętrzonych wód Wisły do charakterystycznych stanów przed spiętrzeniem

WW — stan maksymalny notowany, SW — stan średni wieloletni (1959—1968), NW — stan minimalny notowany. Dla zbiornika podano wartości z okresu 1971—1990

Relation of dammed Vistula waters to the characteristic water levels before damming

WW — maximal quoted water level, SW — many years' mean water level, NW — minimal quoted water level. The quoted values for the reservoir are from 1971—1990

3.5. ZMIANA CECH HYDROLOGICZNYCH WISŁY W WYNIKU JEJ SPIĘTRZENIA

W okresie dziesięciolecia przed spiętrzeniem (1959–1968) Wisła prowadziła na odcinku Płock—Włocławek średnio rocznie od 677 do 1194 m³·s⁻¹. Średni spadek zwierciadła wody wynosił około 0,2‰, a wahania stanów wody osiągały 6 m (Glazik 1978). Średnia prędkość przepływu przy stanach średnich wynosiła 0,8–1,0 m/s. Przy powyższych parametrach hydrodynamicznych przemieszczane były w korycie osady o składzie granulometrycznym piasku średniego i grubego oraz żwiry. Na mieliznach akumulowane było dwukrotnie więcej piasku średniego aniżeli grubego. Średni wymiar ziarn osadu (mediana) na mieliznach wynosił 0,4 mm, a w nurcie 0,5 mm (*Materiał...* 1954).

Na skutek wybudowania stopnia i rozpoczęcia spiętrzenia rzeki, dotychczasowy stan równowagi dynamicznej Wisły uległ stopniowej zmianie. Wzrosła głębokość i szerokość rzeki, a spadała szybkość płynięcia wód. Po zakończeniu piętrzenia rzeki szerokość jej i głębokość wzrosła 2–5 razy. Spadek średniego zwierciadła wody z wielolecia (1971–1990) pomiędzy zaporą a Płockiem zmalał 42 razy i wynosi 19 cm na odcinku 42 km (ryc. 15, tab. 3, 4). Wahania stanów wód są obecnie nieregularne i nie zależą od wielkości dopływów. Są wielokrotnie mniejsze i na stopniu za cały okres jego eksploatacji nie przekraczają na ogół 1 m rocznie (tab. 6). Charakterystyczne są natomiast quasiregularne wahania dobowe o amplitudach około 19 cm (ryc. 9). Stany wód na stopniu regulowane są jego potrzebami i bezpieczeństwem.

Z uwagi na tak znaczne zmniejszenie spadku obecnego zwierciadła rzeki i wzrost jej przekroju poprzecznego, zmalała prędkość przepływu wód na odcinku zbiornika. Siła erozyjna i transportowa rzeki wyraźnie też zmalała, przy czym gradient zmian maleje w górę od stopnia. Proces ten dobrze ilustruje zmiana uziarnienia osadów dennych w przekroju podłużnym dawnego głównego nurtu rzeki (ryc. 11). Rumowisko wleczone tranzytem przez rzekę „tonie” w zbiorniku poniżej Płocka i deponowane jest w formie delty na odcinku około 7 km (km 638–645 biegu rzeki); im większy przepływ, tym dalej deponowane jest w zbiorniku. Poniżej delty transportowane i akumulowane jest tylko rumowisko unoszone (frakcja pylasta i koloidalna). Erozja boczna rzeki powodowana ruchem wody wynikającym z jej spadku została tu wyeliminowana z uwagi na małe prędkości przepływu (0,07–0,2 m·s⁻¹) i zastąpiona abrazją falowania wiatrowego zwiększonych powierzchni wodnych. Wiatr stał się czynnikiem wymuszającym ruch mas wodnych na znacznej długości zbiornika, szczególnie w jego strefie brzegowej.

4. GŁÓWNE PROCESY STREFY BRZEGOWEJ ZBIORNIKA

Strefa brzegowa sztucznych zbiorników wodnych jest bliskim analogiem strefy brzegowej jezior i mórz. Stąd też pierwsze prognozy przekształceń brzegów planowanych zbiorników opierały się na teorii strefy brzegowej mórz (Kondratev 1953; Pyškin 1954; Vendrov 1972), a nawet teorii energii potoku rzecznego (Savarenskij 1935). Wychodzono z założenia, że procesy są te same, a tylko skala jest mniejsza, zapominając o różnicy wieku tych stref; w przypadku naturalnych akwenów kształtowały się one przynajmniej przez kilka tysięcy lat, podczas gdy w przypadku zbiorników zaporowych strefa brzegowa dopiero się rodzi, powstaje.

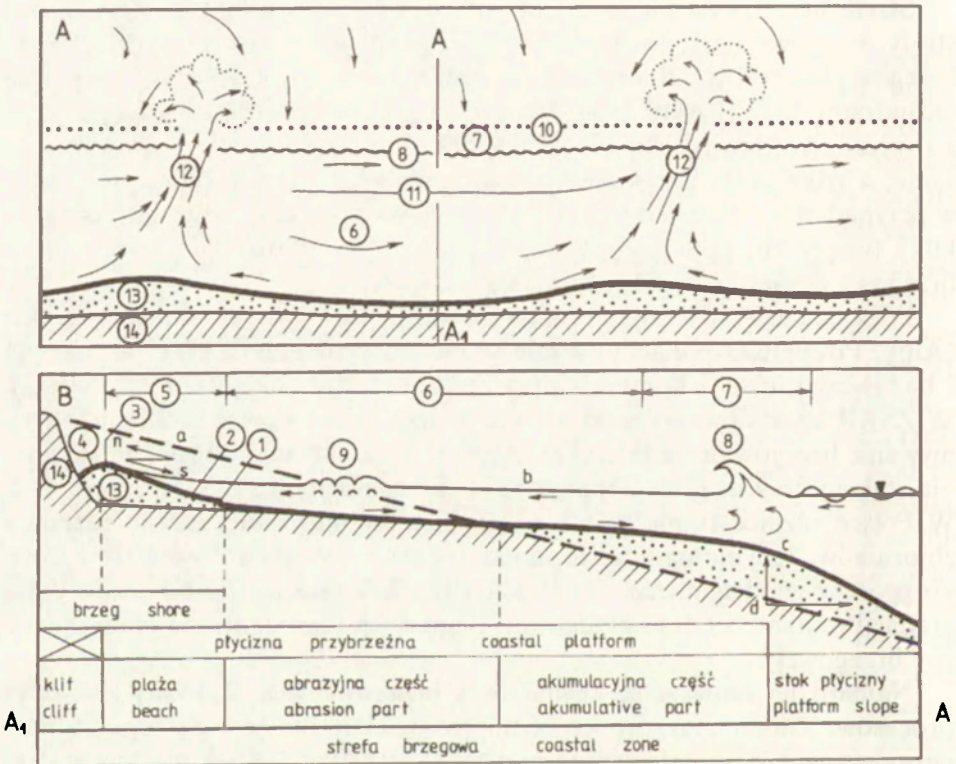
Poza byłym ZSRR, najpierw budowano zbiorniki w obszarach górskich (Alpy, Pireneje, Apallachy) i tam głównym problemem eksploatacyjnym i badawczym było ich zamulanie i destabilizacja stoków (Finarov 1977). W ZSRR kaskadowano rzeki nizinne i stąd najważniejszy problem to rozmywanie brzegów przez fale i konieczność ich umacniania. Problem zamulania stał się drugorzędny (Finarov 1974, 1986; Kačugin 1975; Širokov 1984). W Polsce różnice te nie są tak wyraziste z uwagi na nieznaczne rozmiary zbiorników. Jedynie na analizowanym obiekcie wystąpiły dość ostro zarówno procesy geodynamiczne na stokach (rozwój osuwisk), jak i procesy degradacji (cofanie się linii brzegowej) i agradacji (tworzenie się delty i płycizny brzegowej).

Najbardziej zauważalną cechą strefy brzegowej jest okresowy charakter procesów. Żaden inny proces geomorfologiczny nie jest do tego stopnia periodyczny, jak np. falowanie i przybój (Clark 1985). Ruch osadów w strefie brzegowej rzek jest jednokierunkowy przestrzennie (zgodny z nachyleniem zwierciadła), w przypadku zbiorników natomiast nie jest na ogół jednokierunkowy, gdyż decyduje o tym czynnik losowy, jakim jest wiatr.

4.1. PRĄDY PRZYBRZEŻNE I RUCH OSADÓW

Na skutek oddziaływania fali na brzeg powstają prądy w strefie brzegowej. Podstawowy wpływ na ich charakter wywiera morfologia płycizny przybrzeżnej i ukształtowanie linii brzegowej. Najpełniejszy przegląd prądów w tej strefie na jeziorach i zbiornikach zaporowych dała T.N. Filatova (1972).

Wyróżnia ona wśród nich prądy wzdłużbrzegowe oraz rozrywające; pierwsze dzieli na wiatrowe i przybojowe. Przy prostopadłym (frontalnym) podejściu fal do brzegu dominują prądy rozrywające, a przy ukośnym podejściu fal przeważają prądy wzdłużbrzegowe, skoncentrowane w strefie przyboju fal (ryc. 16). Poza podziałem tej strefy ich prędkość szybko maleje. Podczas silnego falowania prądy te obejmują całą płycznę przybrzeżną. Prądy wzdłużbrzegowe mają w powierzchniowej warstwie wody składową skierowaną do brzegu, a w przydennej warstwie — od brzegu, co wynika ze spiralnej cyrkulacji wody nad płyczną przy ukośnym podejściu fal (Jaroslavcev 1975a). Na



Ryc. 16. System krążenia wód w strefie brzegowej — w strefie deformacji fali (A) oraz elementy typowego przekroju poprzecznego tej strefy (B) (Ingle 1966, zmodyfikowany)

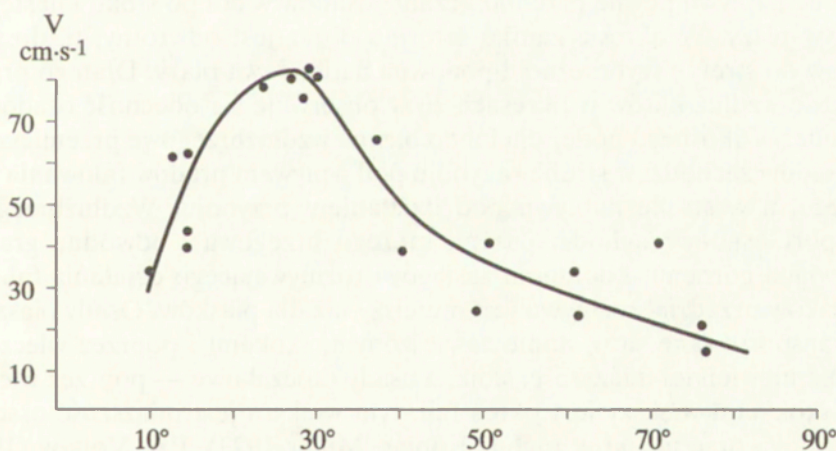
a — pierwotny zarys stoku, b — średni poziom wód, c — krawędź płyczny (platformy) przybrzeżnej, d — kierunek akumulacji osadów, n — napływ potoku przyboju na stok plaży, s — spływ potoku przyboju ze stoku plaży; elementy plaży: 1 — stopień (próg), 2 — stok, 3 — grzbiet, 4 — stok odlądowy (dystalny); elementy strefy brzegowej: 5 — zmywu, 6 — przyboju, 7 — łamanie fali; 8 — grzywacz, 9 — kipieli, 10 — krawędź płyczny przybrzeżnej, 11 — prąd wzdłużbrzegowy, 12 — prąd rozrywający, 13 — plaża, 14 — brzeg macierzysty; strzałki wskazują kierunki ruchu wód w strefie brzegowej

System of waters circulation in the coastal zone — in the zone of wave deformation (A) and elements of a typical cross section of this zone (B) (Ingle 1966, modified)

a — original contour of slope, b — mean level of waters, c — edge of coastal platform, d — direction of deposits accumulation, n — swash, s — backwash; elements of beach: 1 — step (threshold), 2 — slope, 3 — ridge, 4 — distal slope; elements of coastal zone: 5 — swash, 6 — surf, 7 — breaker zone; 8 — breaker, 9 — leore, 10 — edge of coastal platform, 11 — longshore drift, 12 — rip current, 13 — beach, 14 — parent coast; arrows show directions of waters movements in the coastal zone

zewnątrznej części płycizny sięgają do głębokości równej połowie długości fali (Filatova 1972). G.I. Ovčinnikov i G.A. Karnauchova (1985) zewnętrzną ich granicę wyznaczają na „linii wyraźnego załamania fal” (s. 13). Szybkość tych prądów jest zróżnicowana i zależy od intensywności falowania (wysokości fal), kąta jego podejścia do brzegu i czasu trwania. Maksymalne szybkości prądów występują podczas podchodzenia fal do brzegu pod kątem 30° (ryc. 17). Nierównomierny jest rozkład ich prędkości nad płycizną; maksymalne prędkości towarzyszą grzbietom podwodnych wałów oraz strefie rozbicia fal i wynoszą od $0,65$ do $0,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ przy fali o $h = 0,6\text{--}1,3 \text{ m}$ (Jaroslavcev 1975a; Ovčinnikov, Karnauchova 1985). Przy fali $0,3\text{--}0,5 \text{ m}$ nad płycizną o nachyleniu $2\text{--}3^\circ$ prądy te sięgają do głębokości 1 m , a przy fali o wysokości $0,7 \text{ m}$ obejmują warstwę wody do głębokości 2 m . Ze wzrostem szerokości płycizny przybrzeżnej prędkość prądów maleje: przy falowaniu 1 m na płyciźnie o szerokości $10\text{--}15 \text{ m}$ średnia prędkość prądu wynosi $0,4\text{--}0,6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a maksymalna $0,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, natomiast przy płyciźnie 80 m szerokiej wynosi $0,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a maksymalna $0,4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Z narastaniem falowania szybkość prądów jest znacznie większa niż przy ustabilizowanym falowaniu tych samych parametrów (Jaroslavcev 1975a). Po ustaniu wiatru prądy te stopniowo wygasają; tym szybciej im mniejszy akwen.

Prądy rozrywające stanowią jedną z form odpływu fal napędzanych ze strefy przyboju i są zawsze skierowane prostopadłe lub pod pewnym kątem od brzegu (ryc. 16). Woda jest transportowana poza strefę grzywaczy skoncentrowanymi strugami, sięgającymi od dna do powierzchni wody (Gradziński i in. 1986), kompensując jej ciągły napływ do strefy przyboju — ku linii brzegowej. Największy rozwój prądy te osiągają przy prostopadłym lub zbli-



Ryc. 17. Prędkości wzdłużbrzegowego prądu w zależności od kąta podejścia fal do brzegu (w stopniach) (Ovčinnikov, Karnauchova 1985)

Velocities of the longshore drift according to the angle of waves approach to the coast (in degrees) (Ovčinnikov, Karnauchova 1985)

zonym do niego podejściu fal do brzegu. Maksymalna ich prędkość dochodzi do $100 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (Filatova 1972). Odgrywają wiodącą rolę w wynoszeniu zawiesiny poza płyciznę przybrzeżną, znacząc „języki” zwiększonego zmącenia wody poza granicą płycizny przybrzeżnej. Rozwój i lokalizacja tych prądów zależą od morfologii platformy przybrzeżnej; na platformach o równej powierzchni prądy te są niestateczne, tj. tworzą się w różnych miejscach. Na ogół są „przypisane” negatywnym formom reliefu platformy (Ovčinnikov, Karnauchova 1985).

Cząstki osadu w obrębie strefy brzegowej poruszają się wskutek działania siły ciężkości i pod wpływem falowania (Zenković 1946, 1962; Rudowski 1962). Na podstawie charakteru transformacji fal i przemieszczania osadów, spowodowanych prądami, w przybrzeżnej strefie zbiornika wydzieliła się 3 strefy: 1) strefa transformacji fal, ograniczona od strony akwenu głębokością, równą połowie średniej długości fali, a od strony brzegu głębokością krytyczną, równą podwójnej średniej wysokości fali; w strefie tej zachodzi nieznaczne przemieszczanie osadów i powstawanie nierówności (zmarzczek); 2) strefa przybojowa, oddzielona od akwenu głębokością krytyczną, a od strony brzegu głębokością ostatniego załamania fal; 3) strefa napływu fal (Ovčinnikov 1986). Masowe przemieszczanie osadów w czasie falowania zachodzi w dwóch ostatnich strefach, z dużą koncentracją w strefie maksymalnego rozbijania fal. Charakter przemieszczania osadów jest ściśle związany z kierunkiem ruchu fal nad płycizną.

Podczas normalnego (prostopadłego) podejścia fal do brzegu ruch osadów na płyciznie odbywa się pod wpływem asymetrycznego powrotnego ruchu wody. Na ten rodzaj ruchu nakłada się powolny odpływ wody w głąb akwenu. W okresie rozwoju intensywnego falowania (sztorm) zachodzi w strefie napływu pewne przemieszczanie osadów w dół po stoku i następuje rozmyw plaży. W okresie zaniku sztormu obraz jest odwrotny, tj. dostawa osadów do strefy przybrzeżnej i ponowna nadbudowa plaży. Dlatego prawie wszędzie wzdłuż klifów w okresach ciszy obserwuje się obecność osadów.

Podczas ukośnego podejścia fal do brzegu wzdłużbrzegowe przemieszczenie osadów zachodzi w strefie przyboju pod wpływem prądów falowania wiatrowego, a w strefie napływu pod działaniem przyboju. Wzdłużbrzegowy transport osadów zachodzi pasem, którego brzegowa i odwodna granica odpowiada górnemu i dolnemu zasięgowi rozmywającego działania fal. Dla otoczków przedział rozmywu jest mniejszy niż dla piasków. Osady piaszczyste transportowane są w stanie zawieszonym, skokami i poprzez wleczenie po dnie niewielkiej miąższości słoja, a osady otoczkowe — poprzez wleczenie i skoki. Im większy jest okres fali, tym większa jest miąższość osadów, które mogą brać udział w ruchu (Komar, Miller 1973). P.A. Volkov (1961) ustalił krytyczne (progowe) prędkości prądów przybrzeżnych, uruchamiających masowy ruch osadów. Wynoszą one ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$): pył — 9–12, piasek drobny — 12,5–16,5, piasek średni 15–21, a piasek gruby 22–28. Najszybciej prze-

mieszczają się osady w strefie linii wodnej, do $15\text{--}17\text{ cm s}^{-1}$. Im głębiej, tym drobniejszy osad jest przemieszczany. Ze wzrostem głębokości maleje miąższość ruchomej warstwy osadów; przy $h=0,5\text{ m}$, w sąsiedztwie linii wodnej na głębokości $10\text{--}15\text{ cm}$ wynosi 20 cm , a na głębokości 90 cm już tylko 6 cm . Zbliżone do powyższych wartości podają również G.I. Ovčinnikov i G.A. Karnauchova (1985). Według S.L. Vendrova (1972) przy wietrze o prędkości $7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ i wysokości fali $0,7\text{ m}$ szybkość ruchu osadów wzdłuż brzegu wynosi $20\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, a maksymalnie $30\text{--}40\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. N.A. Ajbulatov (1966) twierdzi, że w warunkach mórz śródlądowych maksymalne prędkości ruchu piasku sięgają $0,7$ prędkości prądu wzdłużbrzegowego, a akumulacyjne formy o wysokości $0,4\text{--}0,6\text{ m}$, przy szybkości prądu $0,8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, przemieszczają się z prędkością $0,45\text{ m}$ w ciągu godziny. Prędkość przemieszczania czoł łach śródkorytowych dolnej Wisły (prędkość prądu $0,8\text{--}1,0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) wynosi $0,14\text{--}0,33\text{ m}$ na godzinę (Babiński 1992).

Większość prac poświęconych zagadnieniom uziarnienia materiału, znajdującego się w strefie brzegowej, omawia strefę przyboju (Ingle 1966; Komar, Miller 1973; Pawluk 1986, 1990; Racinowski 1984; Baraniecki, Racinowski 1990). Zjawisko sortowania materiału w strefie brzegowej związane jest ze zróżnicowanym ruchem poszczególnych ziarn. Zróżnicowanie to zależy od wielkości ziarn, a dokonuje się w czasie wleczenia ich przez ruch orbitalny wody związany z falowaniem. Prędkość grzbietu fali płytkowodnej jest większa niż odpowiednia prędkość doliny fali (Cornaglia 1891 i Kolb 1958 — vide Scheidegger 1974). Dlatego też siła poruszająca ziarna piasku leżącego na dnie będzie miała tendencję do przenoszenia ich w kierunku ruchu fali na odległość proporcjonalną do różnicy prędkości pomiędzy grzbietem a doliną. W miarę wzrostu głębokości wody różnica ta maleje, ale równocześnie rośnie siła ciężenia, powodując przemieszczenie ziarn ku akwenowi. Można więc w strefie brzegowej — w każdym warunkach falowania — wyróżnić pas, gdzie wszystkie siły działające na ziarna wzajemnie się równoważą. Na zewnątrz od niego ziarna mniejsze wędrują ku akwenowi, a wewnątrz — przeważa ruch ziarn większych ku linii wodnej. Ziarna w obrębie pasa równowagi strefy neutralnej wędrują równoległe do brzegu. W ten sposób osady podlegają sortowaniu. Proces powyższy jest bardzo złożony, a sugestywną próbę jego ilustracji dał między innymi I.C. Ingle (1966).

Skutki morfologiczne oddziaływania fal na brzeg — jako głównego czynnika jego degradacji, oraz obecność prądów przybrzeżnych — jako czynnika transportującego rozmyte osady brzegu macierzystego, można obserwować na prawie każdym odcinku obu brzegów zbiornika Włocławek. Badań nad prądami i ruchem osadów nie prowadzono. Analiza zarysu linii brzegowej akumulacyjnych form brzegowych pozwala określić kierunek wypadkowej falowania wiatrowego i kierunek przeważającego ruchu osadów. Wnikliwa analiza rzeźby platformy przybrzeżnej pozwala z kolei lokalizować szlaki odpływu wód i wynoszenia osadów od brzegu.

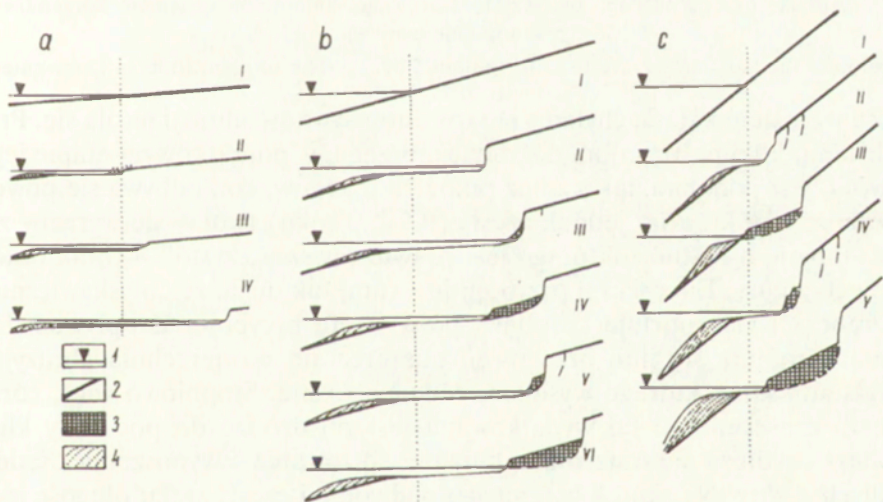
Abrazja jest procesem brzegowym związanym z wodami stojącymi. Polega na niszczeniu (zdzieraniu, zeszkrobywaniu) brzegów lub dna przez ruch falowy i ruch postępowy (prądy) wody oraz wskutek erozyjnego działania materiału mineralnego zawieszonego w wodzie. Sukcesywne zwilżanie i wysychanie powierzchni klifów poprzez rozbryzg fali przyspiesza proces wietrzenia skał budujących brzegi. Produkty degradacji brzegów są przez fale rozkruszane, segregowane i transportowane poza strefę niszczenia. Jest to inaczej erozja falowa lub klifowa. Niektórzy w zakres tego pojęcia włączają egzarację i korazję (Jaroszewski i in. 1985).

Abrazja jest nowym procesem, nie istniejącym w warunkach swobodnie płynącej rzeki. Na jej charakter i intensywność wpływają warunki, w jakich ona zachodzi, a mianowicie: 1) kształt i rozmiary stoków, 2) zarys linii brzegowej, 3) geologia i litologia stoków oraz ich podatność na rozmywanie, 4) głębokość przybrzeżnej części akwenu, 5) ustrój stanów wody, 6) roślinność. Warunki analizowanego zbiornika, poza niewielkimi amplitudami stanów wody, sprzyjają rozwojowi procesu abrazji. Prawie nagle i trwała zmiana bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły spowodowała wyraźne urozmaicenie, rozczłonkowanie linii brzegowej. Na ponad 30-km biegu rzeki zwierciadło ustaliło się powyżej maksymalnych zasięgów wód powodziowych, a więc osiągnęło rzędne będące dotąd poza oddziaływaniem fluwialnych procesów brzegowych. Zalanie położeń niegdyś podnóży, stabilizujących, ochraniających wysokie i strome brzegi, wzmogło niszczenie i rozmywanie brzegów, szczególnie na wypukłościach. Najpierw intensywnie niszczone były brzegi wysokie, o naruszonej strukturze, zwietrzałe. Wzdłuż linii wody było głęboko i dlatego fale bez straty energii po drodze mogły uderzać o klify, zdzierając i splukując osady. Towarzyszył temu proces rozmakania, a nawet rozpuszczania skał. Tak działo się w całym okresie spiętrzania rzeki, kiedy to fale z powodu permanentnego podnoszenia zwierciadła nie zdążyły wytworzyć nawet najdrobniejszego pasma płycizny przybrzeżnej. Brak było wtedy jakiegokolwiek sortowania spadłego z góry materiału. Akumulacja spadłego materiału ma charakter facji obrywowo-osypiskowej o warstwowaniu „spadania”, a nie segregacji falowej. Po zakończeniu spiętrzania rzeki oddziaływanie falowania wiatrowego ustaliło się na określonym horyzoncie nad poziomem morza. Horyzont ten jest mobilny i w każdym przedziale czasowym zależny jest od hydrodynamiki akwenu oraz amplitudy wahań stanów wody.

Za abrazyjny uznaję odcinek brzegu, na którym w dłuższym okresie (rok) ubywa osadów; nadwodna część brzegu cofa się, a górna, przyplażowa część platformy obniża się. Zaliczam tu każdy brzeg, bez względu na wysokość, nachylenie i litologię nadwodnej jego części. Zależnie od morfologii zalanej części doliny i obszaru przyległego można podzielić brzegi zbiornika na: 1) przyglębniowe (stromo, urwiste) i 2) przyplyciznowe (połogie). Jako wymierne kryterium podziału przyjmuje się na ogół kąt nachylenia stoków; stoki

o nachyleniu $>3-4^\circ$ podlegają abrazji, a stoki o nachyleniu $<3^\circ$ podlegają akumulacji (Grave, Šagirova 1960; Lange 1960; Finarov 1974). W badaniach geologiczno-inżynierskich stref brzegowych zbiorników nizinnych w byłym ZSRR uważa się również, że stoki o nachyleniu $<3^\circ$ „z reguły nie podlegają rozmyciu”, czyli abrazji (Ikonnikov 1986b, s. 46). W warunkach zbiornika Włocławek brzegi o nachyleniu $2-3^\circ$ są niszczone, cofają się w dalszym ciągu; inny jest tylko charakter ich degradacji od brzegów wysokich, urwistych.

Przy małych kątach nachylenia stoku (do kilku stopni) niszczenie brzegu odbywa się powoli i „płynnie”. Fale jakby „zlizują” powierzchniową warstwę gruntu, nie powodując niszczeń abrazyjnych — podciosów i obrywów. Tak dzieje się szczególnie wzdłuż brzegów zbudowanych z ilów i glin, a nawet piasków gliniastych. Na tych odcinkach uwidacznia się hamująca rola darni, krzewów i drzew w ich rozmywaniu, degradacji. Z upływem lat, w wyniku cofania się nawet położonego brzegu tworzy się nie wysoki klif o nachyleniu zależnym od budowy geologicznej i litologii; im osad zwięźlejszy, tym klif bardziej stromy (ryc. 18a). Przy silnym falowaniu i średnich stanach wody rozmywana jest każdorazowo cała powierzchnia klifu, a nie tylko jego podstawa, jak jest to w przypadku wysokich brzegów (fot. 8). Ten charakter abrazji obejmuje większość odcinków lewego brzegu oraz nieliczne fragmenty brzegu prawego.



Ryc. 18. Schemat zróżnicowania charakteru i natężenia abrazji brzegów zbiornika przy różnych kątach nachylenia stoku

Wielkość nachylenia stoku: a — kilku stopni — abrazja mała, b — kilkunastu stopni — abrazja średnia, c — kilkadziesiąt stopni — abrazja duża; I—VI — etapy degradacji części nadwodnej i agradacji części podwodnej; 1 — średni poziom zwierciadła wody, 2 — pierwotny zarys stoku, 3 — koluwia, 4 — aluwia

Scheme of differentiation of the character and intensity of the reservoir banks abrasion with different angle of inclination

Value of slope inclination: a — several degree — slight abrasion, b — a dozen or so degrees — mean abrasion, c — dozens of degrees — strong abrasion; I—VI — stage of degradation of above-water part and agradation of underwater part; 1 — mean water level, 2 — original outline of slope, 3 — colluvia, 4 — alluvia



Fot. 8. Abrazja brzegu niskiego piaszczysto-żwirowego, hamowana systemem korzeniowym roślin w Dobiegniewie

Abrasion of the low sandy-gravelly bank, inhibited by a system of plant roots in Dobiegniewo

Ze wzrostem kąta nachylenia stoków intensywność abrazji nasila się. Przy nachyleniu kilkunastu stopni degradacja brzegu, w początkowym etapie jego rozwoju, jest podobna, jak wzdłuż połączonych brzegów, tzn. odbywa się powoli i „płynnie”. W krótkim jednak czasie (0,5–1,0 roku) tworzy się wyraźny załom, stopień, u podnóża którego jest prawie zawsze „czysto” — brak osadu spadłego z góry. Energia fal przyboju jest tutaj tak duża, że „błyskawicznie” rozdrabnia i transportuje „urobek” poza strefę przyboju. Z upływem lat, w miarę cofania się linii brzegowej, poszerza się powierzchnia abrazyjna u podstawy klifu, którego wysokość również rośnie. Stopniowo więc, coraz większa część energii fal wydatkowana jest po drodze do podstawy klifu i dlatego wydłuża się czas rozdrabniania, sortowania i wynoszenia osadów spadłych z góry. Na skutek cofania się nadwodnej części stoku długość jego maleje, a średni kąt nachylenia rośnie, i dlatego stoki w nadwodnej swej części stają się mniej stabilne. Wzdłuż klifów tworzą się coraz większe obrywy i osypy utworów luźnych. Masy koluwalne tracąc „oparcie”, u podstawy stoków ożywiają się oraz powstają nowe osuwiska. Stopniowo więc brzegi niskie przekształcają się w wysokie, gdyż w całym okresie oddziaływania fal (bez lodu) hydrodynamiczna praca akwenu nie jest w stanie rozmyć dostarczonych ze stoku do linii wodnej mas gruntu. Taki odcinek brzegu zaczyna wtedy rozwijać się cyklicznie, tak jak brzegi wysokie od początku spiętrzenia rzeki (ryc. 18b, fot. 9).



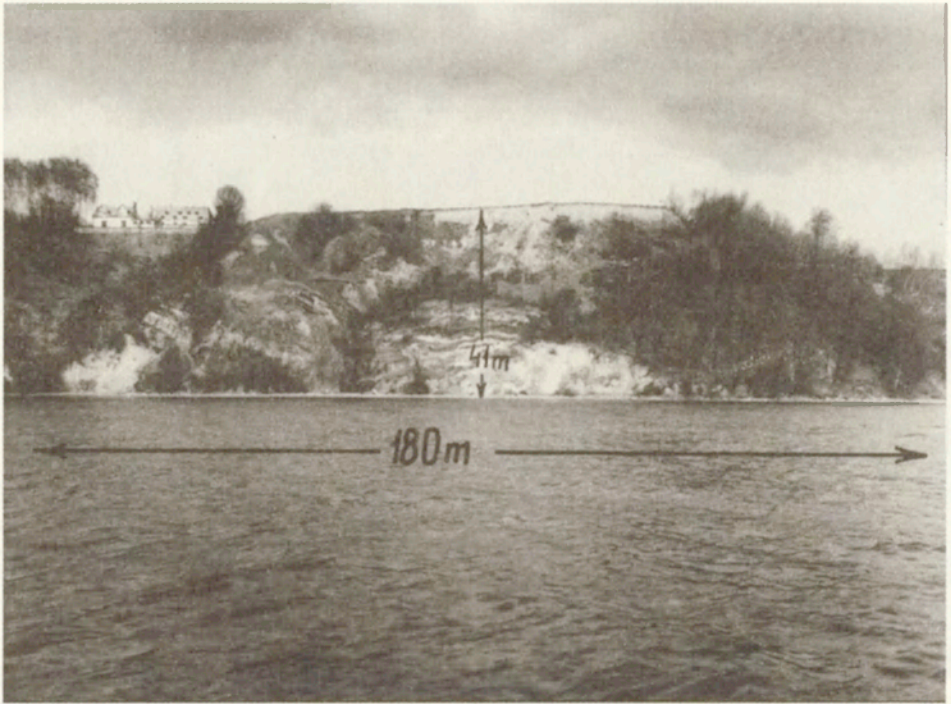
Fot. 9. Abrazyjny brzeg w Glewie (km 668,6), rozwijający się początkowo w deluwiałach, a obecnie w glinie żwałowej. Cofnął się 27 m

Abrasive bank in Glewo (km 668.6), developing at first in deluvia and now in boulder clay. It had backed off of 27 m

15 IX 1988

Wzdłuż stoków stromych ($20\text{--}50^\circ$) fale uderzają całą swą energią o brzeg. Głębokości przybrzeża są wystarczająco duże, aby nie następowało załamwanie fal ($H > 0,6\lambda$) i wydatkowanie energii po drodze. Strefa potoku przyboju ($H < 0,6\lambda$) jest tu początkowo bardzo wąska i dlatego degradacja brzegu postępuje bardzo szybko. W krótkim czasie brzegi o tak dużym nachyleniu, przeważnie wysokie, tracą stateczność na skutek podmywania ich podstawy. Po wstępnym etapie dezintegracji stoku w postaci systemu szczelin, powstają — prawie w jednorazowym akcie — obrywy i osypy luźnego materiału. Linia brzegowa przesuwa się ku akwenowi (ryc. 18c). Rozpoczyna się na tym odcinku brzegu etap intensywnego rozmywu koluwiów. Trwa on tym dłużej im większa jest objętość mas ziemnych przemieszczonych do podstawy (usypisk). Wzdłuż klifów sięgających wysoczyzny morenowej trwa on kilka lat. Rozwój takich odcinków brzegu odbywa się cyklicznie, według schematu: abrazyjne podcięcie brzegu macierzystego — obryw (osyp) — abrazyjny rozmyw koluwiów — i kolejne podcięcie brzegu... (fot. 10).

Niezależnie od niszczenia brzegów w procesie abrazyj w makroskali — co można nawet obserwować bez pomiarów — odbywa się ich permanentna degradacja w mezo- i mikroskali powodowana wietrzeniem, odpadaniem, splukiwaniem i wywiewaniem. Udział ich nie jest przestrzennie równomierny;



Fot. 10. Abrazyjny brzeg obrywowo-osypiskowy w Dobrzyniu (km 660,4), rozwijający się cyklicznie w utworach miocenijskich i czwartorzędowych

Abrasive earthfall-earthslide bank in Dobrzyń (km 660.4), developing in cycles in the Miocene and Quaternary deposits

9 IV 1992

zdecydowanie większy na prawym aniżeli lewym brzegu. Znaczący, dostrzegalny jest w obrębie wysokich klifów, gdzie wywiewanie drobnych cząstek jest powszechne. Pomiar i obserwacje w ich sąsiedztwie, przy wietrze powyżej $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ wzdłuż osi zbiornika, są utrudnione z uwagi na duże zapylenie powietrza. Powyżej krawędzi klifów, na dani zalega nie rozległa powłoka drobnych (pylastych) cząstek mineralnych o miąższości do kilku, a lokalnie do kilkunastu centymetrów. Proces ten jest szczególnie intensywny wzdłuż świeżych osypisk pyłów i piasków burowęglowych miocenijskich. Wietrzenie i odpadanie jest wszechobecne na klifach. Zwilżanie klifów opadami i rozbrzygnięciem potoku przyboju oraz ich wysychanie walenie ułatwiają dezintegrację brzegu macierzystego, jak również poszczególnych pakietów mas koluwalnych. Wydaje się, że zimą wietrzenie mrozowe nasila proces odpadania wzdłuż stromych, świeżych klifów, niezależnie od ich wysokości. W okresie tym, podczas długotrwałego zalegania zwartej pokrywy lodowej tworzą się niewielkie przyzmy, a nawet stożki usypiskowe na lodzie u podnóża klifów. Po zejściu zjawisk lodowych formy te są szybko unicestwiane w procesie abrazyj. Spłukiwanie ze stoków doliny po spiętrzeniu rzeki wyraźnie spadło. Upřednio były one, z małymi wyjątkami, użytkowane rolniczo, jako rola,

sady, ogrody i pastwiska. Obecnie, po ich wykupieniu przez użytkownika stopnia wodnego „Włocławek”, są to w głównej mierze nieużytki, porośnięte trawą, krzewami i drzewami. Z obszarów tych spłukiwanie — wyносzenie materii do linii brzegowej — jest znikome; większe ze stoków objętych aktywnymi ruchami masowymi, a prawie żadne z powierzchni nie objętych tymi procesami. Abrazja nadwodnej części brzegu intensyfikuje lokalnie, w krótkich okresach, omówione wyżej procesy egzogeniczne w tej strefie. Procesy te jednak, jako samoistne, niezależne od abrazji, nie odgrywają zauważalnej, znaczącej roli na rozważanym etapie ewolucji strefy brzegowej zbiornika. Inni, omawiając problem przekształcenia brzegów po spiętrzeniu rzek w różnych strefach klimatyczno-roślinnych, słusznie uważają, że abrazja jest w najściślejszym związku z wietrzeniem, rozmakaniem i rozpuszczaniem skał brzegu macierzystego (Kačugin, 1975; Pečerkin i in. 1980; Ikonnikov 1986b).

Abrazja falowania wiatrowego jest podstawowym, wiodącym procesem brzegowym na nowo powstałych zbiornikach wodnych. Jest on dotychczas najbardziej poznany. Wypracowano już wiele metod jego prognozowania (Širokov 1984; Finarov 1986; Ikonnikov 1981, 1986c; Proboks, Ciematnieks 1990). W całym dotychczasowym okresie eksploatacji zbiornika Włocławek abrazja była i jest wiodącym, niszczącym procesem brzegowym. W 1989 r. obejmowała około 70% linii brzegowej odkrytego akwenu (nie licząc zatok). Podstawowymi, prostymi wskaźnikami charakteru i natężenia procesu abrazji są: 1) cofanie się górnych krawędzi klifów — wskaźnik liniowy (I); 2) objętość rozmytych skał z 1 m bieżącego brzegu — wskaźnik objętościowy (Q). Wyściową czynnością w badaniu tego procesu powinno być określenie elementów profilu poprzecznego strefy brzegowej. Niezbędne jest poznanie geologii brzegu, parametrów platformy przybrzeżnej i głębokości nad jej krawędzią oraz hydrodynamiki akwenu. Hydrodynamika akwenu jest wiodącym czynnikiem sprawczym całego procesu przekształcenia strefy brzegowej.

4.3. RUCHY MASOWE (OSUWISKOWE)

W wyniku spiętrzenia rzeki następuje zachwianie dynamicznej równowagi stoków doliny i ożywienie — intensyfikacja istniejących mas koluwalnych oraz powstanie nowych form ruchów masowych. Tak dzieje się na skutek:

- 1) zmiany cech masywu gruntowego poprzez podniesienie zwierciadła wód podziemnych w strefie stoków doliny;
- 2) odciążenia masywu gruntowego poprzez zalanie — zatopienie podstawy stoków (czoł osuwisk);
- 3) częstszych zmian ciśnienia hydrodynamicznego wód podziemnych z powodu częstszych wahań zwierciadła wód nowo powstałego akwenu;
- 4) podcinania — cofania się klifów i wzrostu średniego nachylenia stoków subaeralnych.

Po pewnym czasie, zróżnicowanym dla każdego zbiornika, następuje dostosowanie się masywu gruntowego stoków i całej strefy brzegowej do

nowych warunków hydrologicznych. Przejawem tego stanu jest zauważalny spadek dynamiki mas koluwalnych. W przypadku zbiornika Włocławek nastąpiło to na początku drugiego dziesięciolecia jego eksploatacji. Obecnie wiodącym czynnikiem destabilizacji brzegów (stoków) jest abrazja falowania wiatrowego, powodująca podcinanie i cofanie się klifów. E.P. Emelianova (1972) słusznie twierdzi, że jest to główna przyczyna naruszenia równowagi stoków (zachwianie równowagi między naprężeniami w stoku a spójnością skał) nie tylko w warunkach spiętrzenia rzeki. Inne przyczyny początkowego ożywienia procesu ruchów masowych uległy „neutralizacji” — wróciły do pierwotnego (wyjściowego) stanu. Wielokrotnie mniejsze amplitudy wahań stanów wody Wisły po spiętrzeniu wyeliminowały na tym zbiorniku ujemny wpływ ciśnienia hydrodynamicznego wód podziemnych. Obecny stan rozwoju procesów geodynamicznych na brzegach zbiornika może ulec zachwianiu w wypadku wyraźnych zmian gospodarowania wodą na stopniu wodnym (wzrost częstości i amplitudy stanów wody), wystąpienia ekstremalnie wysokich opadów oraz dużych i częstych amplitud temperatury.

Przyczyny rozwoju ruchów masowych na tym obszarze oraz ich dynamikę przed i po spiętrzeniu Wisły przedstawiono w opracowaniach wcześniejszych (Banach 1973, 1977, 1985). Poniżej nawiązuje się do tych procesów, typowych dla stoków subaeralnych, tylko w zakresie ich wpływu na deformacje strefy brzegowej. Koluwia, różnego wieku, stanowią 61,6% całkowitej długości prawego brzegu; w tym koluwia stale lub okresowo czynnych osuwisk wynosi obecnie 31,7% (14,5 km).

Klify wysokie rozwijają się cyklicznie według schematu: obryw — abrazyjne rozmywanie spadłych mas przez potok przyboju — podcięcie podstawy klifu — kolejny obryw. Im wyższy klif, tym dłuższy okres trwania cyklu. Wysokość klifów wzrasta w miarę postępu abrazji. Rozwój strefy brzegowej na takich odcinkach, gdzie przemieszczanie mas ziemnych ku bazie denudacyjno-abrazyjnej odbywa się bez wyraźnych powierzchni poślizgu (obrywy i osypy), zilustrowano na rycinie 18 b i c oraz omówiono w rozdziale poprzednim. Na odcinkach tych zachodzą okresowe, nagłe przemieszczenia linii brzegowej ku akwenowi i potem powolne cofanie się jej w miarę postępów abrazji. Ruchy masowe typu zsuwów, zerw, złazisk i spływów, rozwijające się na stokach, w których profilach występują łąki, miały i mają decydujący wpływ na morfologię prawego zbocza doliny Wisły na badanym odcinku. W morfodynamice strefy brzegowej zbiornika odgrywają rolę marginalną, punktową. Morfotwórczą rolę spełniają tu głównie zsuwy — osuwiska właściwe, stale czynne, przemieszczające się wzdłuż określonych powierzchni ścięcia, a występujące w osiach synklin miocenijskich. Wpływ ten przejawia się w postaci: 1) spychania linii brzegowej ku akwenowi; 2) podnoszenia górnej części platformy; 3) okresowej zmiany procesu brzegowego. Proces deformacji strefy brzegowej przez osuwiska stale czynne zilustrowano na rycinach 19 i 20 oraz fotografiach 11–13.

Po zakończeniu spiętrzenia rzeki osuwiskom towarzyszy lekkie wgłębienie



Fot. 11. Wypukłość linii brzegowej wzdłuż stale czynnego osuwiska w Kamienicy (km 659,6). Linia przerywana oznacza zarys osuwiska oraz uskoki z 1972 r. Oznaczenia strzałek — ryc. 19; Ak — forma akumulacyjna (odsyp)

Convexity of the coastline along the constantly active landslide in Kamienica (km 659.6). The dashed line marks the landslide outline and a the slope fault from 1972. Marking of arrows — fig. 19; Ak — accumulative form (lateral sand bar)

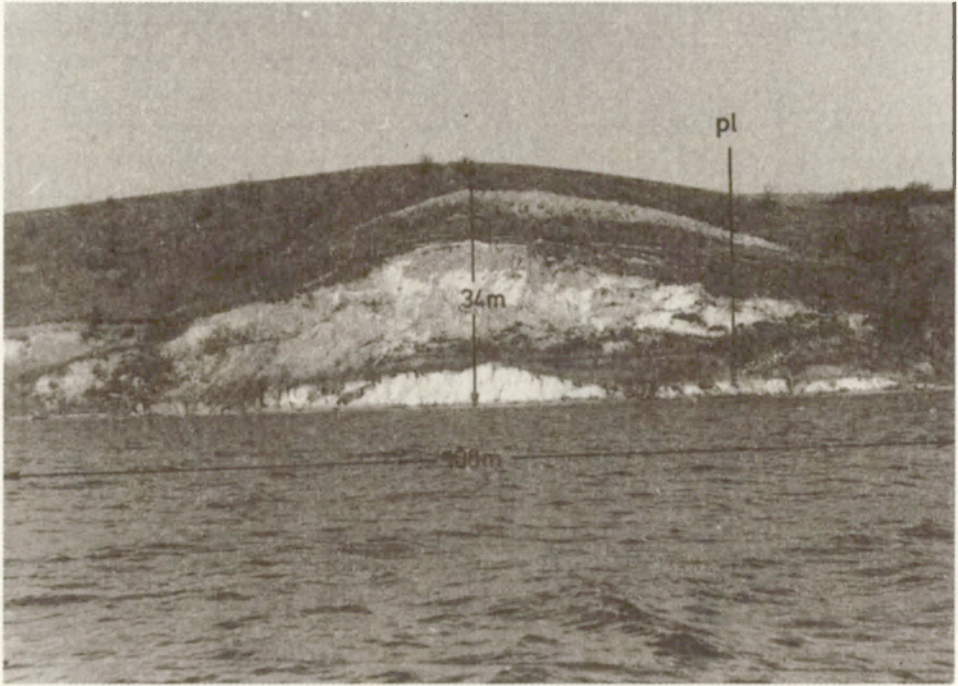
19 V 1993



Fot. 12. Permanentna przewaga procesów stokowych nad brzegowymi w Bachorzewie (km 665,2) — czoło osuwiska tworzy wypukłość linii brzegowej. Porównaj z ryc. 20a

Permanent predominance of the slope processes over the bank processes in Bachorzewo (km 665.2) — the landslide front forms a convexity of the coastline. Compare with fig. 20a

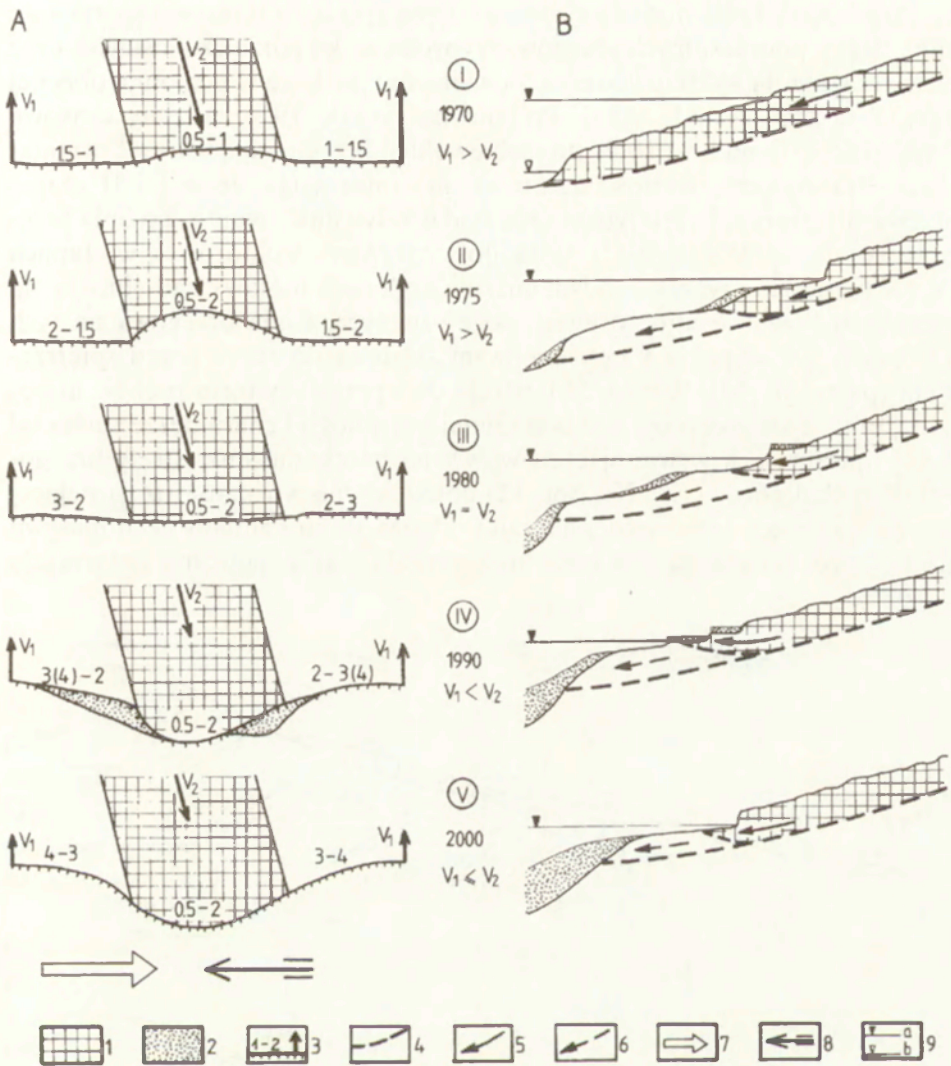
28 II 1989



Fot. 13. Abrazyjny wysoki brzeg w Glewie (km 667,6), objęty ruchami masowymi typu zerw od 1980 r.; pl — platforma wyniesiona rotacyjnie przez zerwę o 1,6 m ponad zwierciadło wody. Porównaj z ryc. 20b

Abrasive, high bank in Glewo (km 667.6), underwent the mass movements of slumps type from 1980; pl — a platform brought up by a slump of 1,6 m over the water table. Compare with fig. 20b
28 II 1989

linii brzegowej lub wyraźne zmniejszenie wcześniejszych wypukłości. Wysokość brzegu (klifu) jest na ogół mniejsza od wysokości brzegów nie objętych osuwiskami. Na skutek naruszonej struktury koluwia podlegają intensywnej abrazji i pomimo ich ruchu ku akwenowi linia brzegowa cofa się, a wklęsłość się pogłębia. W wyniku splanowania strefy brzegowej na skutek intensywnej abrazji w sąsiedztwie, linia brzegowa po pewnym czasie zaczyna postępować ku przodowi i na wysokości stale czynnych osuwisk tworzy się wypukłość, która z czasem powiększa się do stanu dynamicznej równowagi z deformacją wysokich brzegów klifowych w sąsiedztwie. W cieniu wypukłości linii brzegowej powstają z czasem formy akumulacyjne — odsypy piaszczyste (fot. 11). Powierzchnia tych form i zarys ich linii brzegowej podlegają częstym zmianom. W miarę postępu abrazji formy te kurczą się i są miejscami unicestwiane, rozmywane. W sprzyjających warunkach mogą pojawiać się ponownie. Odkłute od masywu *in situ* koluwia ulegają w czasie ruchu ku bazie abrazyjno-denudacyjnej, wzdłuż określanych płaszczyzn, pewnemu obrotowi i wypychaniu ku górze (ryc. 19). Przemawiają za tym zapadające ku stokowi warstwy w klifach różnowiekowych koluwiów oraz podniesione ponad średni



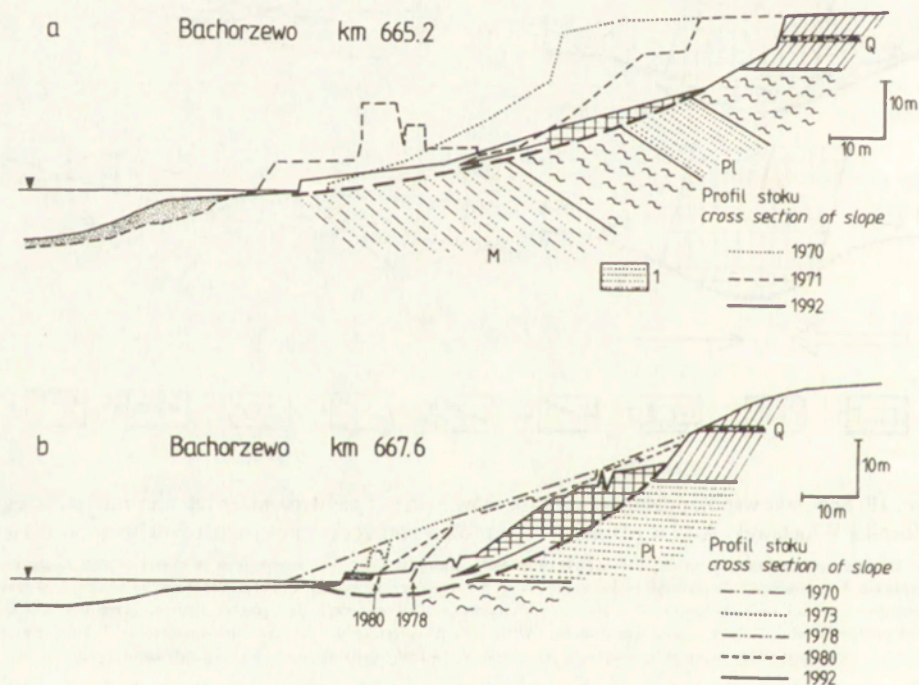
Ryc. 19. Schemat współdziałania procesów hydro- i geodynamicznych na prawym brzegu zbiornika Włocławek: A — w planie, B — w profilu poprzecznym w osiach synklin mioceńskich

1 — koluwia osuwisk stale czynnych, 2 — aluwia, 3 — zarys krawędzi klifu, jego wysokość w m oraz kierunek i natężenie cofania się, 4 — powierzchnia poślizgu (ścięcia) koluwiów, 5 — pomierzony kierunek i natężenie ruchu koluwiów, 6 — prawdopodobny kierunek ruchu koluwiów, 7 — dominujący kierunek wiatru oraz wzdłużbrzegowego strumienia osadów, 8 — kierunek przepływu wód Wisły, 9 — średni poziom wód Wisły: a — po spiętrzeniu, b — przed spiętrzeniem; I—V kolejne etapy ewolucji strefy brzegowej; natężenie procesów: V_1 — hydrodynamicznych, V_2 — geodynamicznych

Scheme of cooperation of the hydro- and geodynamical processes on the right bank of the Włocławek reservoir: A — in the plan, B — in the cross section in axes of the Miocene synclines

1 — colluvia of constantly active landslides, 2 — alluvia, 3 — outline of cliff edge, its height in m and direction and intensity of backing off, 4 — colluvia shear surface, 5 — measured direction and intensity of colluvia movements, 6 — probable direction of colluvia movement, 7 — dominant wind direction and direction of the longshore drift, 8 — direction of the Vistula river floe, 9 — mean Vistula water level: a — after damming, b — before damming; I—V successive stages of evolution; intensity of processes: V_1 — hydrodynamic, V_2 — geodynamic

horyzont zwierciadła wód aluwia zbiornikowe (plaże). Okresowo spotyka się kilka stopni podniesionych aluwiów. Wypychanie ku górze czoł osuwisk oraz plaż wskazuje na wyklinowanie się powierzchni poślizgu w poziomie obecnej bazy abrazyjno-denudacyjnej. Podane na rycinie 19 przedziały czasowe i wysokość klifu na kolejnych etapach ewolucji brzegu mają wartość orientacyjną. Bezwzględna wartość natomiast ma informacja, że w I i II etapie przeważały procesy hydrodynamiczne nad geodynamicznymi — bo linia brzegowa cofała się. W etapie III nastąpiło wyrównanie wektorów, a w etapach IV i V przeważa czynnik geodynamiczny, czyli ruch masowy nad abrazją, na odcinkach brzegu wzdłuż osuwisk stale czynnych. Linia brzegowa na tych odcinkach jest wypukła i zarysem swym zbliżona do stanu przed spiętrzeniem (patrz ryc. 40). Rycina 20 ilustruje dwa przykłady form ruchów masowych, prawie stale czynnych, o odmiennej morfologii i charakterze ruchu od wyżej opisanych, a wywierających wpływ na przekształcenie strefy brzegowej. Przykład górny (ryc. 20a, fot. 12) obrazuje dalszy rozwój już istniejącej formy. Na skutek intensywnej abrazyji podnóża stoku i zmiany cech masywu gruntowego, po spiętrzeniu rzeki następowała ciągła, powolna deformacja



Ryc. 20. Współdziałanie procesów hydro- i geodynamicznych poza osiami synklin mioceńskich przy udziale iltów w profilu zbocza: a — znacznym, b — znikomym

1 — pyły plioceńskie. Inne objaśnienia patrz ryc. 3 i 19

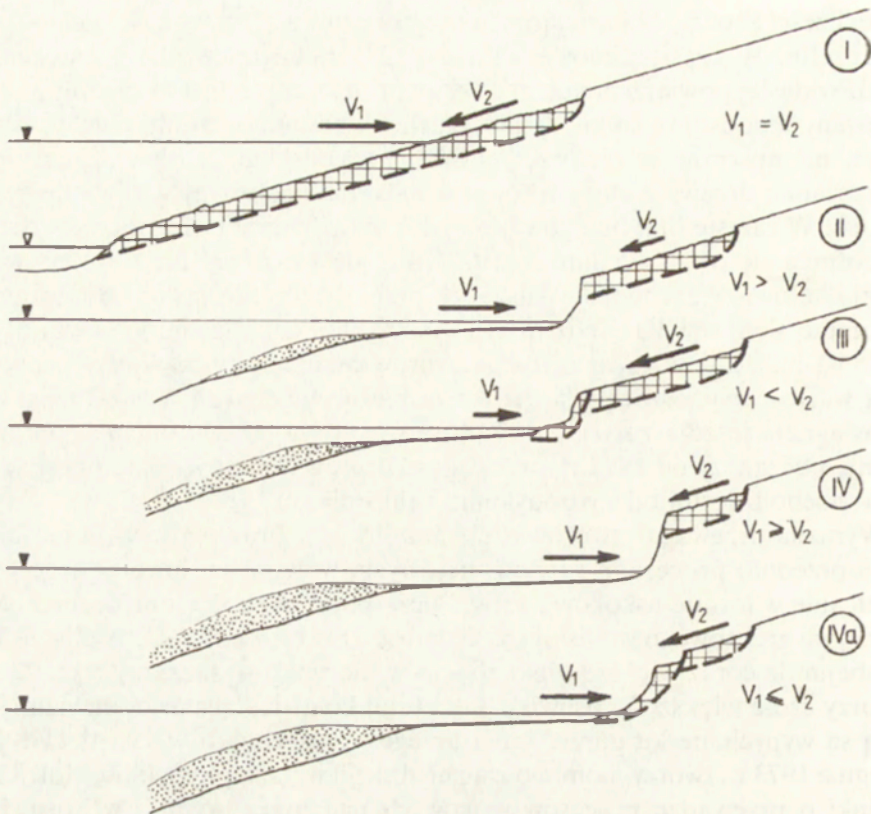
Cooperation of hydro- and geodynamic processes out of axes of the Miocene synclines with participation of clays in slope profile: a — significant, b — insignificant

1 — Pliocene dusts. Other explanations see fig. 3 and 19

górnjej części zbocza, objawiająca się przyrostem ilości, szerokości i głębokości szczelin. W czasie zimowej odwilży 1971 r. nagłemu przemieszczeniu wzdłuż wklęsłej powierzchni uległ odkluty już uprzednio masyw ziemny i zdeponowany u podstawy stoku. Jednorazowemu przemieszczeniu uległo około 25 tys. m³ utworów czwartorzędowych i neogeńskich, bez wyraźnego ich wymieszania; drzewa z alei parkowej w dalszym ciągu rosły w równoległych rzędach. W zarysie linii brzegowej powstał wyraźny cypel. Krawędź wysoczyzny cofnęła się o 25 m (Banach 1977). Prawie równocześnie z intensywną abrazją koluwiów zachodziło dalsze ich przemieszczanie w dół i wydłużanie — cofanie się niszy. Krawędź niszy (wysoczyzny) cofnęła się do chwili obecnej o 41 m, a kubatura rozmytych utworów osiągnęła tu najwyższą zanotowaną wartość, wynoszącą 685 m³ z 1 m bieżącego brzegu. Linia brzegowa nie osiągnęła jeszcze zarysu z 1970 r., a więc trwa na tym odcinku permanentna, począwszy od 1971 r., przewaga procesów stokowych nad brzegowymi — pochodzącymi od hydrodynamiki zbiornika.

Wyraźna przewaga utworów niekohezyjnych w profilu zbocza, nie objętego uprzednio procesami ruchów masowych, wpływa na powolne jego odkształcanie w formie uskoków i zerw. Początkowo obejmują one drobne bloki masywu gruntowego w bliskim sąsiedztwie krawędzi klifu. Z czasem zasięg ich obejmuje coraz większe bloki zbocza w kierunku wysoczyzny (ryc. 20b). Jak przy czole większości osuwisk, tak i tutaj koluwia, łącznie z aluwiami — plażą są wypychane ku górze. Linia brzegowa, oscylująca w sąsiedztwie jej zasięgu z 1973 r., tworzy, pomimo ciągłej abrazji, wyraźną wypukłość (fot. 13). Odcinki o przewadze procesów stokowych nad brzegowymi, czyli osuwisk nad abrazją, stanowią w sumie 1,9% (0,9 km) długości prawego brzegu. Na lewym brzegu zjawiska takie nie występują.

Drobne osuwiska oraz formy większe, ale płytkie, okresowo czynne — dominujące pośród form ruchów masowych, nie mają widocznego wpływu na deformacje strefy brzegowej. W okresach normalnego uwilgotnienia u czoł tych osuwisk jest „czysto”, a powierzchnia poślizgu wielu z nich jest zawieszona w stosunku do podstawy klifu. Tak dzieje się na skutek przewagi abrazji — cofania brzegu nad dostawą ze stoku. W okresach zwiększonego uwilgotnienia (roztopy, długotrwałe opady, zima) formy te ożywiając się schodzą po stromych klifach ku podstawie, na platformę przybrzeżną. W przypadkach znacznego udziału w koluwiach ilów powstają formy wachlarzowate, które przez analogię z lodospadem nazwać można „koluwiospadem”. Formy te okresowo spychają linię brzegową ku akwenowi, stając się równocześnie źródłem zasilania wzdłużbrzegowego strumienia osadów. Koluwiospady nie są formami trwałymi i mogą być okresowo rozmywane całkowicie przez potok przyboju. W miarę cofania się brzegu i wzrostu wysokości klifu tworzą się zerwy, zwarte, o nienaruszonej strukturze bloki gruntu, przemieszczone w dół wzdłuż określonej powierzchni ścięcia (ryc. 21). Warunkiem zaistnienia rozwoju osuwisk zawieszonych i koluwiospadów jest obecność utworów mniej kohezyjnych w podłożu, a bardziej spójnych na powierzchni.



Ryc. 21. Schemat powstawania osuwisk zawieszonych i koluwiospadów

Objaśnienia w tekście i na ryc. 19

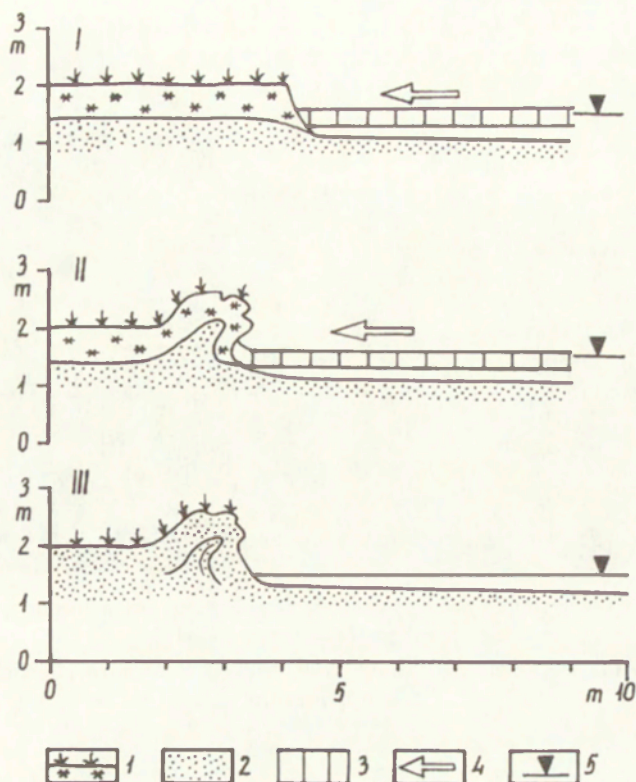
Scheme of origination of suspended landslides and colluviofalls

Exploanations in the text and in fig. 19

4.4. EGZARACJA

Egzaracja, czyli erozja lodowa, jest to zespół procesów niszczących, zachodzących głównie na brzegach rzek i wód stojących pod wpływem ruchu zwartej pokrywy lodowej lub kier. Ruch lodu może być spowodowany zmianami jego temperatury, ruchem wody i oddziaływaniem wiatru. W zakres tego pojęcia wchodzi również odrywanie od podłoża przymarznętego do lodu gruntu i przenoszenie go w inne miejsce (Banach 1988).

Powszechnie znane jest niszczące oddziaływanie kry na wypukłych brzegach w okresie pochodu lodów na rzekach. Głównym czynnikiem decydującym o skali zniszczeń jest prędkość przepływu i grubość pokrywy lodowej. Dodatkowym czynnikiem zwiększającym ten proces jest wiatr, który w przypadku rozleglejszych akwenów może mieć decydującą rolę w parciu pokrywy lodowej na brzegi i powstawaniu spiętrzeń (Giriutowicz 1975). Prawie co-rocennie, ale z zróżnicowanym natężeniem, stwierdza się na zbiorniku Włocławek niszczenie brzegów przez pokrywę lodową. Można wyróżnić dwa



Ryc. 22. Schemat tworzenia się egzarycyjnych wałów wzdłuż niskich brzegów zbiornika Włocławek

1 — przemarznięta darni i przypowierzchniowa warstwa gruntu, 2 — grunt nie przemarznięty, 3 — pokrywa lodowa, 4 — kierunek parcia pokrywy lodowej, 5 — średni stan zwierciadła wody; I—III etapy powstawania wałów brzegowych

Scheme of plucking dikes forming along the low banks of the Włocławek reservoir

1 — frozen turf and the near-surface layer of soil, 2 — notfrozen ground, 3 — ice cover, 4 — direction of the ice cover pressure, 5 — mean water level; I—III stages of bank dikes forming

odmienne, rozbieżne w czasie sposoby przebiegu tego procesu oraz jego morfologiczne skutki: termiczne i mechaniczne oddziaływanie lodu na brzegi. Jeżeli zbiornik zamrznie przy spokojnej wodzie (bez falowania), a wahania poziomu zwierciadła są niewielkie, wtedy podczas wyżowej pogody, której towarzyszą znaczne różnice temperatury w ciągu doby, pokrywa lodowa — rozszerzając się i kurcząc — prze na brzegi u ich podstawy, przeważnie prostopadle do linii brzegowej. W wyniku parcia lodu na przemarznięte od powierzchni brzegi tworzy się wał egzarycyjny o wysokości kilkudziesięciu centymetrów i szerokości do 1,3 (1,5) m, otulony darnią (ryc. 22). W wielu miejscach darni wciśnięta jest w podstawę wału (fot. 14, 15). Proces ten, zachodzący powoli, prawie niezauważalnie, oddziałuje na wszystkie brzegi, ale szczególnie na abrazyjne niskie (do 1 m wysokości), niezależnie od ich ukształtowania. W procesie tym podlegają niszczeniu również krzewy i drzewa — na skutek „podcięcia” ich systemów korzeniowych. Lokalnie



Fot. 14. Abrazyjny brzeg zapory bocznej w Modzerowie spiętrzony w formie wału egzaracyjnego przez napór pokrywy lodowej
Abrasive bank of the lateral dam in Modzerowo, banked in form of plucking dike by the ice cover pressure
15 IV 1986



Fot. 15. Egzaracja brzegu akumulacyjnego w Dobiegniewie
Plucking of the accumulative bank in Dobiegniewo
8 I 1991

napór pokrywy lodowej ścina płyty powierzchniowej, przemarzniętej warstwy odsypów piaszczystych, przesuwając je i podnosząc nieco ku górze. Deformacje te zablźniają się jednak szybko. Proces deformacji brzegu przez pokrywę lodową jest szczególnie silny, jego morfologiczne skutki są widoczne po długotrwałym okresie mroźnej pogody i małych wahaniami stanów wody. Wydaje się, iż przemarznięcie gruntu ponad zwierciadłem wody oraz powolność procesu parcia lodu są bardzo ważne w powstawaniu wałów. Permanentna niestabilność stanów wody na zbiorniku, mimo niewielkich dobowych amplitud (około 19 cm), powoduje pęknięcie pokrywy lodowej, szczególnie w strefie przybrzeżnej. Nad płycizną tworzą się szczeliny, przebiegiem zbliżone do zarysu linii brzegowej. Woda zamarzając w szczelinach powiększa rozmiary pokrywy lodowej i morfologiczny efekt parcia lodu. Maksymalne przesunięcia linii brzegowej sięgają 0,8 m w sezonie zimowym i towarzyszą klifom do wysokości 0,5 m, piaszczystym, zadarnionym. Jest to jednak proces epizodyczny, nie powtarzający się w takiej skali corocznie. Wyżej opisane morfologiczne skutki parcia lodu na brzegi, to sumaryczny efekt permanentnej mobilności stanów wody, zamarzania wody w szczelinach oraz *sensu stricto* termicznej rozszerzalności pokrywy lodowej.

Mechaniczne oddziaływanie lodu na brzegi zachodzi w okresie ruchu kry lodowej, zarówno w czasie stawania rzeki jak i jej ruszania. Następuje wtedy spiętrzenie kier na wypukłościach brzegu oraz łukach zakoli. Charakter spiętrzeń (ich wielkość i struktura) jest uwarunkowany wielkością i grubością kier oraz prędkością ich płynięcia. Prędkość i kierunek wiatru odgrywa tu rolę w przestrzennym zróżnicowaniu spiętrzeń oraz niszczenia brzegu. Stan wody wyznacza horyzont oddziaływania kier na brzeg. Niszczące oddziaływanie lodu polega w tym wypadku na ścinaniu krawędzi brzegu i spychaniu całych pakietów gruntu „na ląd”, miejscami na kilka metrów powyżej linii wodnej. Wypadkowa sił napierających jest skierowana na ogół ukośnie do linii brzegowej. Na najwyższych rzędnych i najintensywniej proces ten przebiegał w styczniu 1982 r., w czasie nadpiętrzeń zatorowych (Grześ, Banach 1983). Ślady oddziaływania lodu na brzeg widoczne są w wielu miejscach po kilku latach (fot. 16, 17). Generalnie jest to zjawisko lokalne, punktowe, w odróżnieniu od formy wałowej, wszechobecnej, będącej rezultatem termicznej rozszerzalności lodu.

Wyżej przedstawione dwa sposoby degradującego oddziaływania lodu na brzeg zachodzą tylko wtedy, gdy zbiornik zamarza przy spokojnej wodzie. Jeżeli natomiast zamarza podczas wzmożonego falowania, wtedy brzegi pokrywają się warstwą lodową z rozbryzgu fali przybojowej i tworzy się wzdłuż nich stopa lodowa, zbudowana z lodu i piasku miotanego falą. Grubość stopy lodowej sięga 50–70 cm, a szerokość 1,5–3 m (fot. 18). Wyróżnia się ona w morfologii strefy brzegowej, aż do zejścia zjawisk lodowych — w przypadku ich ciągłości. Stopa lodowa może powstać na skutek wahań stanów wody i przymarzania lodu do dna oraz narastania jego grubości podczas kolejnych przyrostów stanów. Tworzy się wtedy na granicy stopy



Fot. 16. Egzaracja brzegu w Brwilnie Górnym na skutek naporu kier lodowych
Plucking of the bank in Brwilno Górne in consequence of the ice floes pressure
 20 I 1982



Fot. 17. Okresowe deformacje brzegu i platformy przybrzeżnej przez napór oraz zaleganie
torosów lodowych w Wistce Szlacheckiej
Periodical deformations of the banks and the coastal platform by pressure and deposition
of ice hummocks in Wistka Szlachecka
 19 II 1982



Fot. 18. Stopa lodowa wzdłuż niskiego brzegu w Dobiegniewie, chroniąca go przed naporem pokrywy lodowej

Ice foot along the low bank in Dobiegniewo, protecting it from the ice cover pressure
14 XII 1981

lodowej szczelina brzeżna, która wyznacza zimowy zasięg linii brzegowej. W przypadku utworzenia się stopy lodowej brzeg macierzysty jest osłonięty od destrukcyjnego oddziaływania pokrywy lodowej.

Lody, spychając brzeg frontalnie lub zdzierając tylko wierzchnią jego warstwę, wykonują wstępną, przygotowawczą pracę w całym procesie cofania się brzegów, gdyż odkłuty grunt pozostaje na ogół powyżej linii wody. Dopiero abrazyjne oddziaływanie fal, mające ułatwioną pracę jest w stanie ostatecznie brzeg zniszczyć, usunąć, tzn. rozmyć, posegregować osady i odtransportować je poza strefę wstępnej depozycji. Próbę ilościowego ujęcia mechanizmu procesu termicznego oddziaływania lodu na brzegi podjął P. Gierszewski (1988).

Omówiony wyżej proces deformacji brzegu macierzystego przez pokrywę lodową nie jest charakterystycznym zjawiskiem na zaporowych zbiornikach wodnych umiarkowanej strefy klimatycznej. W strefie tej na ogół w okresie trwania zjawisk lodowych spada zasilanie ze zlewni, a to powoduje obniżanie się lustra wody w zbiorniku, ponieważ jej zużycie na stopniu przewyższa dopływ aż do nastania roztopów. Proces parcia lodu na brzegi zachodzi, ale na obniżających się ciągle horyzontach. Procesowi temu podlega platforma przybrzeżna, a nawet jej skarpa (Ikonnikov 1972, 1981). Deformacje plat-

formy są „nieznaczące”, zblizniają się ze wzrostem zwierciadła wody. Brzeg macierzysty jest poza zasięgiem tego procesu. Wyżej omówiony proces egzacji brzegu jest charakterystyczny na zbiornikach o ciągłych, ale nieznacznych (poniżej 0,5 m) wahaniach stanów wody, oscylujących wokół wartości stanu średniego w okresie zlodzenia.

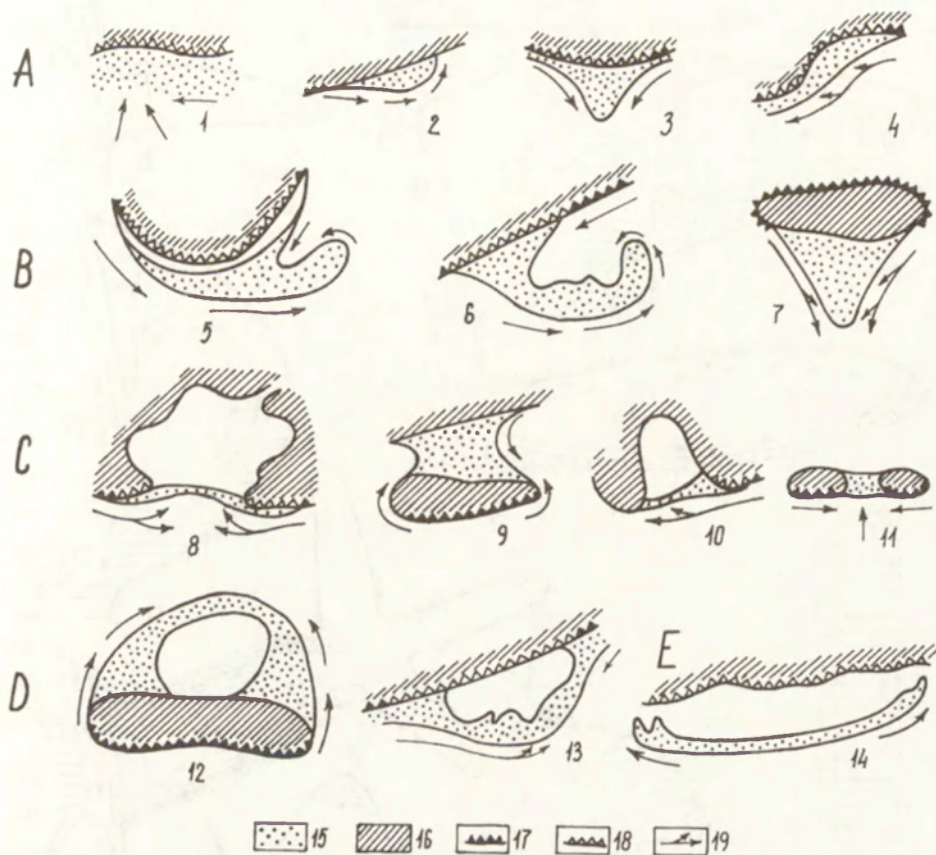
4.5. AKUMULACJA

Akumulacja jest procesem gromadzenia osadów transportowanych przez różne czynniki. W rozpatrywanym przypadku jest to proces zachodzący w wyniku strat energii potoku osadów, spowodowany spadkiem energii falowania, co doprowadza do depozycji osadów na wybranych odcinkach i powstawania akumulacyjnych form rzeźby. Przestrzenne ich występowanie jest uwarunkowane ukształtowaniem linii brzegowej oraz stosunkami głębokościowymi w strefie subakwalnej. Tworzenie się akumulacyjnych form jest ściśle związane z abrazją, która dostarcza materiał do podstawy stoku (klifu), gdzie fale przyboju sortują go, a przybrzeżne prądy falowe przenoszą i odkładają w miejscach ich zaniku lub rozproszenia.

Na charakter i intensywność procesu akumulacji wpływa: rozwinięcie (postrzępienie) linii brzegowej, skład litologiczny brzegów oraz stopień przygotowania czaszy zbiornika do zalania. Postrzępienie linii brzegowej sprzyja kształtowaniu obszarów zasilania, transportu i akumulacji osadów; im wyższe postrzępienie brzegu, tym intensywniej rozwijają się cyple i odpowiednio wzrasta akumulacja w zatokach. Wzdłuż płaskich (niskich), mało urozmaiconych brzegów o współczynniku rozwoju $< 1,5$ (stosunek długości linii brzegowej do długości zalanej doliny) tworzą się głównie formy przylegające, a na odcinkach o współczynniku $> 1,4$ — formy zamykające (Širokov, Lopuch 1986a). Na rozpatrywanym odcinku 45 km od zapory w górę zbiornika Włocławek rozwinięcie to wynosi: 1,4 (prawy brzeg) i 1,3 (lewy brzeg).

Brzegi zbiornika budują utwory luźne, podatne na niszczenie przez fale. Ich zróżnicowanie i przestrzenny rozkład ilustruje rycina 3 i tabela 2. Aktywne procesy akumulacji zachodzą szczególnie wzdłuż brzegów zbudowanych z utworów sypkich, zwłaszcza drobnych piasków eolicznych i piasków formacji burowęglowej. Wzdłuż świeżych osypisk tych utworów obserwowano wielokrotnie dość rozległe odsypy akumulacyjne, które w miarę narastania procesu abrazji były stopniowo rozmywane i unicestwiane. Wzdłuż brzegów zbudowanych z utworów spoistych (iły, mułki i gliny zwałowe) proces akumulacji w strefie brzegowej jest mniej intensywny. Przeważa tu transport cząstek koloidalnych i pylastych w postaci zawieszanej ku otwartemu akwenowi. Na platformie przybrzeżnej pozostaje tylko rezydium zwirowo-kamieniste, na którym fale tracą znaczną część swej energii.

Przygotowywanie czaszy zbiornika do zalania wiąże się na ogół z naruszeniem struktury gruntu i gleby w przyszłej strefie brzegowej (budowa zapór bocznych, profilowanie brzegu oraz jego umacnianie). Sprzyja to rozmywowi

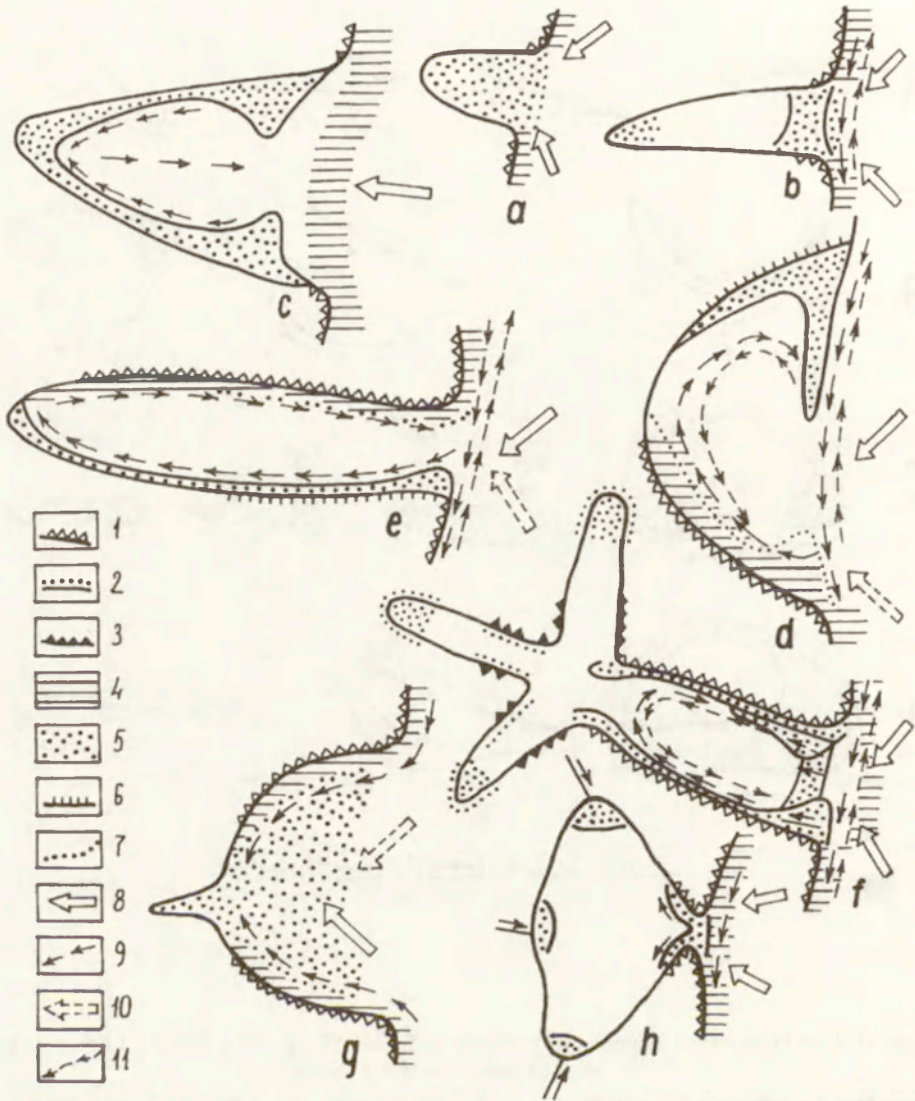


Ryc. 23. Typy brzegowych akumulacyjnych form rzeźby (Zenkovič 1962; Širokov, Lopuch 1986a) — z uzupełnieniem objaśnień

Grupy form: A — przystające, B — swobodne, C — zamykające, D — okalające, E — odłączone; 1 — terasa poprzecznej i wzdłużbrzegowego zasilania, 2 — cypel asymetryczny jednostronnego zasilania, 3 — cypel symetryczny dwustronnego zasilania, 4 — terasa wzdłużbrzegowego zasilania przy zapełnieniu kąta wejściowego, 5 — kosa przy omijaniu występu brzegu przez strumień osadów, 6 — kosa wzdłuż prostego brzegu, 7 — cypel (strzałka) dwustronnego zasilania, 8 — mierzeja, 9 — tombolo (ros. perejma) z zewnętrznego blokowania brzegu wyspą, 10 — jak wyżej przy blokowaniu brzegu przylądkiem, 11 — tombolo pomiędzy wyspami, 12 — kosa podkowiasta dwustronnego zasilania, 13 — kosa pętlowata jednostronnego zasilania, 14 — wał brzegowy (bar), 15 — aluwia, 16 — brzeg macierzysty, 17 — klif aktywny, 18 — klif martwy, 19 — kierunek transportu osadów

Types of bank accumulative forms of relief (Zenkovič 1962; Širokov, Lopuch 1986a) — with completion of explanations

Groups of forms: A — congruent, B — free, C — closing, D — encircling, E — disconnected; 1 — terrace of lateral and longshore supply, 2 — asymmetric spur of unilateral supply, 3 — symmetric spur of bilateral supply, 4 — terrace of longshore supply with filling of the input angle, 5 — spit near passing a tongue of bank by drift, 6 — spit along the straight bank, 7 — spur (arrow) of unilateral supply, 8 — bay mouth bar, 9 — looped bar from external blocking of the bank by an island, 10 — looped bar as above with blocking of bank by a cape, 11 — looped bar between islands, 12 — horseshoe spit of bilateral supply, 13 — looped spit of unilateral supply, 14 — bank bar, 15 — alluvia, 16 — parent bank, 17 — active cliff, 18 — dead cliff, 19 — direction of drift



Ryc. 24. Podstawowe rodzaje zatok zbiorników i ich przekształcenia (Finarov 1986)

Zatoki: a — krótkie z dużymi spadkami osi, b — wąskie, długie i odkryte, c — odkryte o kształcie trójkąta, d — odkryte, okrągłe, e — wydłużone zakryte, f — złożone urozmaicone, g — szerokie odkryte z wąskimi bliźniaczymi, h — płytkie, jezioropodobne z wąskim ujściem. Typ brzegu: 1 — abrazyjny obrywowo-osypiskowy, 2 — akumulacyjny, 3 — obrywowo-osypiskowy a miejscami osuwiskowo-obrywowy; 4 — strefa abrazyji i erozji, 5 — strefa akumulacji, 6 — możliwa abrazja brzegów przy zmianie reżimu prądów, 7 — możliwa akumulacja przy zmianie reżimu, 8 — dominujący kierunek podejścia fal do brzegu, 9 — kierunek prądów wzdłużbrzegowych i cyrkulacyjnych, 10 — możliwe kierunki podejścia fal do brzegu przy zmianie kierunku wiatru, 11 — kierunki prądów wzdłużbrzegowych i cyrkulacyjnych przy zmianie wiatru

Basic kinds of reservoir bays and their transformations (Finarov 1986)

a — short bays with high decreases of axes, b — narrow, long, open bays, c — open bays shaped like triangles, d — round open bays, e — long hidden bays, f — composite, diversified bays, g — wide open bays with narrow twin bays, h — shallow, i — lakelike with a narrow mouth. Type of bank: 1 — abrasive earthfall-earthslide, 2 — accumulative, 3 — earthfall-earthslide, in some places earthslide-earthfall, 4 — zone of abrasion and erosion, 5 — accumulation zone, 6 — possible bank abrasion with a change of the currents regime, 7 — possible accumulation with a change of regime, 8 — dominant direction of waves approach to the coast, 9 — direction of longshore and circulating currents, 10 — possible directions of waves approach to the coast with a change of the wind direction, 11 — directions of longshore and circulating currents with a change of the wind

czaszy, niwelacji nierówności i ruchowi osadów wzdłuż brzegu, jak i prostopadłe do niego. Prace bagrownicze zalanych kęp i delty oraz refulowanie (namywanie) osadu w strefę brzegową zakłócają naturalność procesu akumulacji. Sukcesywne umacnianie zagrożonych odcinków zmniejsza natężenie procesu akumulacji, a zwiększa równocześnie niszczenie odcinków nie umocnionych.

W nawiązaniu do klasyfikacji akumulacyjnych form brzegowych mórz V.P. Zenkoviča (1962), w warunkach małych i średnich zbiorników wodnych wydziela się pięć grup form (ryc. 23): przystające, swobodne, zamykające, okalające i oddzielone (Širokov, Lopuch 1986a). Powyższe grupy, wydzielone na podstawie ich cech morfologicznych, nie są stabilne. Przekształcają się w czasie oraz przy każdej większej zmianie reżimu hydrologicznego akwenu (Zenkovič 1962; Zenkovic, Popv 1980; Leontjev i in. 1982; Banach 1992a). Formy przystające to takie, które na całej swej długości przylegają do macierzystego brzegu, a swobodne formy są połączone z brzegiem tylko jednym swym końcem i przybierają kształt wydłużonego wału, skierowanego w stronę akwenu. Formy zamykające są połączone z brzegiem macierzystym lub z wyspą tylko końcami. Formy oddzielone, zwane czasami wyspowymi, nie mają połączenia z brzegiem macierzystym. Powstają na ogół w „późnym stadium ewolucji innych form akumulacyjnych podczas spadku dostawy osadów” (Zenkovič, Popov 1980, s. 86). Zarys ich linii brzegowej zmienia się, rozmiary maleją i często są rozmywane całkowicie. Formy okalające odgradzają półkuliście fragment zatoki (lagunę) od otwartego akwenu.

Stopień mobilności akumulacyjnych form brzegowych nadwodnych zależy od ich typu i morfologii miejsca występowania. Przystające i zamykające formy mogą przetrwać i przekształcić się w stabilne tylko w przypadku jeżeli utworzą się w zatokach — w znacznych wgłębieniach linii brzegowej, a ich zewnętrzny skraj po spadku zasilania będzie podlegał oddziaływaniu fal normalnych (nie ukośnych). Formy nie „schowane” w zatokach podczas spadku zasilania osadami są przeważnie unicestwiane, rozmywane przez fale. Swobodne formy akumulacyjne istnieją i rozwijają się tylko w przypadku stałej dostawy osadów do ich podstawy, tj. ich styku z brzegiem macierzystym. Przy spadku zasilania kurczą się od podstawy, degradują i przekształcają w wyspę, a nawet ulegają całkowitemu rozmyciu. Na zbiorniku Włocławek nie stwierdzono dotychczas przypadków zupełnego unicestwienia form nadwodnych. Stwierdza się natomiast nieznaczną, powolną regresję form przystających, a progresję przestrzenną form swobodnych i zamykających. Charakteryzują się one dużą mobilnością zarysu ich linii brzegowej.

Ogólny, przestrzenny schemat degradacji brzegu w procesie abrazji, transportu osadów i ich depozycji w sąsiedztwie zatok na zbiornikach wodnych ilustruje rycina 24. Przedstawiony schemat jest prawdziwy tylko w obrębie dolnej, jeziornej części zbiorników, gdzie dynamikę wody w strefie brzegowej warunkuje wiatr. Zilustrowane schematycznie powiązania egzogenicznych procesów na stoku subaeralnym z hydrodynamiką akwenu i depozycją osadów w strefie brzegowej występują w całej gamie na zbiorniku Włocławek.

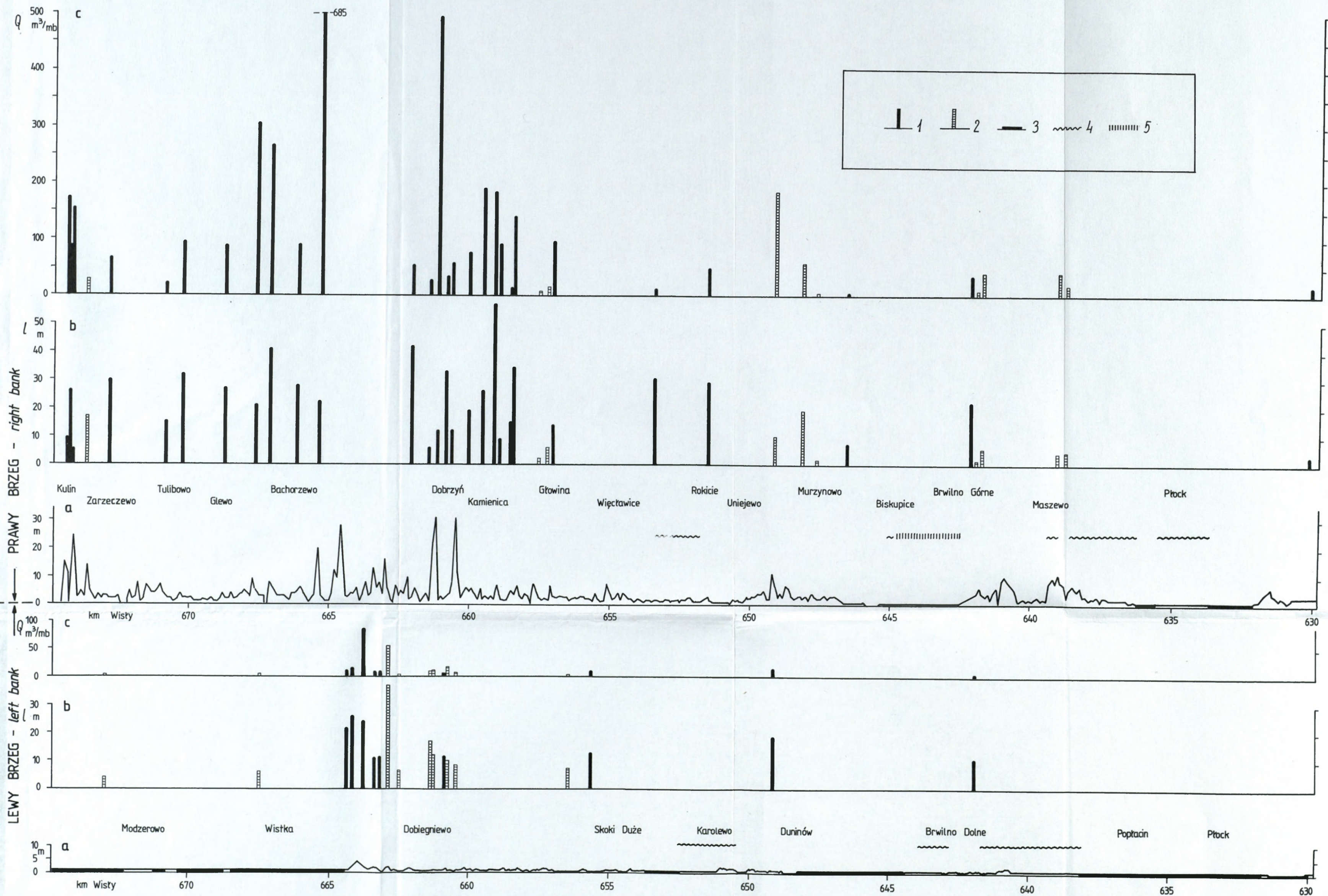
5. MORFODYNAMIKA BRZEGÓW

Ogólny charakter rozwoju brzegu zbiorników zaporowych sprowadza się do początkowego urozmaicenia i potem stopniowego wyrównywania linii brzegowej. W profilu poprzecznym zachodzi podcinanie brzegu macierzystego, cofanie się i permanentny wzrost wysokości klifu oraz prawie równoczesne spływanie części podwodnej — powstawanie platformy. Niniejszy rozdział dotyczy przekształcenia brzegu macierzystego. Akumulacyjne odcinki brzegu — jako trwałe formy nadwodne zostaną omówione w dalszych rozdziałach.

5.1. ABRAZJA BRZEGÓW I JEJ ZRÓŻNICOWANIE

Wielkość wybranych wskaźników abrazji dla dwóch okresów (1976/7–1992 oraz 1970–1992), oddzielnie dla lewego i prawego brzegu przedstawiono na rycinie 25 oraz w tabeli 11. Wysokość klifu podano jako wartość średnią dla odcinków 100 m długości, według kartowania z lat 1989–1990, czyli po 19–20 latach od spiętrzenia rzeki. Wyróżnione na rycinie 25 typy brzegów zestawiono w tabeli 12. Ze względów technicznych pominięto na rycinie odcinki obecnie akumulacyjne, które początkowo były abrazyjne. Rys morfologiczny obu brzegów jest odmienny; lewy brzeg jest niski i mało zróżnicowany wysokościowo. Średnia jego wysokość wynosi 0,9 m, a maksymalna nie przekracza 5,7 m. Brzeg prawy jest silnie zróżnicowany morfologicznie, a wysokości wahają się od 0,8 do 45 m. Średnia wysokość klifu wynosi 3,4 m. Podane wyżej średnie wysokości brzegów odbiegają od wartości cytowanych w opracowaniach wcześniejszych (Banach 1986a, 1989). Różnice, szczególnie znaczne dla brzegu prawego, wynikają z odmiennej metody; wyżej podano wartości średnie z uśrednionych danych dla około 450 odcinków 100 m długości. Otrzymana wartość jest dokładna, nie budząca zastrzeżeń. Wcześniej podawano średnią arytmetyczną wartość z rzeczywistej wysokości klifu w przekrojach pomiarowych. Z uwagi na objęcie pomiarami większej liczby brzegów wysokich aniżeli niskich, uzyskano dla prawego brzegu wartość ponad dwukrotnie wyższą od obecnej, z kartowania.

Większa abrazja wystąpiła na prawym brzegu. Klif cofnął się tam średnio ponad 22 m, wahając się od 3 do 57 m za okres 22 lat. Wartość maksymalna



Ryc. 25. Abrazja brzegów zbiornika Włocławek

a — wysokość brzegu (klifu); wskaźniki abrazji: b — liniowy (m), c — objętościowy ($m^3 \cdot m^{-1}$); wielkość abrazji za okres: 1 — 1970—1992, 2 — 1976(7)—1992; 3 — brzeg umocniony, 4 — brzeg zarefultowany (namyty), 5 — brzeg neutralny

Abrasion of the Włocławek reservoir banks

a — height of bank (cliff); abrasion coefficients: b — linear (m), c — volumetric ($m^3 \cdot m^{-1}$); quantity of abrasion for the period: 1 — 1970—1992; 2 — 1976(7)—1992; 3 — protected bank, 4 — dredged bank, 5 — neutral bank

Tabela 11. Abrazja brzegów zbiornika Włocławek
Abrasion of the Włocławek reservoir banks

Lp.	Nazwa przekroju	km rzeki Wisły	Rodzaj utworów brzegu		Wysokość brzegu — klifu (m)		Okres pomiarów	Liczba lat	Wskaźniki abrazji (I, Q)			
					ekstremalna	średnia			liniowy — I(m)	objętościowy (m ³ ·m ⁻¹)	suma	średni roczny
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		
LEWY BRZEG (L)												
1	Łęg	673,0	p	A	0,4–0,7 0–0,7	0,6 0,4	1976–82 1970–82	5,3 11,5	2,1 4,2	0,4 0,4	1,3 1,9	0,2 0,2
2	Wistka Król.	667,5	p	A	0,3–0,8 0–0,8	0,5 0,4	1976–81 1970–81	4,5 11,0	4,0 6,0	0,9 0,5	2,0 2,8	0,4 0,2
3	Wistka Szl.	664,3	p	Q	0,6–1,0 0–1,0	0,8 0,6	1976–86 1970–86	9,5 15,4	14,0 21,5	1,5 1,4	11,3 12,8	1,2 0,8
4	Wistka Szl.	664,35	p	Q	0,4–0,5 0–0,5	0,4 0,3	1976–92 1970–92	15,7 22,1	15,7 21,2	1,0 0,9	6,8 7,9	0,4 0,3
5	Wistka Szl.	664,2	p	Q	0,5–0,6 0–0,6	0,6 0,5	1976–92 1970–92	15,7 22,1	19,7 25,7	1,3 1,2	11,0 12,5	0,7 0,6
6	Wistka Szl.	663,8	pw	Q	4,5–5,7 0–5,7	5,0 3,5	1976–92 1970–92	15,1 21,6	12,4 23,9	0,8 1,1	62,0 85,0	4,1 3,9
7	Dobiegniewo	663,4	p,ż,k	Q	1,9–1,9 0–1,9	1,9 0,7	1976–92 1970–92	15,1 21,6	0,7 11,0	0,1 0,5	1,2 7,2	0,1 0,3
8	Dobiegniewo	663,2	p,ż,k	Q	1,3–1,3 0–1,3	1,3 0,6	1976–92 1970–92	15,1 21,6	1,0 11,5	0,1 0,5	1,3 6,9	0,1 0,3
9	Dobiegniewo	662,9	pw	Q	1,1–2,3	1,5	1976–92	15,8	37,0	2,3	54,4	3,4
10	Dobiegniewo	662,5	p,ż	Q	0,5–0,5	0,5	1982–92	10,0	6,5	0,7	3,3	0,3
11	Dobiegniewo	661,4	p,ż	Q	0,5–0,4	0,5	1976–92	15,8	17,0	1,1	7,5	0,5
12	Dobiegniewo	661,35	p,ż	Q	0,8–1,0	0,9	1976–92	15,8	12,2	0,8	11,4	0,7
13	Dobiegniewo	660,9	p,ż	Q	0,3–0,5 0,1–0,5	0,4 0,3	1976–92 1970–92	15,8 22,1	7,5 11,5	0,5 0,5	3,0 3,9	0,2 0,2

1	2		3		4	5	6	7	8	9	10	11
14	Dobiegiewo	660,8	pw	Q	1,1-2,3	1,7	1980-92	12,2	10,5	0,9	17,9	1,5
15	Dobiegiewo	660,5	p	Q	0,7-0,8	0,8	1980-92	12,2	8,3	0,7	6,4	0,5
16	Dąb Wielki	656,5	p,ż,k	Q	0,3	0,3	1976-92	12,0	7,4	0,6	2,2	0,2
17	Skoki Duże	655,7	p,ż	Q	0,6-0,9	0,7	1976-92	15,8	7,2	0,4	5,2	0,3
					0-0,9	0,5	1970-92	22,1	12,2	0,5	6,7	0,3
18	Nowa Wieś	652,3	p,ż	Q	5,5	5,5	1976-92	15,8	1,6	0,1	8,8	0,6
19	Duninów Nowy	649,2	i	PI	0,8-1,2	1,0	1981-91	11,1	6,5	0,6	6,5	0,6
					0,0-1,2	0,6	1970-92	22,1	18,5	0,8	11,1	0,5
20	Brwilno Dolne	642,1	p,ż	Q	0,5-0,6	0,55	1976-92	15,8	2,8	0,2	1,5	0,1
					0,0-0,6	0,30	1970-92	22,1	10,8	0,5	3,2	0,2
9 przekrojów					0,0-1,5	0,8	1970-92	22,0	16,3	0,7	16,0	0,7

PRAWY BRZEG (P)

1	Kulin	674,3	p,ż,g	Q	20,0-19,0	19,5	1970-92	22,0	9,5	0,4	170,0	7,8
2	Kulin	674,1	p,ż	Q	7,8-8,2	8,0	1977-92	15,8	3,9	0,2	30,7	1,9
					0,0-8,2	4,1	1970-92	22,0	25,7	1,2	86,9	3,9
3	Zarzeczewo Nowe	674,0	p,ż,g	Q	38,0	38,0	1977-92	16,0	5,0	0,2	152,0	6,0
					38,0	38,0	1970-92	22,0	5,0	0,2	152,0	6,9
4	Zarzeczewo Nowe	673,6	i	PI	0,0-3,5	1,6	1970-83	13,0	16,6	1,3	26,6	2,0
5	Zarzeczewo Nowe	672,9	kol.	Q, PI	2,4-2,6	2,5	1977-92	15,7	10,6	0,7	26,3	1,6
					1,2-2,6	2,2	1970-92	21,5	29,6	1,4	64,7	3,0
6	Tulibowo	671,0	i	PI	1,2-1,6	1,4	1977-92	16,8	7,0	0,4	9,8	0,6
					0,6-1,6	1,2	1970-92	22,0	15,0	0,7	18,0	0,8
7	Tulibowo	670,2	i,p	PI	2,5-6,2	4,3	1977-92	14,8	18,1	1,2	74,4	5,0
					0,0-6,2	3,3	1970-92	22,1	31,6	1,4	91,3	4,1
8	Glewo	668,6	del, g	Q	2,0-6,5	4,3	1977-92	16,8	10,0	0,6	43,0	2,7
					0,0-6,5	3,3	1970-92	22,0	27,0	1,2	85,8	3,9
9	Bachorzewo	667,6	kol.	Q, PI	0-29,0	14,5	1970-92	22,0	21,0*	0,9	305,0	13,9

1	2		3		4	5	6	7	8	9	10	11
10	Bachorzewo	667,2	i,p	Pl	6,5-11,0 0-11,0	8,9 6,4	1977-92 1070-92	14,5 21,8	23,2 41,2	1,6 1,9	206,0 265,0	14,2 12,1
11	Bachorzewo	666,1	i	Pl	0,0-7,5	4,0	1970-92	22,0	27,9	1,3	87,6	4,0
12	Bachorzewo	665,2	kol	Q, Pl	31,9-33,0 28,0-33,0	32,5 30,5	1977-92 1970-92	16,5 22,1	13,5 22,5*	0,8 1,0	438,0 685,0	27,3 31,0
13	Dobrzyń	361,9	kol	Q, Pl	1,4-2,6 0,2-2,6	2,0 1,3	1977-92 1970-92	15,9 21,9	11,8 41,9	0,7 1,9	16,9 52,2	1,1 2,4
14	Dobrzyń	361,4	g	Q	4,7 4,7-4,5	4,7 4,6	1977-92 1970-92	15,8 22,1	1,4 6,4	0,1 0,3	6,6 27,4	0,4 1,2
15	Dobrzyń	661,1	kol	Q, M	45,0 45,0	45,0 45,0	1977-92 1970-92	16,0 22,1	7,0 12,0*	0,4 0,5	315,0 495,0	19,7 22,4
16	Dobrzyń	660,8	i	Pl	0,5-1,5	1,0	1970-92	22,1	32,6	1,5	32,6	1,5
17	Dobrzyń, ul. Zjazd	660,6	pl, PL, g	Q	6,0 3,0-6,0	6,0 4,5	1977-92 1970-92	16,5 22,0	4,0 12,4	0,3 0,6	24,0 55,8	1,5 2,5
18	Dobrzyń	660,0	i	Pl	2,0-6,0	4,0	1970-92	22,0	19,0	0,9	76,0	3,4
19	Kamienica	659,6	i,pl	Pl	8,8-9,4 7,8-9,4	9,1 8,6	1977-92 1970-92	15,9 22,1	3,9 25,6	0,2 1,2	35,5 187,5	2,2 8,5
20	Kamienica	659,0	i	Pl	3,5-4,0 2,5-4,0	3,7 3,2	1977-92 1970-92	15,8 22,1	19,8 57,4	1,2 2,6	72,8 182,9	4,6 8,3
21	Kamienica	658,8	kol	Pl, M	8,5-11,5	10,0	1970-92	22,0	9,3	0,4	89,0	4,0
22	Kamienica	658,44	i	Pl	0,7-1,7 0,2-1,7	1,2 0,7	1977-92 1970-92	15,5 21,8	6,5 15,0	0,4 0,7	3,4 11,1	0,2 0,5
23	Kamienica	658,4	i,pl	Pl	6,0-8,0 0,5-8,0	7,0 4,1	1977-92 1970-92	15,5 21,8	12,9 34,0	0,8 1,6	71,0 138,0	4,4 6,3
24	Głowina	657,1	g,p,z	Q	3,0	3,0	1977-92	15,4	2,2	0,1	6,6	0,4
25	Głowina	656,8	i	Pl	1,7-3,5 0-3,5	2,6 1,8	1977-92 1970-92	15,4 22,1	5,9 11,5	0,4 0,5	15,3 20,7	1,0 0,7
26	Głowina	656,7	i, pl	Pl	7,5-8,7 5,3-8,7	8,1 7,0	1977-92 1970-92	16,0 21,9	9,0 14,3	0,6 0,7	73,0 93,8	4,6 4,3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
27	Więclawice	653,4	i PI	0,5-0,9 0-0,9	0,7 0,5	1977-92 1970-92	15,4 22,1	7,5 31,5	0,5 1,4	5,3 10,0	0,3 0,5
28	Rokicie	659,1	i PI	1,4-3,6 0-3,6	2,8 1,8	1977-92 1970-92	14,8 22,1	12,4 29,0	1,1 1,3	37,8 46,5	2,6 2,1
29	Uniejewo	649,0	pł PI	20-21	20,5	1970-83	13,2	10,0	0,8	184,5	13,9
30	Murzynowo	648,1	g Q	2,7-3,1	2,9	1977-92	14,9	19,5	1,3	56,6	3,8
31	Murzynowo	647,8	p,ż,k Q	2,6	2,6	1977-92	15,4	1,7	0,1	4,4	0,3
32	Murzynowo	646,0	p,ż,k Q	0,7-0,8 0,0-0,8	0,8 0,4	1977-92 1970-92	15,4 22,1	1,3 7,0	0,1 0,3	1,0 2,8	0,06 0,1
33	Brwilno Górne	642,2	p,ż Q	0,5-2,5	1,5	1970-92	21,6	22,0	1,0	33,0	1,5
34	Brwilno Górne	642,0	p,ż,k Q	5,6	5,6	1977-92	14,8	1,5	0,1	8,4	0,6
35	Brwilno Górne	641,85	g,i Q	11,0	11,0	1976-92	15,8	5,3	0,3	40,9	2,6
36	Maszewo	638,8	g Q	10,5	10,5	1977-87	9,5	4,0	0,4	42,0	4,4
37	Maszewo	638,5	g,p Q	3,5-5,0	4,2	1976-92	15,6	4,5	0,3	18,1	1,2
38	Płock	629,6	p,Q,i PI	3,7 3,7	3,7 3,7	1976-92 1970-92	15,1 22,1	2,0 2,9	0,1 0,1	7,4 10,7	0,5 0,5
29 przekrojów				6,0-9,9	8,0	1970-92	22,0	22,1	1,0	120,9	5,6

* średnia wartość dla całego klifu

Rodzaj i wiek utworów: p – piaski, pw – piaski wydymowe, pł – pyły, i – iły, g – gliny, ż – żwiry, k – kamienie, del – deluwia, kol – koluwia, A – antropogen, Q – czwartorzęd, Pl – pliocen, M – miocen

Tabela 12. Rozciągłość brzegów (bez zatok) wyróżnionych na rycinie 25a
Extent of banks, distinguished in fig. 25a

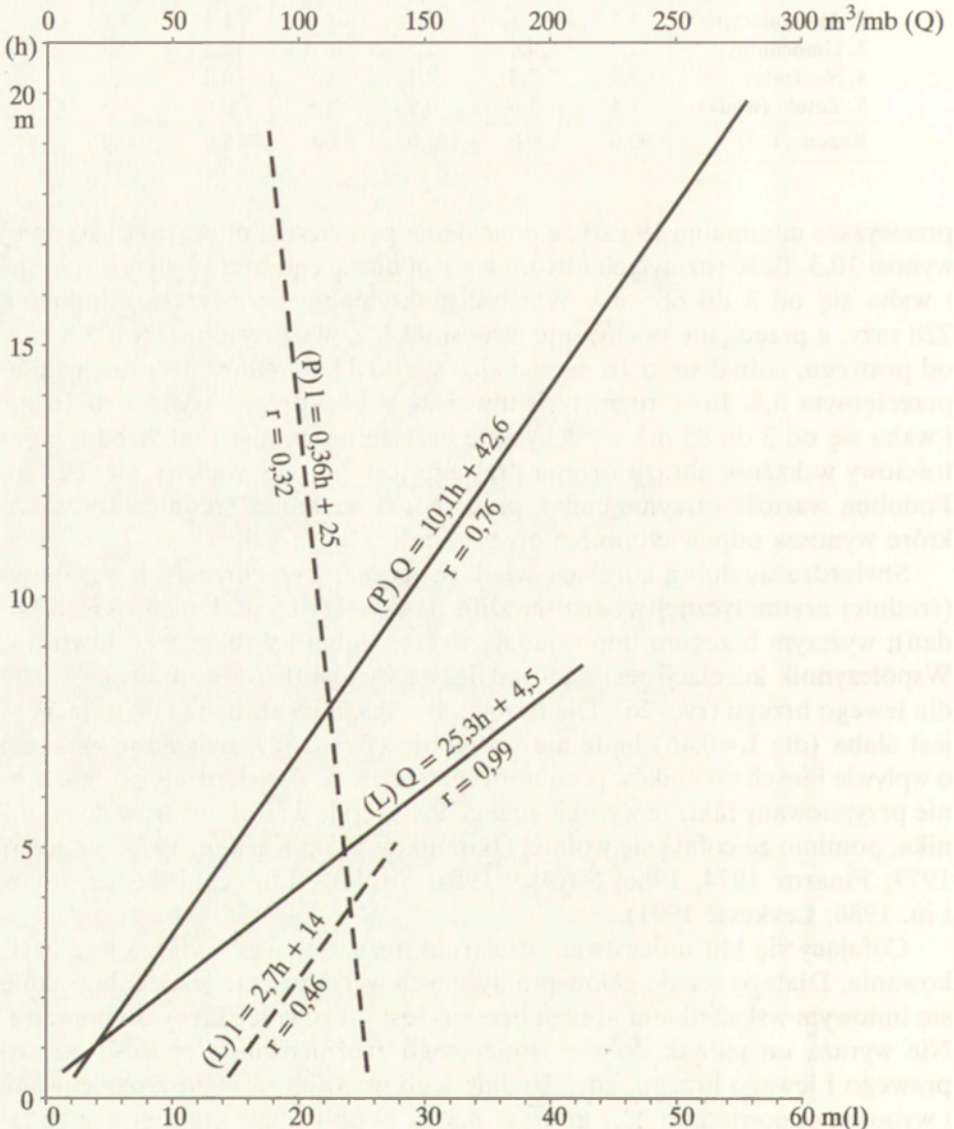
Typ brzegu	Ogółem		Brzeg prawy		Brzeg lewy	
	km	%	km	%	km	%
1. Abrazyjny	60,7	67,5	37,0	82,2	23,7	52,7
1a. zarefulowany	13,9	15,4	6,4	17,3	7,5	16,7
2. Akumulacyjny	3,7	4,1	2,3	5,1	1,4	3,1
3. Umocniony	22,0	24,4	2,7	6,0	19,3	42,9
4. Neutralny	2,2	2,4	2,2	4,9	0,0	0,0
5. Zatoki (woda)	1,4	1,6	0,8	1,8	0,6	1,3
Razem (1-3)	90,0	100,0	45,0	100,0	45,0	100,0

przewyższa minimalną 19 razy, a odchylenie przeciętne, od wartości średniej wynosi 10,3. Ilość rozmytych utworów z 1 m bieżącego brzegu wynosi 121 m³ i waha się od 3 do 685 m³. Wartość maksymalna przewyższa minimalną 228 razy, a przeciętne odchylenie wynosi 99,3. Lewy brzeg, niższy o 3,8 razy od prawego, cofnął się o 16 m, wahając się od 11 do 40 m, przy odchyleniu przeciętnym 5,8. Ilość rozmytych utworów z 1 m brzegu wynosi tu 16 m³ i waha się od 3 do 85 m³, a odchylenie przeciętne wynosi 15,0. Średni objętościowy wskaźnik abrazji brzegu prawego jest 7,6 razy większy niż lewego. Podobną wartość otrzymujemy z porównania wielkości średnich rocznych, które wynoszą odpowiednio 5,6 oraz 0,7 m³.

Stwierdza się dobrą korelację wielkości abrazji brzegów od ich wysokości (średniej arytmetycznej wysokości klifu na początku i na końcu okresu badań); wyższym brzegom odpowiadają wyższe kubatury rozmytych utworów. Współczynnik korelacji jest zadowalający i wynosi 0,76 dla prawego i 0,99 dla lewego brzegu (ryc. 26). Dla liniowego wskaźnika abrazji (1) korelacja ta jest słaba (dla $L=0,46$) bądź nie występuje ($P=-0,32$), świadcząc zarazem o wpływie innych czynników pozamorfometrycznych. Potwierdza się powszechnie przyjmowany fakt, że wysokie brzegi dostarczają więcej utworów do zbiornika, pomimo że cofają się wolniej (Ikonnikov 1972; Kačugin 1975; Vendrov 1979; Finarov 1974, 1986; Širokov 1984; Širokov, Lopuch 1986a; Širokov i in. 1986; Levkevič 1991).

Cofający się klif unicestwia infrastrukturę nadbrzeża, wyłącza je z użytkowania. Dlatego też do celów praktycznych wygodniejsze jest posługiwanie się liniowym wskaźnikiem abrazji brzegu. Jest on również łatwy do pomiaru. Nie wyraża on jednak dobrze istniejącego zróżnicowania procesu abrazji prawego i lewego brzegu, gdyż średnie jego wartości są mało zróżnicowane i wynoszą odpowiednio 22,1 m oraz 16,3 m. O potencjale energetycznym fal dochodzących do brzegu lepiej informuje objętościowy wskaźnik abrazji, który jest 7,6 razy większy na prawym brzegu. Z czego wynika to zróżnicowanie? — przede wszystkim ze zróżnicowania rzeźby zalanych obszarów doliny oraz dodatkowo z odmienności warunków geologiczno-gruntowych obu brzegów. Nurt rzeki towarzyszył głównie prawemu, wysokiemu brzegowi.

W wyniku spiętrzenia zalana została wąska strefa erodowanego uprzędnio zbocza, o szerokości kilkudziesięciu metrów. Przybrzeże powstałego akwenu jest głębokie i wąskie, i dlatego fale bez zbytnich strat energii po drodze docierały do brzegu, rozmywając go w przyspieszonym tempie. Na brzegu



Ryc. 26. Proste regresji i współczynniki korelacji liniowej (r) objętościowego (Q) i liniowego (l) wskaźnika abrazyi od średniej wysokości klifu (h), oddzielnie dla lewego (L) i prawego (P) brzegu

Regression line and linear correlation coefficients (r) of volumetric (Q) and linear (l) abrasion coefficient from a mean height of cliff (h), separately for left (L) and right (P) bank

lewym zatopiono połogi, urozmaicony jedynie pojedynczymi, drobnymi wydmiami pas łądu o szerokości kilkuset metrów. Przybrzeże jest tu szerokie i płytkie, więc fale na drodze do brzegu tracą dużą część swej energii. Dlatego też ilość utworów brzegu macierzystego, rozmytych i odtransportowanych od podstawy klifu, jest tu 7,6 razy mniejsza aniżeli na brzegu prawym.

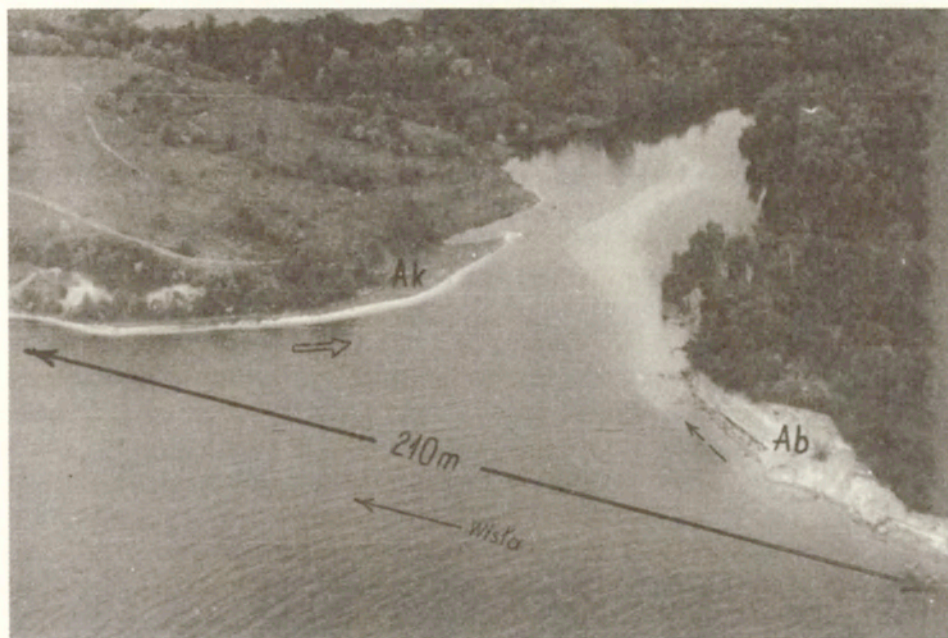
Brzeg prawy zbiornika, rozwijający się według schematu zilustrowanego na rycinie 18b, c oraz rycinach 19–21, można nazwać przygłębiowym. Lewy natomiast, rozwijający się według schematu objaśnionego na rycinie 18a, nierzadko bez etapu II, można nazwać przyplączynowym. W początkowym etapie badań brzegów sztucznych zbiorników zauważono, że w pierwszych latach ich eksploatacji następuje akumulacja osadów wzdłuż stoków o nachyleniu poniżej 3–4°. Na tej podstawie twierdzono powszechnie, że stoki takie rozwijają się w typie akumulacyjnym (Grave, Sagirova 1960; Lange 1960; Finarov 1974). Podobne twierdzenie można było sformułować również opierając się na jednorazowym badaniu niskich, połogich brzegów zbiornika Włocławek w pierwszych latach jego eksploatacji. Jeszcze w ósmym roku, w rejonie Stacji Terenowej IGiPZ PAN w Dobiegniewie, na odcinku 900 m brzegu było 7 fragmentów akumulacyjnych o łącznej długości 270 m, podczas gdy obecnie (1993 r.) są 4 odcinki o łącznej długości 160 m. Powyższe stwierdzenia dotyczą akumulacji trwałej, wieloletniej. W miarę rozwoju badań, gromadzenia obserwacji z różnych etapów ewolucji brzegów, kategoryczność twierdzenia o dominującym wpływie nachylenia stoku na typ procesu brzegowego słabła (Jarostavcev 1975a). Obecnie wiadomo, że kierunek (typ) procesu brzegowego warunkuje nie tylko pierwotne (wyjściowe) nachylenie stoków, ale również skład utworów je budujących, zarys linii brzegowej oraz historia rozwoju rzeźby przed spiętrzeniem (Finarov 1986).

Połogie stoki, na ogół zadarnione, nie podlegają nagłej dezintegracji na skutek zalania. Abrazja obejmuje w pierwszym rzędzie przybrzeże — przedpole stoku nadwodnego. Stok podwodny, podlegający rozmywającemu oddziaływaniu fal, jest szeroki i objętość utworów do rozmycia i uprzątnięcia (transportu i depozycji) jest duża. Potok przyboju jest przeciążony osadami, przy prawie każdym stanie wody i deponuje je w pierwszym rzędzie w strefie napływu, czyli na zadarnionym brzegu macierzystym, będącym dobrą ich łapaczką (ryc. 18a). Równocześnie zachodzi transport poprzeczny ku akwenowi i zagłębieniom przybrzeża. „Oczyszczanie przedpola”, czyli abrazja — pogłębianie przybrzeża, może trwać nawet kilka lat. Kartując w tym czasie brzeg zaliczymy go do typu akumulacyjnego, podczas gdy jest to tylko krótki epizod (etap) w jego ewolucji. Po „uporządkowaniu” przybrzeża, po jego pogłębieniu abrazja obejmuje stopniowo powierzchnie uprzednio akumulacyjne, a w dalszej kolejności brzeg macierzysty. Przybrzeże jest już w tym czasie na tyle pogłębione, „uporządkowane”, że mogą rozwijać się prądy przybrzeżne (wzdłużbrzegowe i rozrywające), które transportują produkty abrazji na większe głębokości i odległości — do zatok. Abrazja brzegu macierzystego wzmagą się.

Na rycinie 25 widać również zróżnicowanie procesu abrazji wraz z odaleniem od stopnia wodnego; największa abrazja dotknęła brzegi w środkowym odcinku zbiornika i maleje stopniowo ku górze — w miarę wykliniowania się cofki oraz ku zaporze. Powyższa prawidłowość czytelna jest szczególnie przy analizie objętościowego wskaźnika abrazji (ryc. 25c). Zjawisko powyższe wynika ze zróżnicowania sumarycznej energii falowania na poszczególnych odcinkach hydrodynamicznych zbiornika, zależnych od wysokości fali. Wielkość energii falowania dla określonego miejsca na brzegu za dowolny okres zależy od: długości rozbiegu fali (D), głębokości na jej drodze (H) oraz czasu trwania fali (T). W warunkach zbiornika Włocławek T można uznać za constans, a zmiennymi są D i H , na poszczególnych odcinkach. W strefie przyzaporowej głębokości są największe, ale warunki do rozbiegu fali są sprzyjające tylko z jednej strony osi doliny — od wschodu. Bariera dla dominującego wiatru zachodniego jest stopień wodny i dlatego efekt abrazji falowej na brzegach, na odcinku 2–3 km w górę od zapory, jest mniejszy. Odcinek środkowy, najdłuższy (około 26 km) i najszerszy (2,0–2,5 km), ma najkorzystniejsze D i H do rozwoju falowania i w efekcie do intensywnego niszczenia brzegów. Odcinek górny, obejmujący deltę rumowiska wleczonego i powyżej, ma wyraźnie mniejszą głębokość i szerokość. Dodatkowym hamulcem rozwoju falowania jest tu prąd rzeki, wynikający z wyraźnego wzrostu nachylenia lustra wody oraz szybkie nasycanie potoku przyboju osadami na zarefulowanych brzegach. W wyniku powyższych przyczyn efekt abrazji falowej na brzegach jest tutaj zdecydowanie mniejszy. Odzwierciedla się to również w innych elementach strefy brzegowej. Granice odcinków hydrodynamicznych są niewyraźne (ryc. 1).

Natężenie abrazji jest zróżnicowane również w obrębie wyróżnionych wyżej odcinków, niezależnie od pierwotnej rzeźby. Wynika ono głównie ze zmienności ukształtowania linii brzegowej oraz litologii. Najbardziej abradowane są nawietrzne cyple brzegu w ujściach zatok. Pełny zestaw możliwych wariantów zilustrowano na rycinie 24. W cieniu przeciwnego cypla zachodzi akumulacja i odciążenie wzdłużbrzegowego strumienia osadów. Potok przyboju, nabiegający na cypel nawietrzny, abraduje ze zwiększoną energią i ponownie nasycy się osadami. Zjawisko to stwierdza się na obu brzegach analizowanego zbiornika (ryc. 27, fot. 19, 20).

Potwierdza się zależność natężenia abrazji od litologii utworów budujących brzegi; im grubsze ziarno, tym mniejszy efekt oddziaływania fal. Zależność ta pogłębia się w miarę przekształcania strefy brzegowej. Z upływem lat podkreślane są wypukłości brzegów z nagromadzeniem żwirów i głazów, przeważnie czwartorzędowych. Jako nierozmywalne i trudne do transportu, pozostają na miejscu tworząc bruk rezydualny (ros. otmostka), na którym fale tracą znaczną część swej energii. Minimalne roczne wielkości wskaźników abrazji dotyczą przeważnie odcinków zbudowanych z powyższych utworów (fot. 21). Maksymalne natomiast wielkości rozmywane obejmują brzegi zbudowane z piasków wydmowych, koluwiów i pyłów (tab. 11). Iły plioceńskie wykazują również dużą podatność na abrazję z powodu utraty pierwot-



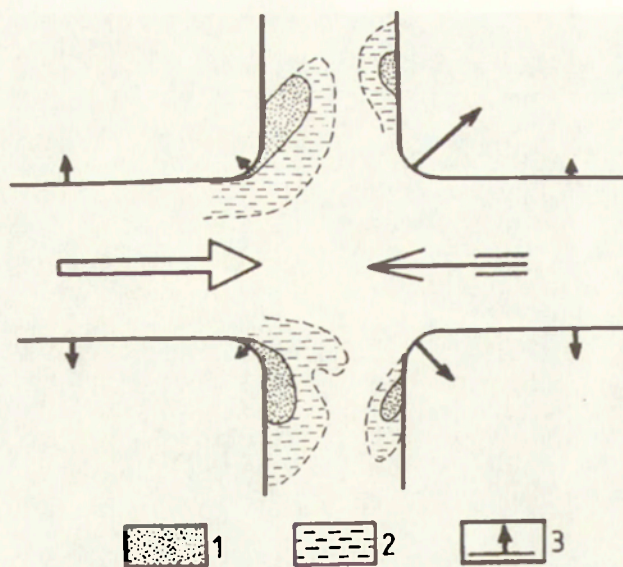
Fot. 19. Prawy, północny brzeg zbiornika — zatoka Makaronicy (Świnka) w Bachorzewie. Strefa intensywnej: Ab — abrazji, Ak — akumulacji. Biała smuga w głąb zatoki znaczy kierunek wzdłużbrzegowego strumienia osadów (zawiesiny). Porównaj z ryc. 27. Objasnienia strzałek — ryc. 19, 45

The right, Northern reservoir bank — the bay of Makaronica (Świnka) in Bachorzewo. Zone of intensive: Ab — abrasion, Ak — accumulation. White strip in the bay marks the longshore drift direction. Compare with fig. 27. Explanations of arrows — fig. 19, 45



Fot. 20. Lewy, południowy brzeg zbiornika w Wistce Szlacheckiej. Porównaj z ryc. 27. Objasnienia fot. 19

The left, Southern reservoir bank in Wistka Szlachecka. Compare with fig. 27. Explanations — photo 19



Ryc. 27. Wpływ ukształtowania linii brzegowej na zróżnicowanie abrazyji w warunkach zbiornika Włocławek (schemat)

Strefy intensywnej akumulacji: 1 — nadwodnej, 2 — podwodnej; 3 — kierunek i natężenie abrazyji — wielkość strzałki ilustruje natężenie procesu. Inne objaśnienia patrz ryc. 19

The influence of the coastline shape upon the differentiation of abrasion under conditions of the Włocławek reservoir (scheme)

Zones of intensive accumulation: 1 — above-water, 2 — underwater; 3 — direction and intensity of abrasion — size of an arrow illustrates intensity of the process. Other explanations see fig. 19

nej struktury i tekstury masywu gruntowego oraz spójności — wynikającej z sił molekularnych cząstek koloidalnych. Stało się tak na skutek: 1) sfałdowania masywu; 2) wielokrotnych nacisków statycznych i dynamicznych łodołodu; 3) oddziaływania warunków peryglacialnych. Obecnie, po spiętrzeniu rzeki w miarę postępów abrazyji odsłaniane są w klifach świeże powierzchnie ilów, które po wejściu w strefę oksydacji podlegają dalszemu szybkiemu rozpadowi na mniejsze grudki, czemu sprzyja brekcjowa ich tekstura (Meissner 1967; Banach 1977). Rozdrobnione na bryłki i spadłe w strefę oddziaływania fal pakiety ilów są z łatwością rozmywane i wynoszone poza strefę brzegową. Na abrazyjnej części przybrzeża pozostaje znikoma ilość rezyduum, dlatego potok przyboju bez przeszkód dochodzi do podstawy klifów zbudowanych z ilów, powodując dalszą ich degradację.

Zakres prowadzonych badań nie upoważnia do uogólnień ilościowych zależności natężenia abrazyji od litologii brzegu w formie wykresu czy równania. Próby takie czyniono, badając transformacje brzegów zbiorników w zlewni kanału Moskwa w okresie pierwszych 6–8 lat ich eksploatacji (Kačugin 1975). Szerokość strefy abrazyji w przeciągu sezonu bez lodu brzegu o wysokości 2 m, zbudowanego z lessów, wyniosła 2 m, z piasków średnioziarnistych — 0,6 m, podczas gdy brzegi zbudowane z glin zwałowych cofały się



Fot. 21. Rezydium z rozmycia bruku morenowego w Murzynowie (km 647,8); brzeg przygłębiony, a abrazja mała (1,7 m)

Residuum from the wash-out of the ice pavement in Murzynowo (km 647.8); near-deep bank, slight abrasion (1,7 m)

9 II 1989

0,2 m, a zbudowane ze żwirów i otoczaków — tylko 0,1 m w ciągu roku. Ze wzrostem wysokości brzegu szerokość strefy rozmycia w sezonie maleje, z zachowaniem proporcji, jak wyżej, dla poszczególnych utworów.

Na przebieg procesu abrazji wpływa również roślinność. System korzeniowy traw, krzewów i drzew wyraźnie hamuje efektywność abrazyjnego oddziaływania fal na brzegi, szczególnie niskie, połogie. Wyznacznikiem tego wpływu są wypukłości linii brzegowej na odcinkach zagęszczenia drzew i krzewów, a wgięcia — w miejscach braku roślinności w sąsiedztwie. Dobitym przykładem tego zjawiska jest ponad stuletnia aleja kasztanowa w Duninowie Nowym, wysunięta ku akwenowi o 18–20 m w stosunku do linii zatok w sąsiedztwie. Brzeg rozwija się tu w łąkach plioceńskich, a klify mają obecnie wysokość 0,7–1,5 m (fot. 22). Urozmaicony przebieg linii brzegowej powodowany roślinnością przejawia się we wszystkich rodzajach utworów budujących brzegi. Ze wzrostem wysokości klifu maleje hamujący wpływ roślinności na proces abrazji; najpierw darni, a w końcu również drzew wiekowych. Unicestwiane w procesie abrazji czy egzaracji drzewa, padając przeważnie ku akwenowi tworzą rodzaj ostrogi, która również hamuje proces rozmywu brzegu. Okresowo wzdłuż takiej ostrogi zatrzymują się gałęzie,



Fot. 22. Hamująca rola drzew w procesie abrazji brzegów niskich w Duninowie Nowym (km 649,2). Poler (P) wykonano w 1982 r. 1 m od krawędzi brzegu, obecnie 4 m w wodzie
 Inhibiting role of trees in the process of low banks abrasion in Duninowo Nowe (km 649.2).

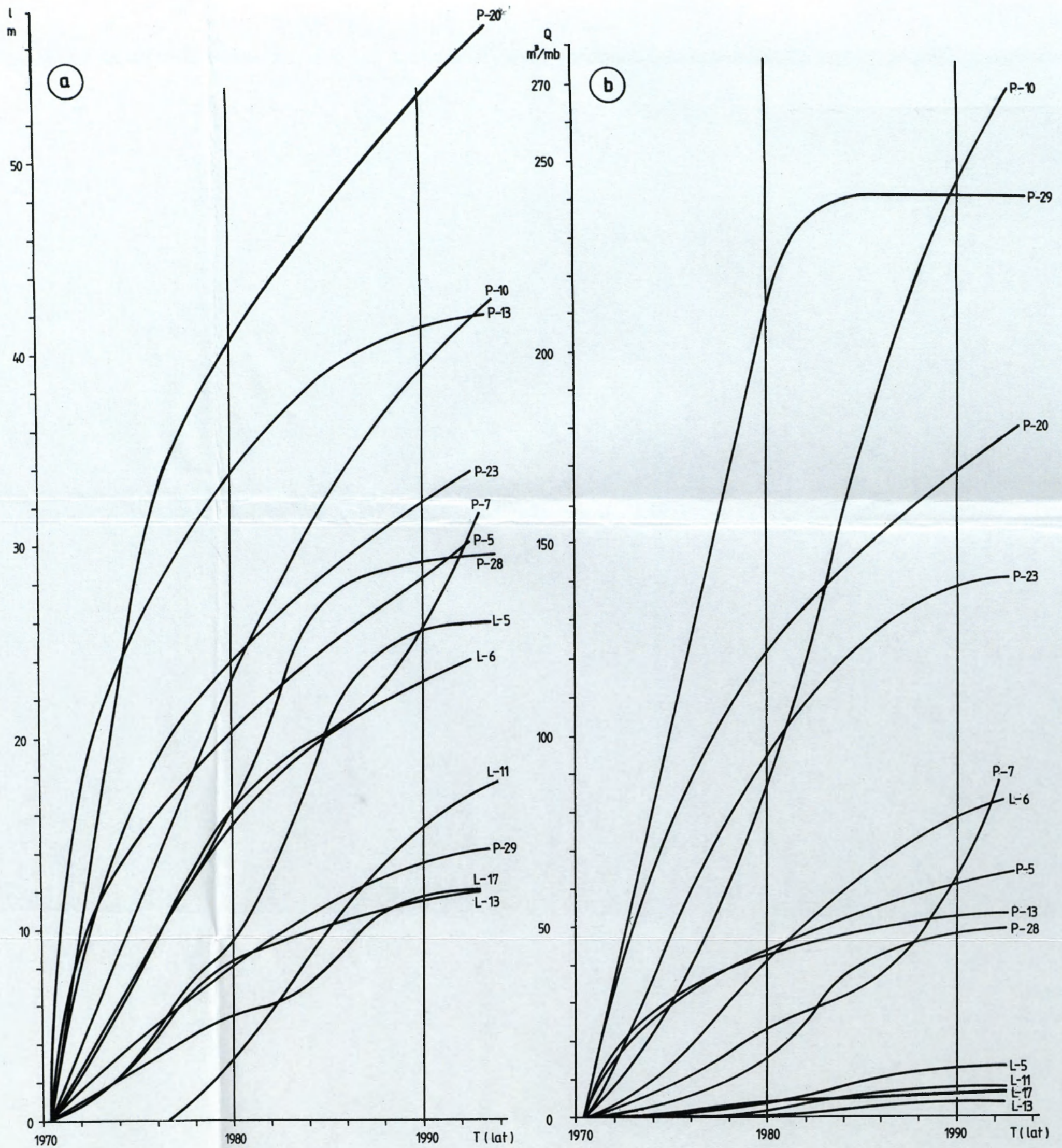
Polish (P) was made in 1982 1 m from the bank edge, at present 4 m under water

1 III 1989

sieczka roślinna, a nawet cząstki mineralne. Tak nagromadzona obumarła roślinność jest rodzajem umocnienia, falochronu, bariery, osłaniającej czasowo brzeg macierzysty od rozmywu. Po „uprzątnięciu” takiej bariery, na ogół przez lód lub fale podczas podwyższonego stanu wód, następuje szybkie wyrównanie linii brzegowej. Powyższe zjawisko jest częste, ale krótkotrwałe na zbiorniku Włocławek. Przypadki wieloletniego hamowania abrazji brzegu przez obumarłą roślinność w tym samym miejscu są rzadkie.

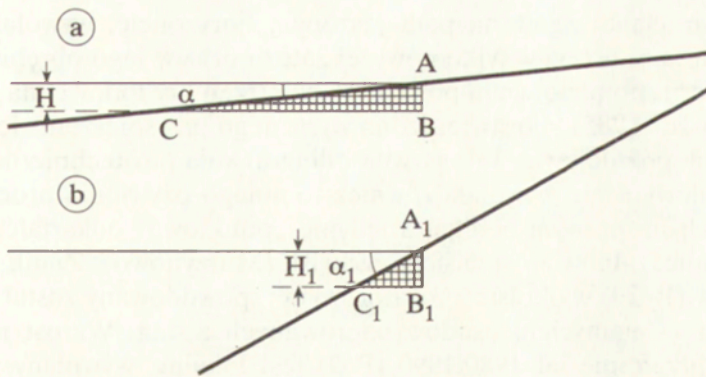
5.2. PRZEBIEG ABRAZJI W CZASIE

Natężenie rozwoju procesu abrazji jest zmienne w czasie. Kształtuje się ono według krzywej zbliżonej do paraboli; po intensywnym rozwoju w pierwszych latach po spiętrzeniu następuje wygasanie procesu (Kačugin 1975; Širokov, Lopuch 1986a; Levkevič 1991). Na rycinie 28 naniesiono wiązkę wszystkich możliwych krzywych, z pominięciem ze względów technicznych ekstremalnie wysokich wartości objętościowego wskaźnika abrazji, przekraczających 300 m³/mb. Schemat przebiegu procesu abrazji na odcinkach najwyższych klifów zostanie zilustrowany w rozdziale następnym, w powiązaniu



Ryc. 28. Krzywe kumulacyjne liniowego (a) i objętościowego (b) wskaźnika abrazyi wybranych przekrojów lewego (L) i prawego (P) brzegu zbiornika Włocławek. Numeracja krzywych według tabeli 11

Cummulative curves of the linear (a) and volumetric (b) abrasion coefficient of chosen sections of the left (L) and the right (P) bank of the Włocławek reservoir. Numeration of curves according to the table 11



Ryc. 29. Schemat zróżnicowania tempa abrazyi przybrzeża brzegów niskich (a) i wysokich (b) sztucznych zbiorników wodnych

Objaśnienia w tekście

Scheme of differentiation of the offshore abrasion rate of low banks (a) and high banks of artificial reservoirs.

Explanations in text

z dynamiką platformy przybrzeżnej. Brzegi niskie, płaskie (L-5, L-13, L-17, P-7, P-28) charakteryzują się zmienną tendencją wygasania procesu abrazyi w odróżnieniu od brzegów wysokich, wykazujących stałą tendencję wygasania. Odmienność ta, zilustrowana wzrostem urozmaicenia krzywych, wynika z: 1) wrażliwości brzegów niskich na wpływ czynników pozafalowych (egzacerbacja, roślinność, zmiana horyzontu piętrzenia); 2) długiego czasu „porządkowania” przybrzeża brzegu macierzystego.

Wyjaśnienia wymaga punkt 2. Objętość utworów niezbędnych do rozmycia i odtransportowania z przybrzeża brzegów niskich i płaskich jest znacznie większa aniżeli wzdłuż brzegów wysokich, stromych (ryc. 29). Powierzchnia trójkąta ABC jest większa od powierzchni trójkąta $A_1B_1C_1$, pomimo płytszej podstawy rozmywu dna przez fale ($H < H_1$). Po rozmyciu przybrzeża do odpowiedniej głębokości, potok przyboju zdolny jest dopiero abraować brzeg macierzysty, nadwodny (powyżej średniego stanu wody), który jest obiektem pomiaru abrazyi. Opóźnienie w dotknięciu abrazyą brzegów niskich, połączonych sięga kilku lat, a w przebiegu krzywej objawia się jej wklęsłością do osi czasu. Brzegi wysokie, strome, nie posiadając szerokiego i płytkiego przybrzeża, podlegają degradacji w swej nadwodnej części błyskawicznie, synchronicznie z ustaleniem się zwierciadła wód w określonym horyzoncie i stąd wypukłość krzywych w początkowym okresie. Po „uporządkowaniu przedpola” brzegów niskich zachodzi ich szybkie cofanie się, rozmyw, któremu podlegają również odcinki uprzednio akumulacyjne. Nastąpiło to w 4–6 roku eksploatacji zbiornika, podczas gdy wzdłuż brzegów stromych następuje już wtedy łagodny spadek natężenia procesu. Ciągłość wyciszania abrazyi może być zaburzona procesami pozafalowymi, naturalnymi lub sztucznymi. Ekstremalnie wysokie stany wód w cofce zatoru lodowego w 1982 r., z równo-

czesną egzarcją brzegów na podwyższonym horyzoncie, wywołały wzrost natężenia abrazji brzegów tylko powyżej zatoru oraz w jego obrębie (P-28). Poniżej zatoru, pomimo wielu okazałych spiętrzeń kry lodowej na brzegach (Banach, Grześ 1985), nie stwierdzono wyraźnego przyspieszenia ich rozmywu w okresie późniejszym. Intensywna i długotrwała pirotechniczna walka z zaturem lodowym nie wywołała również totalnego ożywienia procesów egzogenicznych na prawym brzegu, a jedynie „punktowe” odkształcenia zbocza (Kamienica), lub wzrost zasięgu osuwisk (Murzynowo). Zanik rozmywu wielu klifów (P-29) w okresie „pozatorowym” spowodowany został ich zarefulowaniem — namyciem osadów bagrowanych z dna. Wzrost natężenia abrazji na przełomie lat 1980/1990 (P-7) jest lokalny, wywołany wejściem strefy abrazji w obręb pyłów pliocenkich, podatniejszych na rozmyw od uprzednio abradowanych iltów.

W tabeli 13 zestawiono uśrednione wyniki badań terenowych nad abrazją brzegów zbiornika Włocławek z podziałem na okresy. Potwierdza ona poczynione już wcześniej wywody o odmienności przebiegu procesu abrazji brzegów wysokich (P) i niskich (L). W początkowym stadium ich rozwoju (1970–1976), brzeg prawy, wysoki cofa się 2,6 razy szybciej od lewego, niskiego, a objętość rozmytych utworów jest prawie 24 razy większa. W okresie późniejszym (1977–1980) brzeg niski cofa się szybciej od prawego o prawie 32%, a objętość rozmytych i odtransportowanych od linii brzegowej skał z 1 m bieżącego brzegu prawego jest już tylko 4,2 razy większa. W zbliżonej proporcji przebiegał proces wygasania abrazji na obu brzegach do 1992 r. Średnie roczne tempo cofania się brzegów zbiornika w pierwszych 22 latach jego eksploatacji wynosiło 1 m — brzeg prawy i 0,7 m — brzeg lewy. Objętościowy wskaźnik abrazji wyniósł odpowiednio 5,6 i 0,7 m³. Na innych, wybranych zbiornikach w Polsce badania były krótkotrwałe, a średnie roczne wielkości objętościowego wskaźnika abrazji nie wykraczają zbytnio od przytoczonych w tabeli 11. Na zbiorniku Rożnów, w okresie 1961–1964 (16–20

Tabela 13. Uśrednione wartości abrazji na lewym (L) i prawym (P) brzegu zbiornika Włocławek dla wybranych okresów

Averaging values of abrasion on the left (L) and right (P) bank of the Włocławek reservoir for chosen periods

Okres	Liczba przekrojów		Średnia wysokość brzegu (m)		Wskaźnik abrazji								
	lat	L	P	L	P	liniowy – l (m)				objętościowy – Q (m ³ ·s ⁻¹)			
						suma	średni roczny	suma	średni roczny	L	P	L	P
1970–1976	6	9	23	0,6	7,9	5,6	13,8	0,9	2,3	2,6	56,6	0,4	9,4
1977–1980*	4	18	25	1,3	8,4	4,8	3,2	1,2	0,8	6,4	26,8	1,6	6,7
1981–1985*	5	13	20	1,2	7,4	4,0	2,5	0,8	0,5	5,0	18,5	1,0	3,7
1977–1992	16	15	28	1,5	8,2	10,7	8,3	0,7	0,5	13,4	64,3	0,8	4,0
1970–1992	22	9	29	0,8	8,0	16,3	22,1	0,7	1,0	16,0	120,9	0,7	5,6

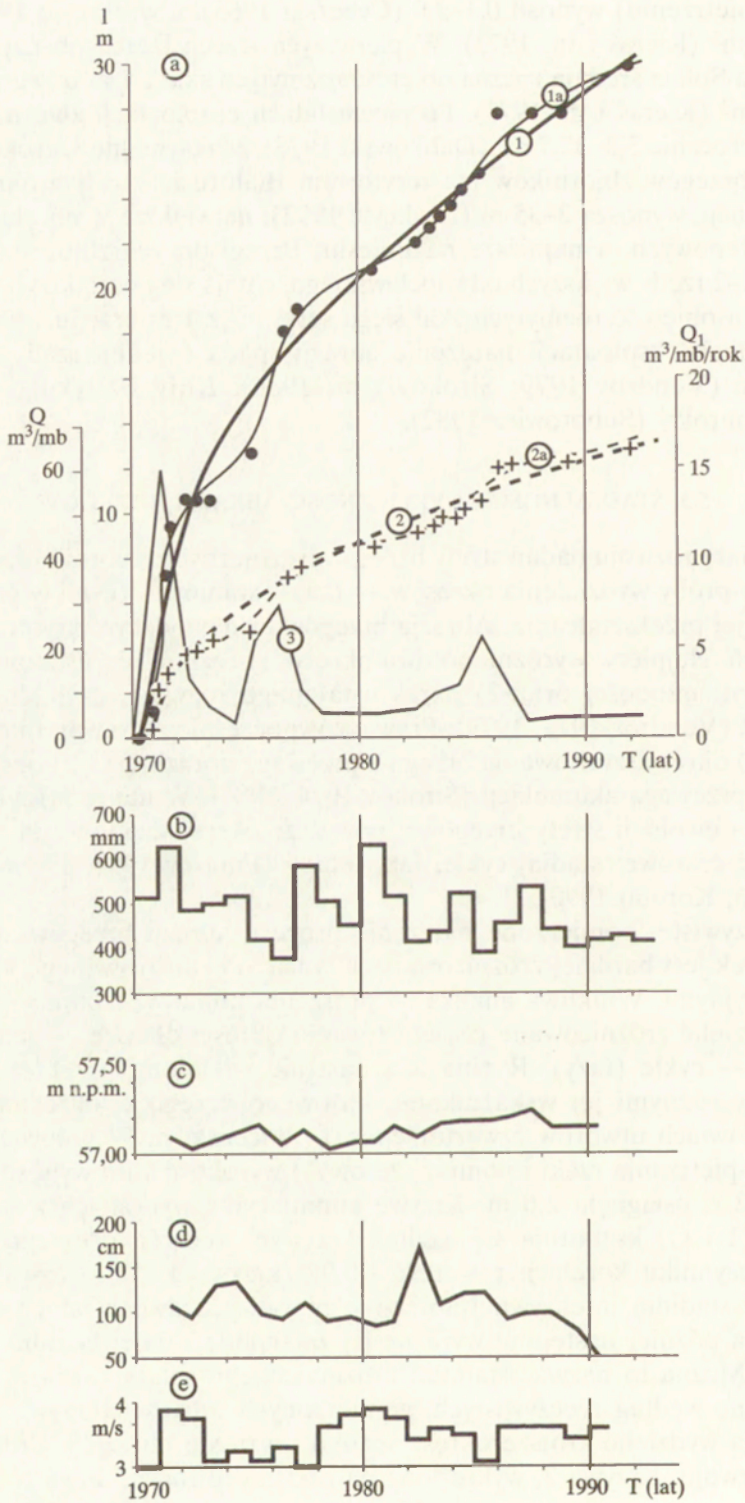
*Według: M. Banach 1986a

lat po spiętrzeniu) wynosił 0,1–2,0 (Cyberski 1965), a w okresie 1957–1965 — 0,36 m³ (Kieras i in. 1973). W pierwszych trzech latach po napełnieniu zbiornika Solina średnia roczna objętość rozmytych skał z 1 m brzegu wynosiła 1,33 m³ (Kieras i in. 1973). Po pięciu latach eksploatacji zbiornika Nysa ubywało rocznie 3,3–32,7 m³ (Dąbkowski 1978). Maksymalne szerokości rozmytych brzegów zbiorników ma terytorium Białorusi, w całym okresie ich eksploatacji, wynoszą 2–35 m (Levkević 1992); największe w obrębie obszarów morenowych, a najniższe na Polesiu. Brzegi dużych zbiorników wodnych, o 1–2 rzędy większych od włocławskiego, cofają się początkowo 20–30 m rocznie, a objętość rozmytych skał sięga setki m³ z 1 m brzegu. W późniejszych latach eksploatacji natężenie abrazji spada o jeden rząd wielkości za sezon (Vendrov 1979; Širokov i in. 1986). Klify Bałtyku cofają się 0,1–1,3 m·rok⁻¹ (Subotowicz 1982).

5.3. STADIALNOŚĆ I CYKLICZNOŚĆ ABRAZJI BRZEGÓW

W miarę rozwoju badań strefy brzegowej sztucznych zbiorników wodnych czyniono próby wydzielenia okresów — faz — stadiów — cykli w przebiegu procesu jej przekształcania. Abrazja brzegów była wiodącym kryterium tych wydzieleni. Najpierw wyróżniono dwa okresy: 1) reżimu nie ustalonego rozwoju, czyli młodości oraz 2) okres ustalonego rozwoju, czyli dojrzałości i starości (Vendrov 1972, 1979). Prawie równocześnie stosowano inne określenia: 1) okres kształtowania brzegu z przewagą abrazji oraz 2) okres stabilizacji z przewagą akumulacji (Širokov 1974, 1984). W miarę zgłębiania zagadnienia ewolucji strefy brzegowej powyższe okresy dzielono na mniejsze jednostki czasowe: stadia, cykle, fazy, etapy (Finarov 1974, 1986; Širokov i in. 1986; Korotaj 1990).

Rzeczywiste, pomierzone natężenie procesu abrazji brzegów zbiornika Włocławek jest bardziej zróżnicowane w czasie od zilustrowanego krzywymi kumulacyjnymi. Wnikliwa analiza rozproszenia punktów pozwala rzeczywiście wydzielić zróżnicowane czasem trwania okresy: dłuższe — stadia oraz krótsze — cykle (fazy). Rycina 30a ilustruje wieloletni przebieg abrazji, wyrażony różnymi jej wskaźnikami, klifowego brzegu w okresowo czynnych koluwiach utworów czwartorzędowo–plioceńskich. W połowie 1970 r. (koniec spiętrzenia rzeki i pomiar „zerowy”) wysokość klifu wynosiła 1,2 m, a w 1992 r. osiągnęła 2,6 m. Krzywe kumulacyjne wybranych wskaźników abrazji (1 i Q) kształtują się według krzywych regresji drugiego stopnia o współczynniku korelacji $r = 0,96$ i $0,98$ (krzywe 1 i 2). Pozwalają one wyróżnić stadium intensywnej abrazji w pierwszych dwóch latach po spiętrzeniu, a później następuje wyraźne jej załamanie i dalej łagodniejszy już spadek. Można to nazwać stadium urozmaiconego spadku abrazji. Krzywe wykreślane według rzeczywistych, pomierzonych wartości (krzywa 1a i 2a) pozwalają wydzielić krótsze okresy spadku i wzrostu abrazji w drugim stadium rozwoju. Krzywa 3, wykreślona na podstawie rocznych wartości (Q_1),



najlepiej ilustruje przebieg procesu abrazji w czasie. Podobnie jak w Zarzeczewie (ryc. 30a) przebiegał proces cofania się i rozmywu brzegów wysokich, stromych na innych odcinkach hydrodynamicznych (ryc. 31a). Jedynie bezwzględne wielkości wybranych wskaźników abrazji są zróżnicowane. Stadium intensywnej abrazji w pierwszych latach po spiętrzeniu wynika z nagłej zmiany warunków i cech geosystemu brzegowego oraz czynników go kształtujących. Efektem jest nagłe cofanie się klifów i przyrost ich wysokości oraz aktywizacja procesów osuwiskowych. Po wstępnej stabilizacji cech geosystemu (uwilgotnienia masywu gruntowego brzegu i ustalenia zwierciadła wód podziemnych) i wyraźnym spłyceciu przybrzeża następuje prawie nagły spadek natężenia abrazji. Dalszy jej przebieg generowany jest wieloma czynnikami losowymi, naturalnymi (wiatr, opad, egzaracja) i antropogennymi (bagrowanie, umacnianie brzegów, regulacja stanów wody). Efektem sumarycznego ich oddziaływania są stwierdzone w drugim stadium okresy (cykle) wzrostu i spadku abrazji, ale już ze znacznie mniejszymi i malejącymi amplitudami wahań. Dla dużych zbiorników byłego ZSRR wyróżnia się małe cykle (4–9 lat) spadku i wzrostu abrazji i wiąże się je ze zmianą „wodności” — zasilania zlewni (Širokov 1974). Dla zbiornika nowosybirskiego otrzymano ścisły związek ilościowy między „wielkością przemieszczania się krawędzi stoku brzegowego a stopniem wymiany wody w zbiorniku” (Širokov 1984, s. 18). Być może jest to twierdzenie wystarczająco uzasadnione oraz właściwy kierunek szukania związków przyczynowo-skutkowych, ale na analizowanym obiekcie na Wiśle takich zależności się nie stwierdza (ryc. 30 i 31a). Współczynniki korelacji natężenia abrazji z przebiegiem opadów, wiatru, jak i stanu wody są niezadowalające, a nawet ujemne. Efekt sumarycznego oddziaływania czynników abrazjogennych przy pewnej mobilności warunków daje nową wartość związków między nimi i dlatego są one skomplikowane, nieczytelne. Stwierdzone cykle zwiększanych opadów i wietrzności nie są synchroniczne z cyklami zwiększonej abrazji. Przyczyna powyższego zjawiska tkwi być może w fakcie, że w drugim stadium abrazji brzegów wzrost natężenia procesu na określonym odcinku wywołuje jego spadek na sąsiednich. Faktem stwierdzanym jest również, że umocnienie fragmentu brzegu powoduje wzrost abrazji w sąsiedztwie.

Ryc. 30. Przebieg abrazji brzegu w Zarzeczewie Nowym (a) na tle warunków hydrometeorologicznych (b—e) w okresie 1970—1992

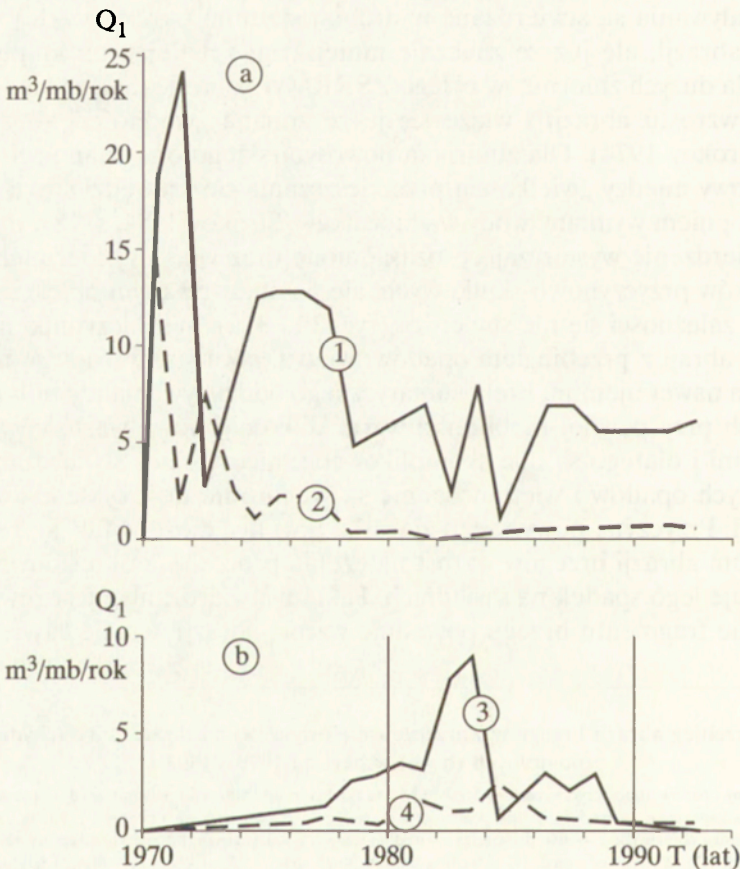
b — roczne sumy opadów atmosferycznych, c — średnie roczne rzędne zwierciadła wód na zaporze, d — roczne amplitudy stanów wody na zaporze, e — średnie roczne prędkości wiatru (wg MOG Murzynowo i własnych). Krzywe kumulacyjne liniowego wskaźnika abrazji (I): 1 — uśredniona, 1a — według danych pomierzonych; krzywe kumulacyjne objętościowego wskaźnika abrazji (Q): 2 — uśredniona, 2a — według danych pomierzonych; 3 — krzywa rocznych wielkości natężenia abrazji (Q₁)

Course of the bank abrasion in Zarzeczewo Nowe (a) against a background of hydrometeorological conditions (b—e) at the period 1970—1992

b — yearly sums of precipitation, c — mean yearly altitudes of the water table on the dam, d — yearly amplitudes of water levels on the dam, e — mean yearly wind velocities (after MOG Murzynowo and author's). Cumulative curves of the linear abrasion coefficient (I): 1 — mean, 1a — after the measured data; cumulative curves of the volumetric abrasion coefficient (Q): 2 — mean, 2a — after measured data; 3 — curve of yearly quantity of abrasion intensity (Q₁)

Krótki, ale intensywny „błysk” w natężeniu abrazji brzegów wysokich w pierwszych latach eksploatacji zbiorników występuje niezależnie od notowanej cykliczności w dalszym jej przebiegu (Širokov 1984). Twierdzenie powyższe uważam za słuszne.

Brzegi niskie, połogie, niezależnie od ich budowy geologicznej wykazują 3 odmienne tempem abrazji stadia (ryc. 31b). W pierwszych kilku latach po spiętrzeniu abrazja brzegu — stoku nadwodnego jest słabo zauważalna. Postępuje w tym czasie rozmyw szerokiej strefy przybrzeża, określony już jako „oczyszczanie przedpola”. Nadwodna część stoku jest w tym stadium jakby poza zasięgiem abrazji, a w wielu miejscach zachodzi na nim akumulacja (porównaj ryc. 18a i 29). Jest to stadium łagodnego przyrostu abrazji. Po nim dopiero następuje stadium wzmożonej abrazji, o zmiennym tempie,



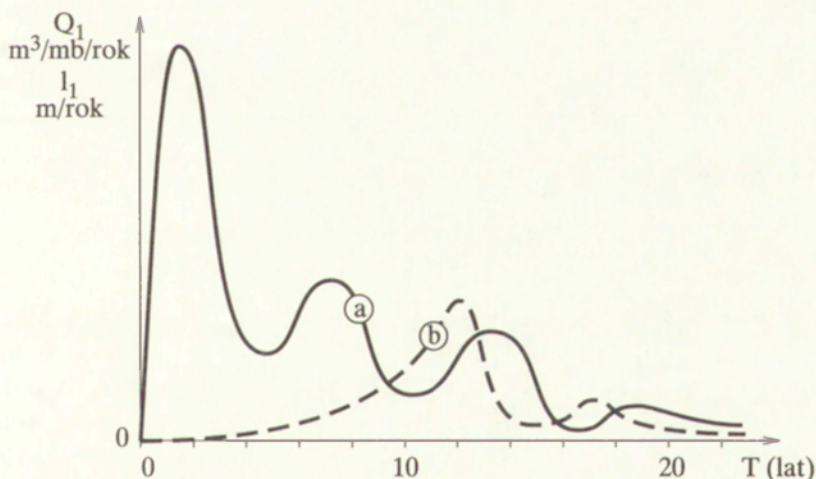
Ryc. 31. Przebieg natężenia abrazji brzegów wysokich, stromych (a) i niskich, połogich (b):
1 — Kamienica (P—20), 2 — Dobrzyń (P—14), 3 — Rokicie (P—28), 4 — Wistka Szlachecka (L—5); w nawiasie nr przekroju w tab. 11

Course of abrasion intensity of high, steep banks (a) and low, flat banks (b):

1 — Kamienica (P—20), 2 — Dobrzyń (P—14), 3 — Rokicie (P—28), 4 — Wistka Szlachecka (L—5); In brackets number of cross-section in table 11

trwające kilka lat. Zachodzi wtedy szybkie cofanie się linii brzegowej, powstają wyraźne klify i wały egzaracyjne na brzegu. Bezwzględne wielkości natężenia abrazji nie przewyższają abrazji brzegów wysokich, będących już w drugim stadium — urozmaiconego spadku abrazji. Trzecie stadium — wygasania abrazji charakteryzuje się spadkiem jej natężenia; początkowo nagłym, a później powolnym.

Niezbędne jest wyjaśnienie metody uzyskania danych do wykonania ostatnich dwóch ilustracji. Krzywe na rycinie 31 oraz krzywą 3 na rycinie 30a wykreślono na podstawie natężenia abrazji, wyrażonej ubytkiem osadów (w m^3) z 1 m brzegu, dla lat hydrologicznych. Pomiaru terenowe wykonywano nie zawsze regularnie, na ogół w odstępach 3–7 miesięcy, ale i znacznie rzadziej — raz na kilka lat (głównie w okresach 1970–1976 – lewy brzeg, oraz 1987–1992 — oba brzegi). Dla każdego pomiaru obliczono średnie miesięczne wartości i na ich podstawie dopiero sumy roczne dla lat hydrologicznych. Uzyskane wartości natężenia abrazji dla okresów rocznych pozwalają porównać przebieg procesu na dowolnych odcinkach brzegu, niezależnie od zróżnicowanej częstotliwości pomiarów. W okresie 22 lat powtórzono pomiary w przekrojach od 3 do 22 razy. Dla 38 przekrojów, dla których posiadano minimum kilkanaście pomiarów, zestawiono sumaryczne wartości dla okresów pomiarowych oraz dla lat hydrologicznych. Analiza wykresów pozwoliła wybrać krzywe ilustrujące pełną gamę procesu. Na bazie powyższego materiału opracowano schemat przebiegu natężenia procesu abrazji za cały dotychczasowy okres eksploatacji zbiornika Włocławek (ryc. 32). Charakterem przebiegu procesu schemat ten jest typowy dla wszystkich zbiorników



Ryc. 32. Schemat przebiegu natężenia abrazji brzegów wysokich (a) i niskich (b) sztucznych zbiorników nizinnych, dolinnych (na przykładzie zbiornika Włocławek)

Scheme of abrasion intensity course of high banks (a) and low banks (b) of artificial lowland, valley reservoirs (exemplified by the Włocławek reservoir)

nizinnych, dolinnych. Budowa geologiczna brzegów w warunkach nizu nie różnicuje przebiegu procesu abrazji w czasie. Im większa powierzchnia nowo powstałego akwenu, jego średnia głębokość i amplitudy wahań wód, tym dłużej trwają poszczególne stadia, a być może i cykle.

M.J. Korotaj (1990 ryc. 26, s. 91) na podstawie własnych badań prawego brzegu zbiornika Włocławek w latach 1979–1983 opracowała schemat wieloletnich i sezonowych zmian aktywności procesów abrazyjnych. Porównanie wykresów jest utrudnione, gdyż natężenie abrazji wyrażono w wymiernych jednostkach liniowych ($m \cdot rok^{-1}$) lub objętościowych ($m^3 \cdot mb^{-1} \cdot rok^{-1}$), a aktywność procesów abrazyjnych nie jest mianowana. Jeżeli pojęcie „aktywność procesów abrazyjnych” uznamy za równoznaczne pojęciu „natężenie...” to uważać można, że schemat M.J. Korotaj dotyczy tylko abrazji brzegów wysokich. Wydłużenie wzrostu aktywności abrazji do 5 lat nie jest uzasadnione. Trwał on najdłużej dwa lata, a później nastąpił systematyczny, urozmaicony jego spadek. Abrazja prawego brzegu nie ustanie; po wypełnieniu zbiornika osadami rozpocznie się erozja tego brzegu. Nastąpi to po około 150 latach.

6. MORFODYNAMIKA PLATFORM PRZYBRZEŻNYCH

Po spiętrzeniu rzeki, na skutek abrazji brzegu i depozycji części rozmytego materiału tworzy się w pobliżu linii brzegowej płytka strefa, czyli platforma (płycizna) przybrzeżna. Jest to równoległa do brzegu powierzchnia, ogólnie nachylona ku akwenowi, poszerzająca się z upływem lat na skutek cofania się klifów i wynoszenia osadów prądami przybrzeżnymi na skraj, ku akwenowi. Powierzchnia platformy rozciąga się pomiędzy maksymalnym zasięgiem fal (górną granicą rozmywu) a głębokością rozmywającego oddziaływania fal, wyznaczającą krawędź platformy (ryc. 2). W literaturze używane są pojęcia: platforma brzegowa, abrazyjna lub też: powierzchnia abrazyjna, taras abrazyjny, płycizna przybrzeżna, powierzchnia wyrównana i wygładzona. Najbardziej zbliżone do pojęcia „platforma przybrzeżna” jest pojęcie „płycizna przybrzeżna”, będąca tłumaczeniem powszechnie używanego w literaturze rosyjskojęzycznej terminu „pribreżnaja otmel”. Pozostałe terminy nie oddają jednoznacznie genezy i charakteru formy.

Platforma przybrzeżna jest pochodzenia abrazyjno-akumulacyjnego. W niewielu przypadkach, na skutek obecności wzdłużbrzegowego strumienia osadów, rozwój jej może odbywać się według abrazyjnego lub czysto akumulacyjnego typu, najczęściej jednak według mieszanego. Z uwagi na niewielkie amplitudy wahań stanów wody i brak okresowych odśnieżeń platformy trudno było śledzić zmianę jej części składowych w czasie, dlatego omawiam ją w całości.

6.1. METODA POMIARU

Zmiany parametrów platformy przybrzeżnej określano na podstawie sondowań w wyznaczonych przekrojach poprzecznych. Sondowania wykonywano z lodu lub łodzi — wzdłuż rozciągniętej liny, podczas bezwietrznej pogody, zawsze z zachowaniem tego samego kierunku. Niwelatorem określano każdorazowo horyzont pokrywy lodowej w momencie odczytywania głębokości. W trakcie pomiaru pokrywa „pulsuje” w granicach 1–5 cm i więcej. Sondowano zawsze te same punkty, a ich rzędne dowiazywano każdorazowo do reperu na stabilnym stoku nadwodnym. Odległości odmierzano taśmą. Metoda ta pozwalała określić wielkość przyrostu lub ubytku osadów między pomiarami. Z czasem zaniechano tej metody, jako uciążliwej i nie dają-

cej oczekiwanej dokładności, na rzecz sondażu z łodzi i z lodu — bez uwzględniania jego „pulsacji”. Punkty sondażu zagęszczano każdorazowo w sąsiedztwie krawędzi platformy. Stosowano zawsze tę samą sondę o płaskiej, zwiększonej średnicy końcówki (6,5 cm) umocowanej na cechowanej linii. W górnej części zbiornika stosowano przymiar sztywny (wycechowane aluminiowe rurki) z powierzchnią końcówki, jak przy sondzie. Pomiar wykonywano z dokładnością 1 cm. Stan wody brano z zapory oraz z Płocka i wyniki sondażu odnoszono zawsze do wartości średniej z wielolecia. Echosondażu nie stosowano głównie z powodu za małej dla tych celów dokładności.

Wyznaczono następujące parametry platformy:

- 1) szerokość — horyzontalna odległość między podstawą klifu a krawędzią platformy (S);
- 2) głębokość na krawędzi platformy — różnice rzędnych górnej i dolnej granicy platformy (Hk);
- 3) nachylenie platformy — wynikające z powyższych dwóch danych;
- 4) nachylenie skłonu (zbocza, skarpy, stoku) platformy — wynikające z różnicy głębokości i odległości krawędzi platformy i styku jej skarpy z podnóżem („swału” ze „szlejfem”). Ta ostatnia granica jest najmniej wyraźna; wyznaczano ją graficznie z wyrysowanego profilu.

Wyniki sondowań i wyliczone parametry platformy zestawiono w zbiorczej tabeli, której ze względów technicznych nie zamieszczono, ale była ona bazą materiałów do tego rozdziału.

6.2. MORFOMETRIA PLATFORM

Statyczną charakterystykę platform przybrzeżnych na koniec okresu badań w powiązaniu z charakterem brzegu zilustrowano na rycinie 33. Szerokość ich waha się od 10 do 110 m. Najbardziej rozwinięte, najszerze są w środkowym, najdłuższym odcinku zbiornika; szersze na lewym, niskim brzegu (tab. 14). Maksymalne szerokości, dla wybranych odcinków obu brzegów, przewyższają minimalne 6 razy. Zróżnicowanie więc szerokości platform, jako podstawowego ich parametru, jest wielokrotnie mniejsze od zróżnicowania abrazyji. Zjawisko powyższe wynika z obecności prądów przybrzeżnych. Wzdłużbrzegowy strumień osadów nasycza się w miejscach intensywnej abrazyji, a „rozładowuje” z osadów wzdłuż odcinków, gdzie jest jej brak. Dlatego też wzdłuż odcinków brzegów słabo degradowanych platformy przyrastają w tempie zbliżonym jak w sąsiedztwie. Na prawym, wysokim i przygłębionym brzegu platformy są dwukrotnie węższe i 2–3 razy bardziej nachylone. Uśrednione wartości dla 14 przekrojów w Dobrzyniu (3,4 km) wynoszą 24,5 m szerokości o nachyleniu 3,5°, podczas gdy na przeciwnym, niskim brzegu w Dobiegniewie (16 przekrojów na odcinku 1,9 km) wielkości te kształtują się odpowiednio: 54 m i 1,2°. Nawet ekstremalne pomierzone wielkości zachowują zbliżony stosunek. Jedynie nachylenie najszerzych platform na le-

Tabela 14. Porównanie parametrów platformy przybrzeżnej na obu brzegach w środkowym odcinku zbiornika Włocławek w 1988 r.

Comparison of the coastal platform parameters on the both banks in the middle segment of the Włocławek reservoir in 1988

Nazwa i długość odcinka, liczba przekrojów	Rodzaj pomiarów	Platforma		Głębokość na krawędzi platformy Hk(m)	Nachylenie stożku platformy (stopnie)
		szerokość S(m)	nachylenie (stopnie)		
Dobiegiewo – L 1,9 km; 16	uśrednione	54,0	1,2	0,9	3,0
	pomierzone	110,0*	0,3	0,6	1,6
	pomierzone	19,0**	2,1	0,7	2,9
Dobrzyń – P 3,4 km; 14	uśrednione	24,5	3,5	1,5	24,4
	pomierzone	35,0*	1,6	1,0	26,8
	pomierzone	10,0**	4,0	0,7	20,7
Kamienica – P	pomierzone	60,0***	2,4	2,5	23,3

L – lewy brzeg, P – prawy brzeg, * – maksymalna, ** – minimalna, *** – maksymalna na prawym brzegu w 1993 r.

wym brzegu odbiega znacznie od powyższych proporcji i jest 8 razy mniejsze, spadając do 0,3°. Głębokość na krawędzi platformy wyznacza zasięg falowego oddziaływania na dno. Zmienia się ono w zależności od warunków anemobarycznych i stanów wody. Krótkotrwałość i nieregularność stanów wody oraz niewielkie ich średnie miesięczne amplitudy, nie przekraczające na ogół 50 cm (tab. 6), nie powodują zauważalnych zmian głębokości zalęgania krawędzi platformy na tym zbiorniku. Oscyluje ona wokół określonej wartości; wzdłuż brzegów przygłębiowych — głębiej, około 1,5–2,0 m, a wzdłuż przyplączynowych brzegów — płycej, na ogół poniżej 1 m (porównaj ryc. 33 i tab. 14). Wartości średnie wynoszą odpowiednio: 1,6 i 0,9 m. Zależność pomiędzy głębokością na zewnętrznym skraju platformy (Hk), amplitudą wahań zwierciadła wody w okresie bez lodu (Abl) a wysokością fali 1% prawdopodobieństwo ($h_{1\%}$) ilustruje wzór (Levkević 1991):

$$Hk = 0,420 + 0,627 Abl + 0,272 h_{1\%}.$$

Wzór ten, wypracowany na podstawie wyników badań zbiorników Białorusi, daje zadowalające wyniki dla brzegów przygłębiowych zbiornika Włocławek, a zawyżone o 20–40% dla brzegów przyplączynowych. Dla określonej szerokości platformy głębokość na jej skraju jest praktycznie niezmienna. Z czasem, z przyrostem szerokości platformy zwiększa się głębokość na jej skraju. Zależność ta nie jest jednak prosta, wyraźna (ryc. 34); dla prawego brzegu korelacja jest zadowalająca ($r = 0,72$), a dla lewego, niskiego brak korelacji ($r = 0,31$).

Nachylenie zewnętrznej części platformy — skłonu waha się od kilku do 30°; większe wzdłuż brzegów wysokich, stromych. Profil poprzeczny skłonu jest na ogół wypukły, rzadziej prosty. Wzdłuż brzegów przygłębiowych kąt nachylenia zbliżony jest do naturalnego kąta zsypania budującego go materiału

(Ikonnikov 1972; Kaćugin 1975). Wzdłuż brzegów przyplyciznowych skłon jest wydłużony, mało wyraźny, o kącie zbliżonym do pierwotnego nachylenia dna, na którym zachodzi akumulacja. Krawędź platformy nie jest nigdzie ostrą granicą, linią.

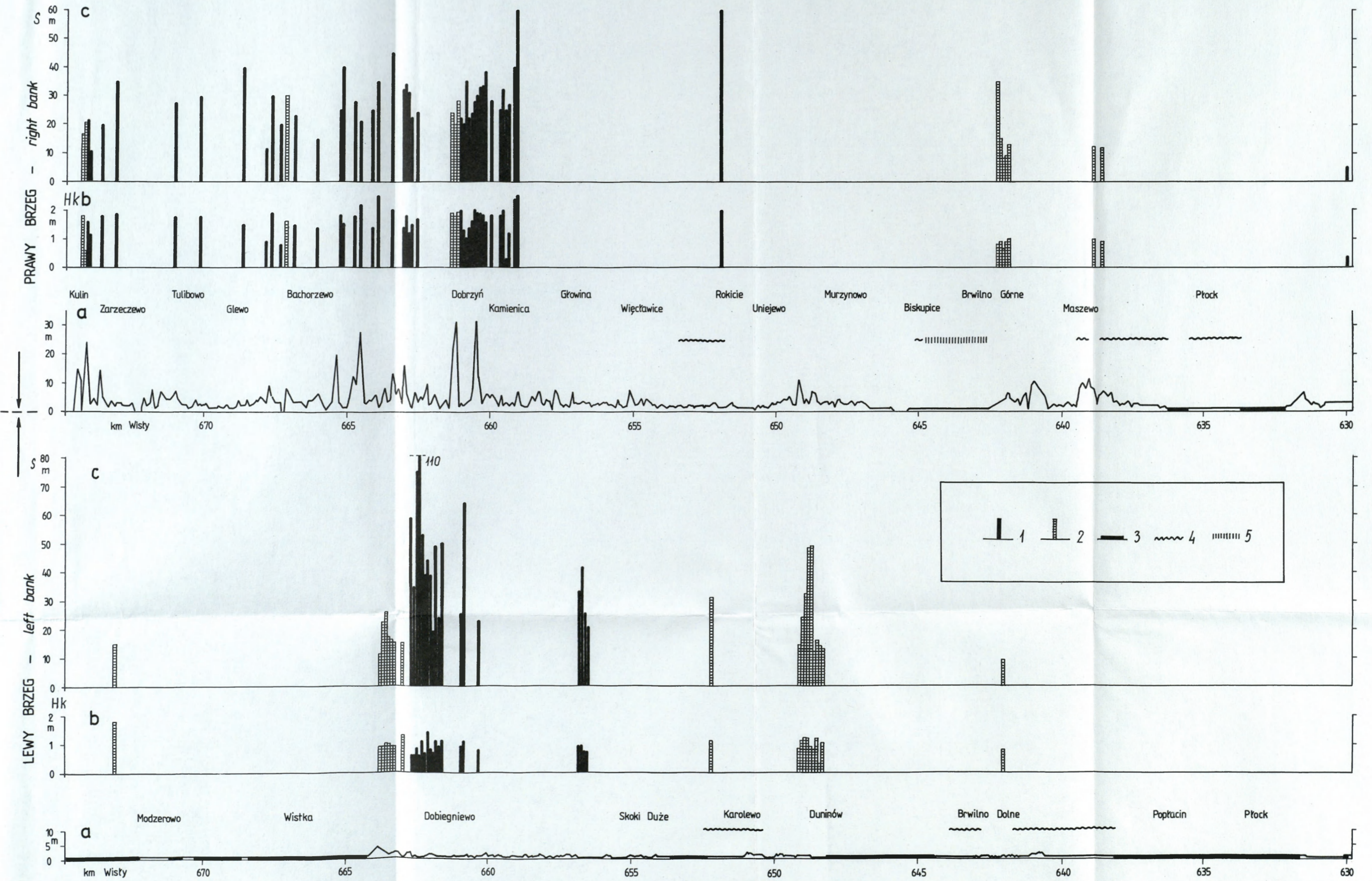
W rejonie zapory oraz w cofkowej części zbiornika szerokość platform maleje, nachylenie ich rośnie, a głębokość na krawędzi spada (tab. 15 — wartości dla 1992 r.). Zróznicowanie powyższe, podobnie jak w przypadku abrazyji brzegów, wynika z hydrodynamicznego zróznicowania tych odcinków. Profil subakwalnej części strefy brzegowej w Płocku ma już wiele cech warunków fluwialnych.

Górna, abrazyjna część platformy jest na ogół wklęsła i bardziej stroma od bardziej położej, a nawet wypukłej części akumulacyjnej. W warunkach subakwalnych granica między nimi jest trudna do ustalenia. Obecność aluwów na platformie wzdłuż brzegów piaszczystych można odróżnić jedynie po twardości dna, a wzdłuż abraadowanych brzegów ilastych — po obecności i miąższości aluwów piaszczystych. To ostatnie kryterium może być złudne,

Tabela 15. Uśrednione parametry platformy przybrzeżnej
prawego brzegu zbiornika Włocławek

Averaging coastal platform parameters of the Włocławek reservoir right bank

Lokalizacja km rzeki Wisły	Długość odcinka km	Liczba prze- krojów	Rok	Platforma		Głębokość na krawędzi platformy Hk(m)	Nachylenie stoku platformy (stopnie)
				szerokość S(m)	nachylenie (stopnie)		
Kulin – przy zaporze 673,0–674,3	1,3	3	1978	9,7	8,2	1,2	27,5
		4	1983	15,8	5,9	1,6	21,8
		3	1987	17,3	5,2	1,6	23,7
		3	1992	17,2	5,1	1,5	18,8
za okres 1978–1992		3,3		15,0	6,1	1,5	22,9
Bachorzewo 663,9–667,6	3,7	4	1978	12,3	6,1	1,3	22,8
		8	1987	23,6	4,2	1,7	25,4
		3	1992/93	31,7	3,3	1,7	17,4
za okres 1978–1992/93		5,0		22,4	4,5	1,6	21,8
Dobrzyń 660,0–663,4	3,4	3	1972	14,3	5,9	1,5	21,1
		7	1978	25,2	3,2	1,4	26,7
		9	1983	21,6	4,3	1,7	22,7
		14	1988	24,5	3,5	1,5	24,4
		17	1992/93	27,7	3,6	1,7	22,8
za okres 1972–1992/93		10,0		22,7	4,4	1,6	23,5
Kamienica 659,0–659,6	0,6	5	1992/93	36,6	3,4	2,0	21,8
Brwilno Górne 641,7–642,1	0,4	4	1983	11,3	4,6	0,9	15,4
Płock – 629,6		1	1983	5,5	3,1	0,3	18,4
			1992	5,0	4,6	0,4	20,0
za okres 1983–1992		1,0		5,3	3,8	0,4	19,2

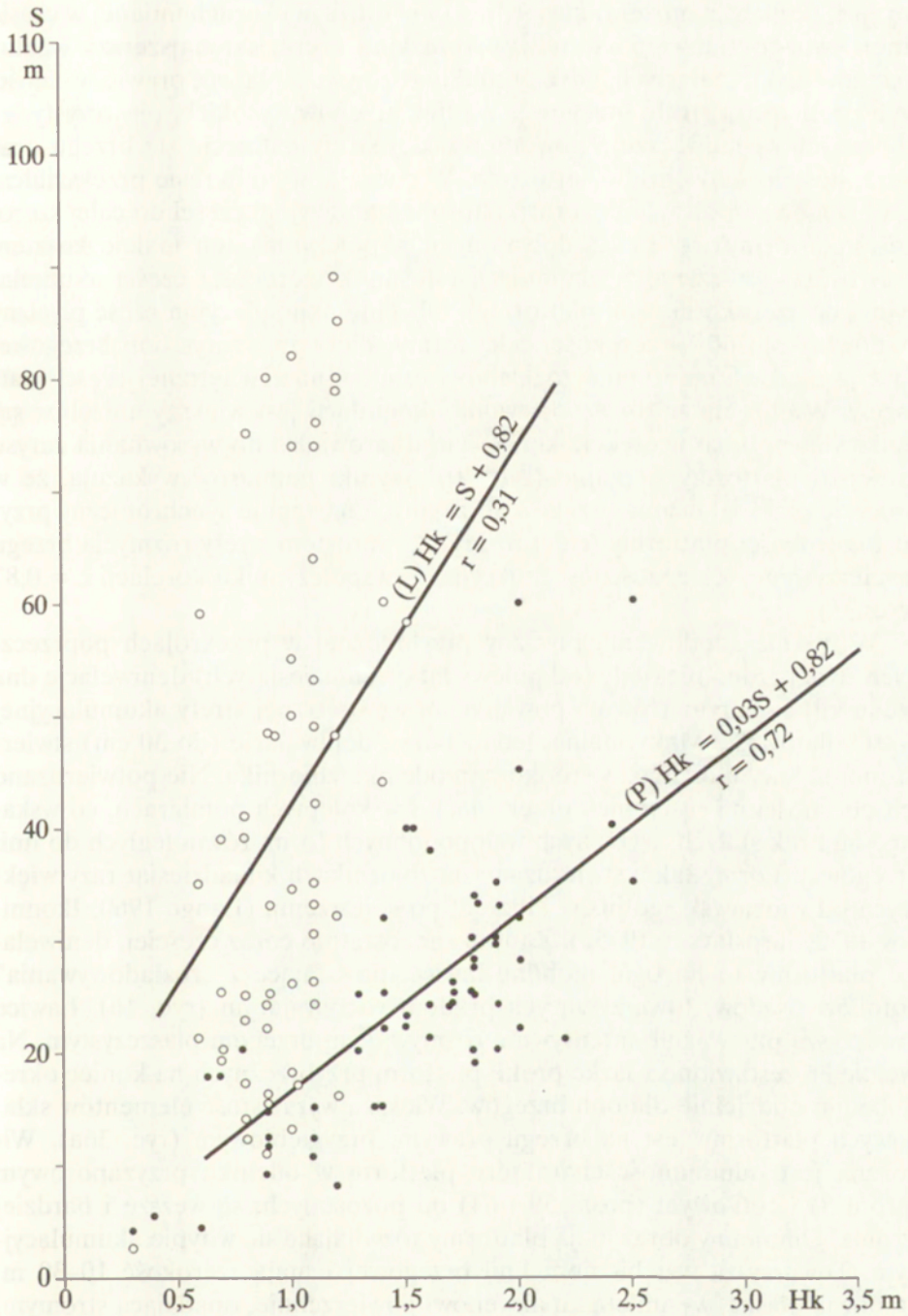


Ryc. 33. Wybrane parametry platformy przybrzeżnej zbiornika Włocławek

a — wysokość brzegu (klifu), b — głębokość na krawędzi platformy, c — szerokość platformy; wartości po okresie od spiętrzenia rzeki: 1 — 20 lat, 2 — 12 lat; typ brzegu: 3 — umocniony, 4 — zarefultowany, 5 — brzeg neutralny

Chosen parameters of the coastal platform of the Włocławek reservoir

a — height of bank (cliff), b — depth on the coastal platform, c — width of the platform; values after the period of the river damming: 1 — 20 years, 2 — 12 years; bank type: 3 — protected, 4 — dredged, 5 — neutral



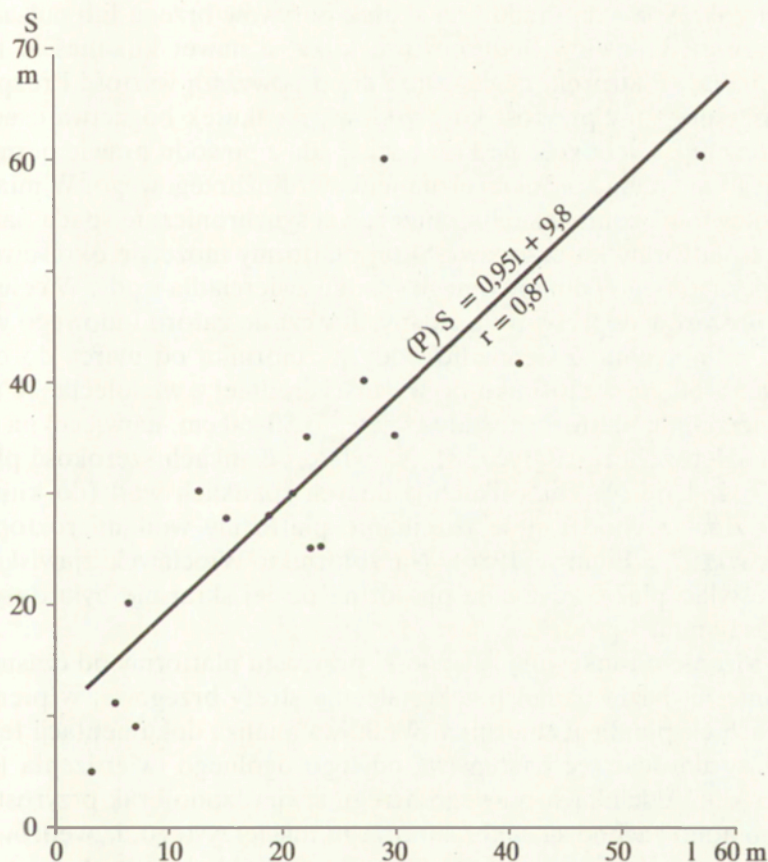
Ryc. 34. Proste regresji i współczynniki korelacji liniowej (r) szerokości platformy przybrzeżnej (S) z głębokością na jej krawędzi (H_k) dla lewego (L) i prawego (P) brzegu

Regression lines and linear correlation coefficients (r) of the coastal platform width (S) and its depth at the edge (H_k) for the left (L) and right (P) bank

mylące, ponieważ możemy stwierdzać i nie odróżniać uruchamianej w czasie intensywnego falowania warstwy. Abrazyjna część jest najszersza wzdłuż brzegów niskich, ilastych, gdyż produkty rozmywu są łatwo, prawie w całości wynoszone poza strefę brzegową. Wzdłuż brzegów wysokich, piaszczystych i gliniastych są najwęższe z powodu wąskiej strefy cofnięcia się brzegu oraz dużej ilości osadów gruboziarnistych. W początkowym okresie przekształcania brzegów współczynnik abrazyji (stosunek abrazyjnej części do całej szerokości platformy) rośnie. Z upływem lat współczynnik ten maleje kosztem przyrostu współczynnika akumulacji (stosunek szerokości części akumulacyjnej do szerokości całej platformy). Obecnie akumulacyjna część pływicy stanowi około 60% szerokości całej formy. Pierwotny zarys linii brzegowej sprzyja nierównomiernemu rozkładowi osadów na zewnętrznej części platformy. W obrębie zatok współczynnik akumulacji jest większy aniżeli w sąsiedztwie cypli, co w efekcie końcowym doprowadza do wyrównania zarysu krawędzi platformy w planie (ryc. 40). Wyniki pomiarów wykazują, że w procesie przekształcania brzegów abrazyjnych następuje synchroniczny przyrost szerokości platformy (całej formy) ze wzrostem strefy rozmycia brzegu macierzystego. Zależność jest funkcyjna, o współczynniku korelacji $r = 0,87$ (ryc. 35).

W trakcie sondowania pływicy przybrzeżnej w przekrojach poprzecznych stwierdzano niekiedy (od połowy lat osiemdziesiątych) deniwelacje dna rzędu kilku centymetrów na powierzchni wewnętrznej strefy akumulacyjnej części platformy. Maksymalne, jednostkowe deniwelacje (do 30 cm) stwierdzono na lewym brzegu, w środkowym odcinku zbiornika. Nie potwierdzano ich obecności na sąsiednich przekrojach i w kolejnych pomiarach, co wskazuje na brak stałych, wyraźnych wałopodobnych form, równoległych do linii brzegowej. Formy takie stwierdzano na zbiornikach kilkadziesiąt razy większych od włocławskiego już w kilka lat po spiętrzeniu (Lange 1960; Ikonnikov 1972; Jaroslavcev 1975a). Zauważane, ostatnio coraz częściej, deniwelacje platformy to na ogół mobilne ławice, powstające z „rozładowywania” potoków osadów, towarzyszących prądom rozrywającym (ryc. 16). Ławice towarzyszą przeważnie intensywnie rozmywanym brzegom piaszczystym. Na rycinie 36 zestawiono wiązkę profili platform przybrzeżnych na koniec okresu badań oddzielnie dla obu brzegów. Większa wyrazistość elementów składowych platformy jest na brzegu prawym, przygłębiowym (ryc. 36a). Widoczna jest odmienność charakteru platform w odcinku przyzaporowym (profil 5) i cofkowym (profil 59 i 64) od pozostałych; są węższe i bardziej strome. Odmienny obraz mają platformy rozwijające się w typie akumulacyjnym. Towarzyszą wgłębieniom linii brzegowej i mają szerokość 10–30 m. Stanowią płaską, wysuniętą ku akwenowi powierzchnię, opadającą stromym, wypukłym załomem ku głębiom. Są to profile form akumulacyjnych obecnie nadwodnych, opisane jako odsypy (Banach 1992a). Na wiązkę profili zbiornikowych naniesiono zarys dna erozyjnego, wysokiego brzegu Wisły w Wyszogrodzie (profil I ryc. 36a). Takie właśnie, o zarysie wklęsłym, były podwod-

ne profile prawego brzegu Wisły do jej spiętrzenia na odcinku obecnego zbiornika. Na wiązkę profili platform lewego brzegu naniesiono zarys platformy jeziora Gościąż (profil II ryc. 36b). Z zarysu tego profilu można wnioskować o kierunku i wielkości wahań zwierciadła wód jeziora. Przed około 300 laty przegrodzono groblą ciek odwadniający jezioro, podpiętrżając je o około 3,2 m. W tym poziomie kształtował się ekosystem strefy brzegowej do lat sześćdziesiątych XX w., kiedy to grobla uległa częściowemu rozmyciu. Poziom jeziora obniżył się o 1,0–1,1 m — co zaznaczyło się nowym, drobnym stopniem na platformie. Groblę odbudowano w 1989 r., aby zachować stan ekosystemu jeziora kształtowany przez ostatnie 300 lat. Aktualnie nadbudowywana jest platforma jeziora, rozmyta częściowo w okresie około 20 lat dewastacji grobli. Szerokość jej w lutym 1991 r. wynosiła 10,5 m, nachylenie 2,7°, a głębokość nad krawędzią 0,5 m.



Ryc. 35. Prosta regresji i współczynnik korelacji (r) szerokości platformy przybrzeżnej (S) a szerokości strefy rozmywu brzegu macierzystego (l) — brzeg prawy (P)

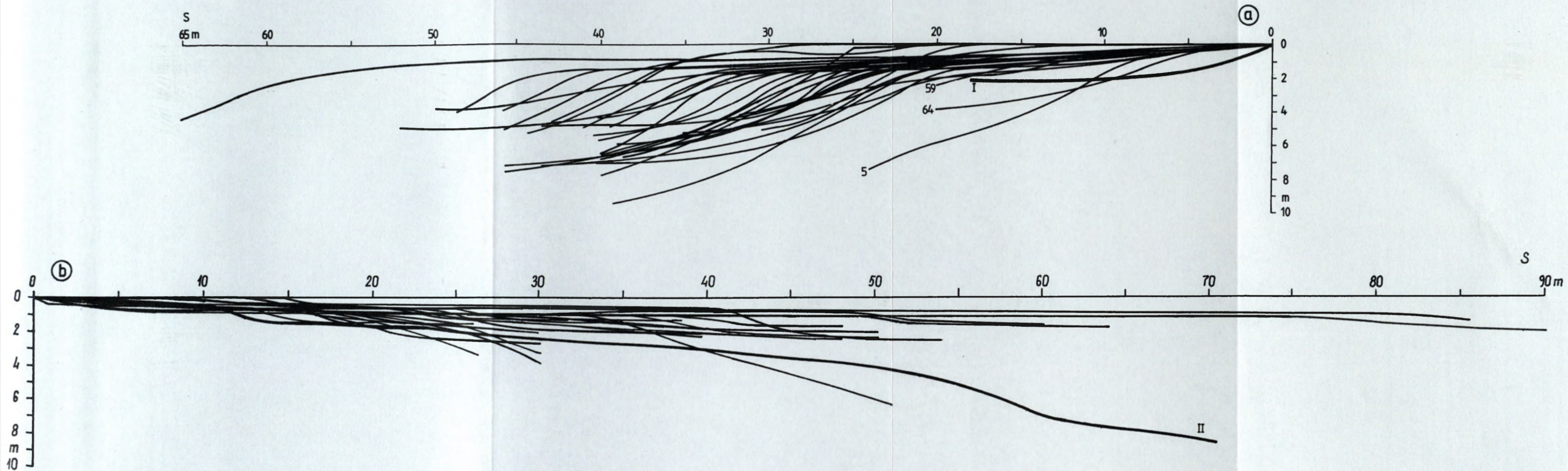
Regression line and the correlation coefficient (r) of the coastal platform width (S) and widths of wash-out of the parent bank (l) — right bank (P)

6.3. DYNAMIKA PLATFORM W WIELOLECIU

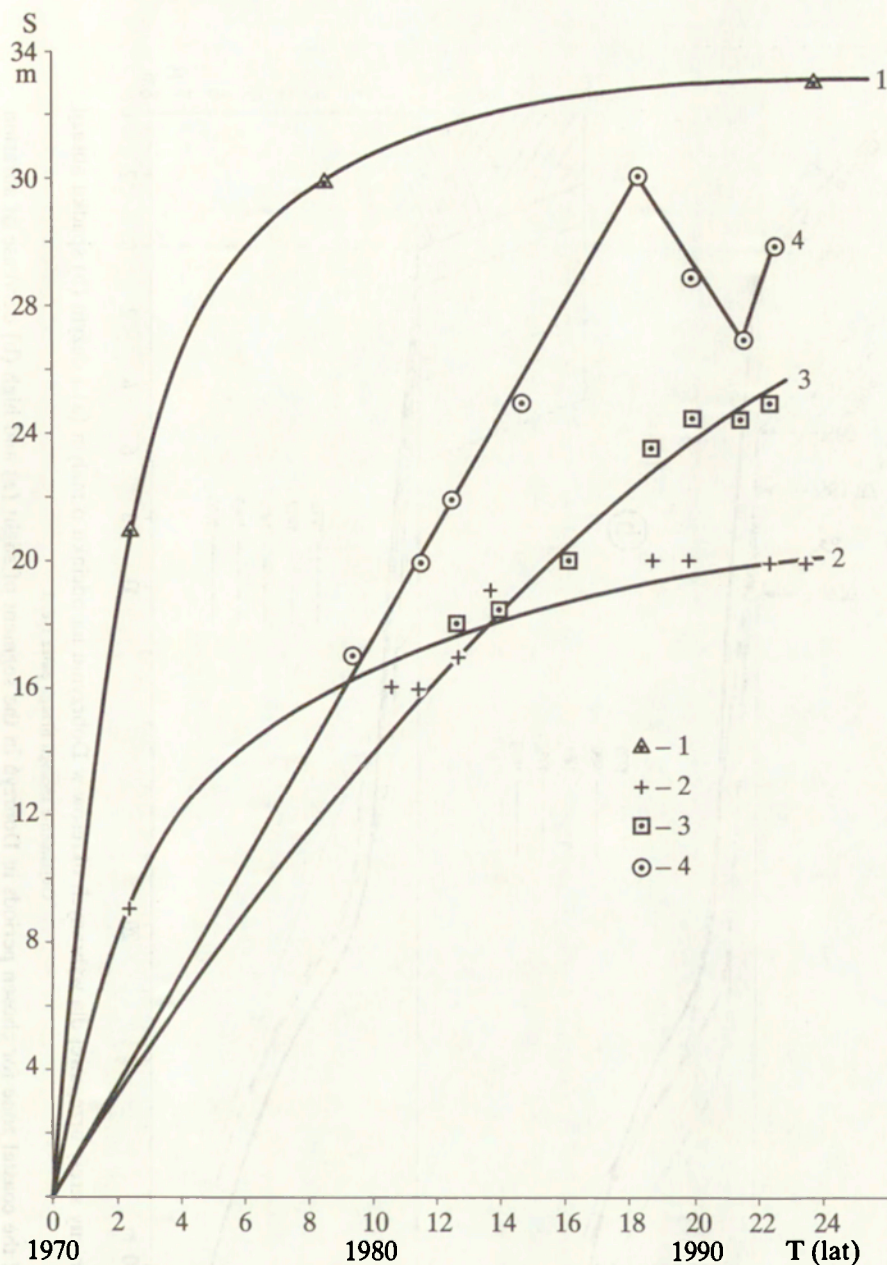
Przyrost platform jest proporcjonalny do czasu (Ikonnikov 1972; Płachciński 1973). Z upływem lat szerokość ich wzrasta; wąskie w pierwszych latach, po powstaniu zbiornika narastają szybciej, z czasem tempo ich przyrostu stopniowo maleje (ryc. 37, tab. 15). Przyrost platformy w czasie opisuje się równaniem paraboli (Levkević 1991): $S = S_0 \cdot T^b$; gdzie S_0 — szerokość za pierwszy rok eksploatacji zbiornika, T — czas (lat), b — współczynnik, zależny od morfologii stoku, amplitudy wahań wód oraz wieku zbiornika i wynosi 0,62–0,88.

Przyrost platform odbywa się na skutek cofania się linii brzegowej — główna przyczyna — oraz postępowania ku przodowi, ku akwenowi jej krawędzi — drugorzędna przyczyna (ryc. 38b). Obie przyczyny wykazują przestrzenną fluktuację w czasie. Linia brzegowa wzdłuż wysokich kłifów postępuje okresowo do przodu na skutek obrywów brzegu lub pulsacyjnym przemieszczeń koluwiów; jednorazowo kilka, a nawet kilkanaście metrów (ryc. 20 i 38a). Platforma nagle zwęża się o powyższą wartość i rozpoczyna się jej przyspieszony przyrost ku przodowi, na skutek bogactwa osadów na jej powierzchni. Głębokość na krawędzi spada z powodu prawie permanentnie pełnego nasycenia osadami strumienia wzdłużbrzegowego. W miarę iryzmywu koluwiów i cofania się linii brzegowej synchronicznie spada natężenie przyrostu platformy ku przodowi. Skraj platformy może się okresowo cofać na skutek znacznego i długotrwałego spadku zwierciadła wody. W celu odtworzenia obszarów depresyjnych, zalanych w czasie zatoru lodowego w styczniu 1982 r., obniżono zwierciadło wody w zbiorniku od marca do czerwca 1982 r. o 35–60 cm w stosunku do wartości średniej z wielolecia. W okresie tym powierzchnie platform zostały „ścięte” o 50–60 cm, najwięcej na zewnętrznej, najgłębszej części (ryc. 38). Na wielu odcinkach szerokość platform zmalała o 2–4 m. Na zbiornikach o dużych spadkach wód (do kilkunastu metrów) zimą zachodzi silne rozcinanie platformy wodami roztopowymi (Ikonnikov 1972; Finarov 1986). Na zbiorniku Włocławek zjawisko takie obejmuje tylko plażę, gdyż cała platforma po jej skraj nie była dotychczas nigdy odsłonięta.

Twierdzenie o funkcyjnej zależności przyrostu platformy od czasu opiera się głównie na bazie badań przekształcenia strefy brzegowej w pierwszych kilku latach eksploatacji zbiornika. Wnikliwa analiza dokumentacji tego rozdziału pozwala dostrzec odstępstwa od tego ogólnego twierdzenia (ryc. 37 i 38). Na kilku odcinkach prawego brzegu stwierdzono brak przyrostu platformy, pomimo zachodzącej abrazyj brzegu macierzystego, i „wędrówkę” jej krawędzi za cofającą się linią brzegową. Jako przykład może służyć przebieg zmian strefy brzegowej Góry Zamkowej w Dobrzyniu (ryc. 39, fot. 23). Klif o wysokości 45–48 m, zbudowany z glin i piasków czwartorzędowych (oraz formacji burowęglowej miocenińskiej, rozwija się cyklicznie, według schematu: abrazyjne podcięcie klifu — obryw (osyp) — abrazyjny rozmyw koluwiów



Ryc. 36. Wiązka profili platformy przybrzeżnej prawego (a) i lewego (b) brzegu zbiornika Włocławek po 20 latach jego eksploatacji
 Cyfry przy wybranych profilach oznaczają numer archiwalny przekroju
 Bunch of the coastal platform profiles of the right (a) and left (b) bank of the Włocławek reservoir after 20 years of its exploitation
 Numbers near the chosen profiles mark an archival profile number

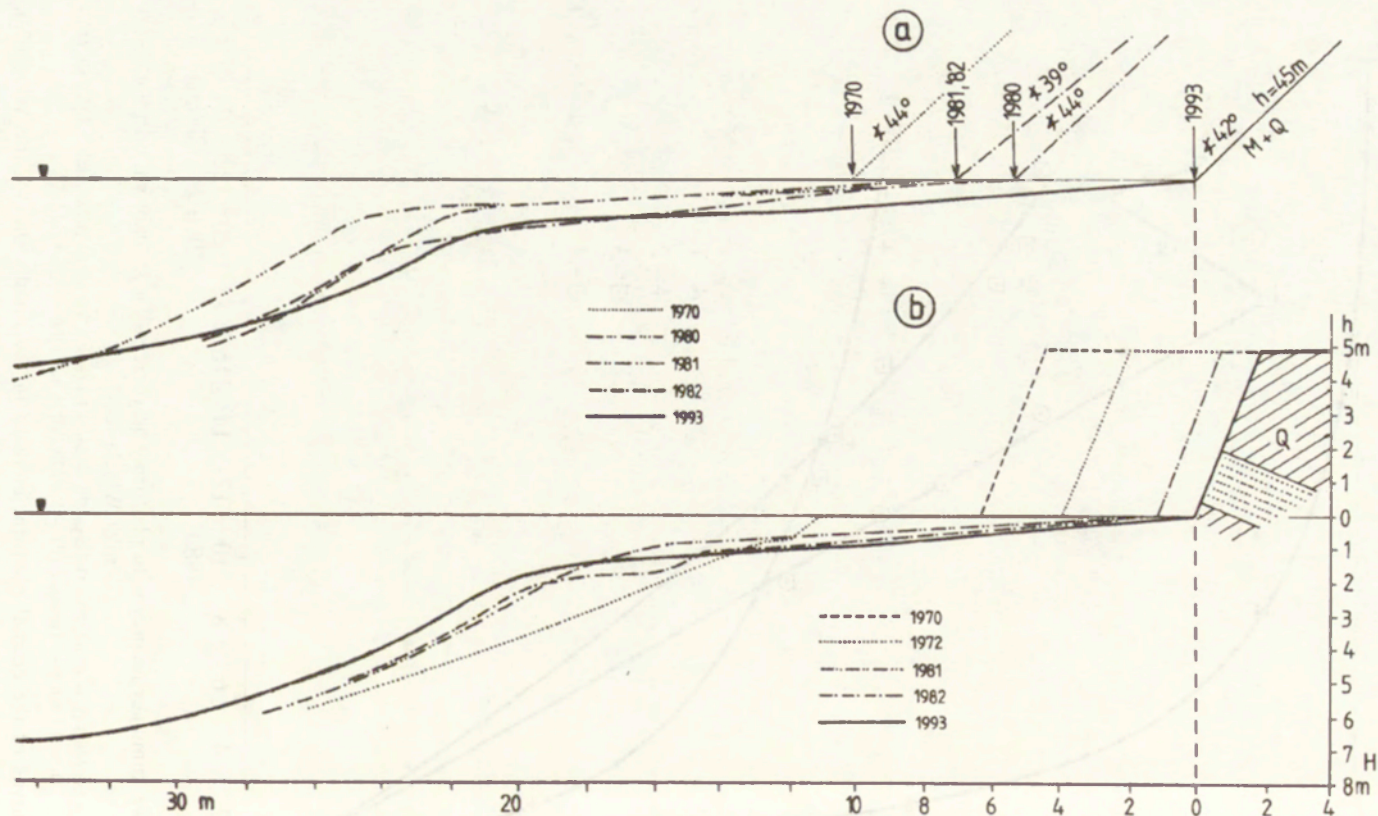


Ryc. 37. Krzywe kumulacyjne przyrostu platformy przybrzeżnej w środkowym odcinku zbiornika Włocławek

1 — Dobrzyń (P) — km 660,5 (h = 42 m), 2 — Dobrzyń (P) — km 661,4 (h = 4,7 m), 3 — Dobięgniewo (L) — km 660,9 (h = 0,3 m), 4 — Tulibowo (P) — km 670,2 (h = 4,3 m); h — wysokość klifu

Cumulative curves of the coastal platform increase in the middle part of the Włocławek reservoir

1 — Dobrzyń (P) — km 660.5 (h = 42 m), 2 — Dobrzyń (P) — km 661.4 (h = 4.7 m), 3 — Dobięgniewo (L) — km 660.9 (h = 0.3 m), 4 — Tulibowo (P) — km 670.2 (h = 4.3 m); h — height of cliff



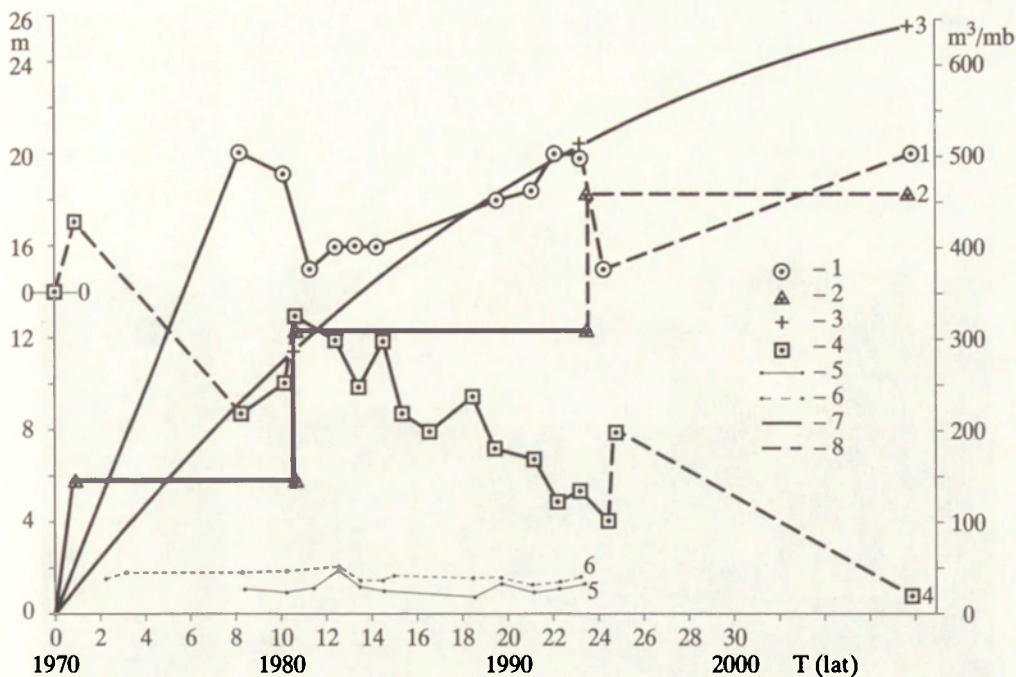
Ryc. 38. Zmiany strefy brzegowej dla wybranych okresów w Dobrzyńiu na odcinku o małym (a) i dużym (b) spadku abrazji

Objaśnienie litologii brzegu patrz ryc. 3

Changes of the coastal zone for chosen periods in Dobrzyń in the segment of slight (a) and high (b) decrease of abrasion

Explanation of the bank lithology see fig. 3

<http://rcin.org.pl>



Ryc. 39. Dynamika wybranych elementów strefy brzegowej w Dobrzyńiu — km 661,1 (Góra Zamkowa)

Krzywe kumulacyjne: 1 — szerokości platformy (S), 2 — cofania się krawędzi klifu (l), 3 — kubatury rozmytych skał (Q), 4 — fluktuacji linii brzegowej; głębokość na krawędzi platformy (Hk): 5 — Góra Zamkowa (profil 7 ryc. 40), 6 — osuwisko (profil 10 ryc. 40); 7 — zmiany pomierzone, 8 — zmiany prawdopodobne

Dynamics of chosen elements of the coastal zone in Dobrzyń — km 661.1 (Góra Zamkowa)

Cumulative curves: 1 — width of the platform (S), 2 — backing off of cliff edge (l), 3 — cubatures of washed out rocks (Q), 4 — fluctuations of the coastline; depth at the edge of the platform (Hk): 5 — Góra Zamkowa (profile 7 fig. 40), 6 — landslide (profile 10 fig. 40); 7 — measured changes, 8 — probable changes

— i kolejne podcięcie klifu (krzywa 2). Czas trwania cykli rośnie; pierwszy zarejestrowany trwał 10 lat (1970–1980), a drugi, po 13 latach jeszcze trwa. Po ośmiu latach platforma osiągnęła maksymalną szerokość (20 m) i jeszcze przed obrywem klifu, czyli nastaniem nowego cyklu, przestała przyrastać (krzywa 1). Po obrywie (wrzesień 1980 r.) spadła szerokość platformy z powodu nagłego przemieszczenia linii brzegowej ku akwenowi. Fluktuacyjne cofanie się linii brzegowej trwa nadal (krzywa 4), a platforma po osiągnięciu 20 m szerokości przestała przyrastać, co przemawia za „wędrówką” jej krawędzi za cofającym się brzegiem. Fakt powyższy wskazuje, że platforma w procesie swego rozwoju osiąga po pewnym czasie graniczne rozmiary (parametry), które, mimo określonych fluktuacji, zachowuje; szerokość nie rośnie, a nachylenie nie spada. Taki profil stoku subakwalnego zwie się profilem równowagi (Lange 1960; Zenković 1962; Popov 1972; Bruun 1973 — vide Tarnowska 1980). Jest to profil, który pod wpływem ustalonych oddziaływań falowania i prądów nie zmienia swego kształtu w czasie. W przyrodzie,



Fot. 23. Góra Zamkowa w Dobrzyń — cypel wysoczyzny morenowej, rozwijający się cyklicznie według schematu zobrazowanego na ryc. 18c. W profilu zbocza brak utworów ilastych, kąt nachylenia 45° , odległość krzyża od krawędzi klifu 19,3 m

Zamkowa Góra in Dobrzyń — the morainic plateau spur, developing in cycles according to the scheme illustrated in fig. 18c. In the slope profile clay deposits are lacking, angle of inclination 45° , a distance from the cross to the cliff edge 19,3 m

3 IV 1990

z uwagi na złożoną strukturę falowania wiatrowego, mającego charakter losowy, taki profil nie istnieje i dlatego wygodniej jest stosować pojęcie dynamicznego profilu równowagi. Jest to statystyczny średni profil, zachowujący swój zasadniczy kształt w określonych ramach zmian sezonowych, kształtujący się pod wpływem dominujących parametrów falowania wiatrowego. Dynamiczny profil równowagi stwierdzono najwcześniej, po 8–12 latach, na odcinkach brzegu o intensywnej abrazyj.

Nasuwa się pytanie, co powoduje frontalne cofanie się skłonu platformy za abradowanym, cofającym się brzegiem? Czy może to być tylko wynik współdziałania procesów egzogenicznych: degradacji brzegu i aggradacji produktów rozmywu na platformie? Pojawiają się w literaturze przypadki stwierdzania węższych platform od szerokości strefy abrazyjnego rozmywu. Po 30 latach eksploatacji zbiornika kamskiego szerokość platform wynosi 40–50 m, a wysokie piaszczyste brzegi cofnęły się o 70–80 m. Podobne zjawisko wystąpiło wzdłuż brzegów zbudowanych z glin piaszczystych, gdzie abrazja objęła strefę 90–100 m, a szerokość platformy wynosiła 60–80 m (Širokov i in. 1986). Zjawisko powyższe objaśnia się „ścianami zewnętrzną

(akumulacyjnej) części platformy przy spadkach zwierciadła wody i niemożnością całkowitego wygaszenia energii fal przez tak zdeformowaną platformę” (s. 114). Ale przecież tak deformowana była platforma i we wcześniejszych etapach jej rozwoju, kiedy była węższa. Wtedy prądy brzegowe były w stanie uzupełniać systematycznie zaistniałe ubytki. Nie mogą temu sprostać dopiero po osiągnięciu przez platformę odpowiedniej szerokości (parametrów). Przytoczone wyżej przykłady przewagi szerokości strefy abrazji nad szerokością platformy tłumaczy się również twierdzeniem, iż „niezależnie od intensywności abrazji platforma przybrzeżna przyrasta skrajnie wolno” (Širokov i in. 1986, s. 114). Ale właśnie dlaczego, jeżeli abrazja jeszcze postępuje? Dlatego, że w danych warunkach lito- i hydrodynamicznych strefy brzegowej prądy przybrzeżne nie są już w stanie wynosić stale na skraj platformy wszystkich osadów z górnej jej części — od brzegu. Szerokość platformy jest już „za duża” i osady migrują po jej powierzchni, tworząc akumulacyjne formy. Tylko w okresach ekstremalnie wysokiego falowania platforma jest „oczyszczana” z nadmiaru osadów, które wynoszone są na jej skłon. Nie tłumaczy to jednak „wędrówki” skłonu platformy za cofającym się brzegiem. Wydaje się, że przyczyna tego zjawiska może tkwić w aktywności procesów endogennych tego obszaru. Aktywność erozyjną prawego brzegu Wisły pomiędzy Płockiem a Włocławkiem przed jej spiętrzeniem tłumaczono dźwiganie się Antyklinorium Pomorsko-Kujawskiego i „spychaniem” rzeki ku obniżeniu starszego podłoża (Lewiński 1924; Łyczewska 1959; 1964; Banach 1977).

Zgodnie z dotychczasową znajomością przebiegu egzogenicznych procesów brzegowych na sztucznych zbiornikach wodnych skłon platformy przybrzeżnej powinien postępować ku zbiornikowi i linia brzegowa cofać się, skutkiem czego szerokość platformy rośnie, a kąt jej nachylenia maleje. Taki kierunek transformacji strefy brzegowej gwarantuje permanentny spadek degradacji brzegu, spłykanie przybrzeża i zupełny zanik efektywności procesu falowego w tej strefie. Zjawisko „wędrówki” skłonu platformy za cofającym się brzegiem, stwierdzone wzdłuż silnie abradowanych cypli wysoczyznowych prawego brzegu, odbiega od przytoczonego wyżej twierdzenia; proces spływania i poszerzania przybrzeża ustał i dlatego abrazja brzegu postępuje. Czyżby zjawisko „wędrówki” skłonu platformy za cofającym się brzegiem wynikało z aktywności neotektonicznej obszaru? Jeżeli tak, to nie należy oczekiwać zupełnego zaniku efektywności procesu falowego w strefie brzegowej prawego brzegu; po wypełnieniu zbiornika osadami brzeg ten może stać się ponownie erozyjny.

W dotychczasowym okresie eksploatacji zbiornika strefa brzegowa przeszła cykl wyrównywania; wgięcia zatok zmalały, a wypukłości uległy złagodzeniu. Szersze platformy — przybrzeża towarzyszą wgięciom, niszom na zboczu, a węższe — cyplom wysoczyznowym (ryc. 40, tab. 16). Stale czynnym osuwiskom towarzyszyły po spiętrzeniu wklęsłości, które pogłębiały się w pierwszych latach eksploatacji zbiornika. Od połowy lat siedemdziesiątych procesy geodynamiczne na tych odcinkach zdominowały procesy hydrody-

namiczne, skutkiem czego linia brzegowa i całe przybrzeże przemieszcza się ku akwenowi, postępuje do przodu. Osuwiska drobne i okresowo czynne oraz formy erozyjne nie mają widocznego wpływu na ewolucję strefy brzegowej. Najszerze strefy brzegowe, osiągające 110–120 m, towarzyszą wysokim brzegom, głównie cyplom wysoczyznowym i są na ogół dwukrotnie szersze aniżeli w sąsiedztwie. Poza cyplami przybrzeże (część podwodna) jest na ogół 2–3 razy szersze od części nadwodnej (brzegu). Wzdłuż brzegów niskich proporcje te są wielokrotnie większe.

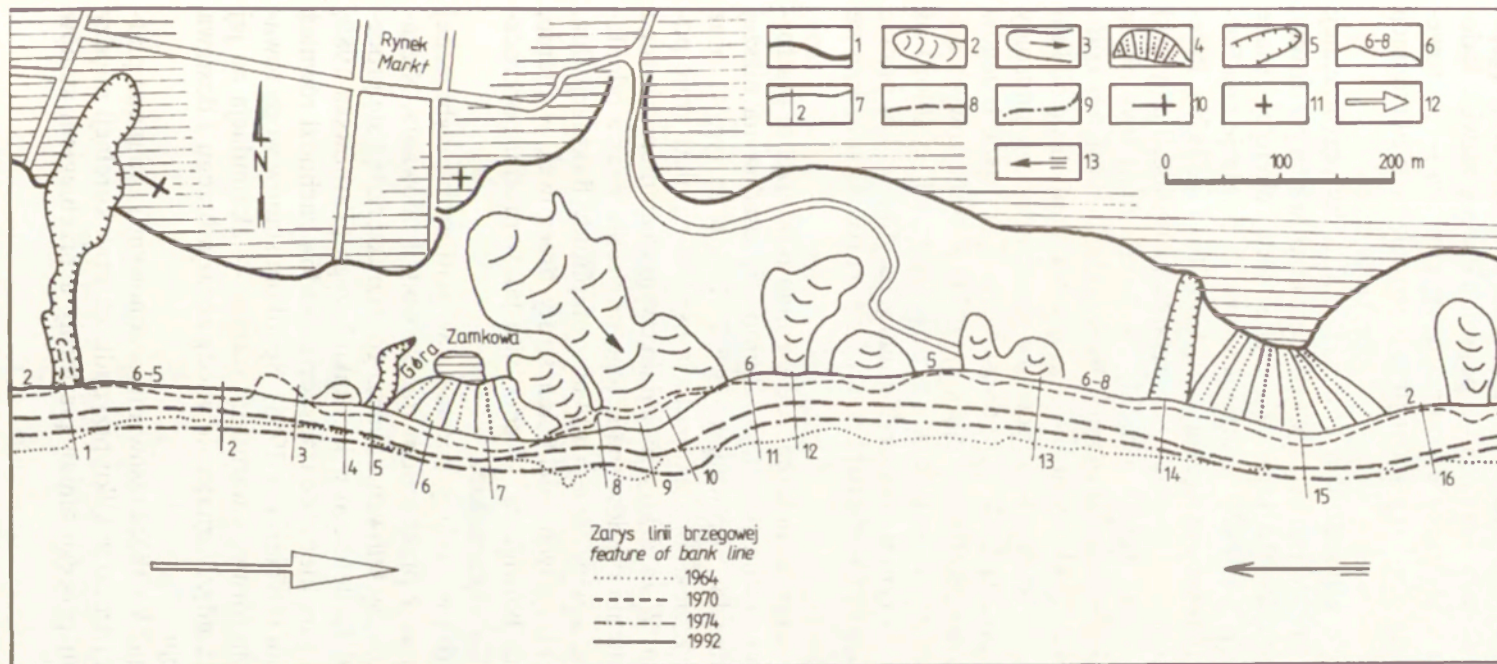
6.4. KRÓTKOOKRESOWE ZMIANY PLATFORM PRZYBRZEŻNYCH

Tempo i wielkość sezonowych zmian platformy zależy głównie od wielkości dostawy osadów z brzegu lub zasilania z odcinka sąsiedniego oraz wielkości wahań zwierciadła i hydrodynamiki strefy brzegowej. Problemem tym zainteresowano się w siódmym roku kształtowania się strefy brzegowej, kiedy to zasadniczy jej zarys był już ukształtowany. Po zejściu zjawisk lodowych zakładano sieć punktów pomiarowych (tyczek geodezyjnych, rur i żerdzi) w przekrojach poprzecznych platformy. W ustalonych terminach mierzono, odpowiednio wyskalowanym przyziarem, głębokość do dna przy każdym punkcie (ryc. 41a). Na górnej części platformy (płytszej) pomiary wykonywa-

Tabela 16. Parametry strefy brzegowej zbiornika Włocławek w Dobrzyniu
Parameters of the Włocławek reservoir coastal zone in Dobrzyń

Numer przekroju*	Wysokość klifu (m)	Typ brzegu**	Szerokość strefy brzegowej (m)		Platforma przybrzeżna		Głębokość na krawędzi platformy Hk(m)	Nchylenie stoku platformy (stopnie)	Rok
			nadwodna	podwodna	szerokość S(m)	nachylenie (stopnie)			
1	0,4	ak	1,0	40,0	24	4,5	1,9	16,9	1983
2	5,0	abr	3,0	35,0	20	5,1	1,8	22,5	1993
3	0,4	ak	8,0	34,0	28	3,9	1,9	28,1	1981
4	8,0	abr	12,0	35,0	24	4,0	1,7	26,9	1988
5	4,5	abr	4,0	34,0	22	5,2	2,0	24,0	1993
6	48,0	abr	52,0	35,0	25	3,0	1,3	30,7	1988
7	45,0	abr	50,0	30,0	20	3,7	1,3	21,4	1993
8	0,4	ak	15,0	32,0	35	1,6	1,0	26,8	1988
9	0,7	abr	3,0	40,0	22	3,6	1,4	21,0	1988
10	2,2	abr	4,0	30,0	24	3,8	1,6	22,6	1993
11	5,2	abr	6,0	38,0	28	4,0	2,0	21,1	1988
12	1,0	abr	2,0	37,0	24	4,5	1,9	20,5	1993
13	5,5	abr	2,0	38,0	30	3,6	1,9	20,5	1993
14	2,5	abr	2,0	39,0	33	3,3	1,9	20,0	1993
15	42,0	abr	72,0	42,0	33	3,1	1,8	25,5	1993
16	1,5	abr	2,0	50,0	38	2,4	1,6	23,2	1993
1-16	10,8		14,9	36,8	26,9	3,7	1,7	23,2	

* Lokalizacja przekrojów na rycinie 40; ** Typ brzegu: ak – akumulacyjny, abr – abrazyjny



Ryc. 40. Strefa brzegowa w Dobrzyńiu na tle morfologii zbocza

1 — krawędź wysoczyzny morenowej, 2 — osuwiska okresowo czynne, 3 — osuwiska stale czynne, 4 — obrywy i osypy, 5 — wcięcia erozyjne, 6 — zarys linii brzegowej z wysokością klifu w 1992 r. (m), 7 — przekroje sondażu platformy (tab. 16), 8 — obecny zarys krawędzi platformy, 9 — zarys podstawy stoku platformy, 10 — kościół, 11 — resztki fundamentów kościoła, 12 — dominujący kierunek wzdłużbrzegowego strumienia osadów, 13 — stały kierunek przepływu wód poza strefą brzegową

Coastal zone in Dobrzyń against a background of the slope morphology

1 — morainic plateau edge, 2 — periodically active landslides, 3 — landslides constantly active, 4 — earthfalls and carthslides, 5 — erosive incisions, 6 — outline of the coastline with cliff height in 1992 (m), 7 — cross-sections of the platform sounding (tab. 16), 8 — present outline of platform edges, 9 — outline of the platform slope basis, 10 — church, 11 — rests of church foundation, 12 — dominant direction of the longshore drift, 13 — stable direction of the water flow out of the coastal zone

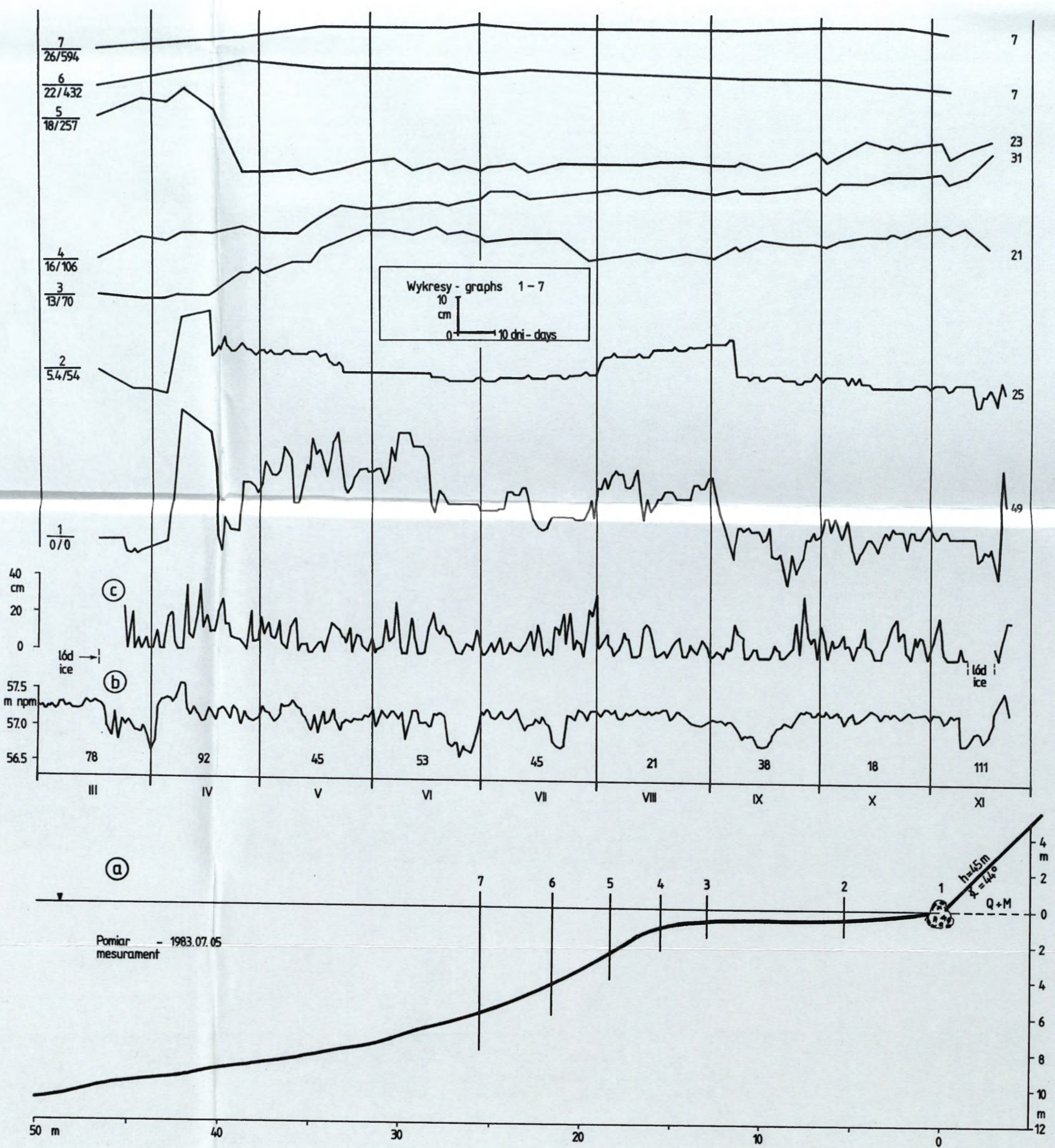
no co tydzień i częściej, a na zewnętrznej części i skłonie platformy (głębszej) rzadziej, z łódki. Pomiary kończono z pojawieniem się zjawisk lodowych. Wzrost głębokości w stosunku do pomiaru wyjściowego — „zerowego” po założeniu sieci świadczył o abrazji dna, a spadek — o akumulacji osadów na dnie.

Największe deformacje zachodzą na krańcach platformy przybrzeżnej; większe w strefie plaży, a nieco mniejsze w sąsiedztwie krawędzi platformy. Większe deformacje, sięgające 0,5 m w okresie bez lodu, obejmują plaże brzegów przygłębiowych (ryc. 41 i 42). Krótkookresowe deniwelacje dna Bałtyku w górnej części strefy przyboju sięgają 1 m (Ajbułatov i in. 1979). Przebieg notowanych zmian dna przypomina nieregularną sinusoidę. Pełny cykl procesu zmian (grzbiet — akumulacja i dolina — abrazja dna) trwa około 3,5–4 miesiące. Wyrazistość sinusoidy spada w miarę oddalania się od krańców platformy. Czas trwania cyklu wydłuża się wraz z oddalaniem się od linii brzegowej ku akwenowi. W sąsiedztwie brzegów abrazyjnych oś sinusoidy obniża się (krzywa 1 na ryc. 41 i 42), a podnosi się w sąsiedztwie brzegów akumulacyjnych i na skłonie platformy (np. krzywe 7). W tranzytowych odcinkach profilu strefy brzegowej (środkowa część platformy i jej skłon) oś sinusoidy wydaje się być horyzontalna, czyli zmiany oscylują wokół prawie niezmiennego wartości średniej (porównaj krzywą 2 i 6 na ryc. 41 oraz krzywe 3, 4 i 6 na ryc. 42).

Stwierdza się przestrzenną asynchroniczność zmian powierzchni platformy; abrazja górnej części profilu powoduje akumulację osadów na niższej rzędnej profilu, w sąsiedztwie (porównaj krzywe 2, 3, 5, 6 na ryc. 41 oraz krzywe 3 i 5 na ryc. 42). Zwiększona akumulacja osadów na platformie powoduje abrazję jej skłonu. W związku z niejednakowym zasilaniem z brzegu wzdłużbrzegowego strumienia osadów spada jego nasycenie wraz z oddalaniem od źródła zasilania, a więc maleją również amplitudy fluktuacji dna. Na abrazyjnych i akumulacyjnych odcinkach strefy brzegowej, w planie, fluktuacje dna są również największe — podobnie jak w profilu poprzecznym, a na tranzytowych — najmniejsze.

Nie wszystkie stwierdzane zmiany parametrów platformy przybrzeżnej i jej skłonu da się powiązać z przebiegiem stanów wody i falowania. Niezależnie od stanów wody, okresy falowania słabszego charakteryzują się procesami dostarczania materiału dennego w kierunku brzegu (Tarnowska 1980; Gudelis i in. 1990). Taki sam kierunek transportu osadów zachodzi również w fazie wygasania sztormu (Ovcinnikov 1986). Spadkom stanów wody towarzyszy na ogół abrazja platformy, a wzrostom stanów — akumulacja na jej powierzchni oraz skłonie, gdyż wzmaga się wtedy abrazja brzegu i dostawa osadów do strefy przyboju.

Analizując pomiary nad krótkookresowymi (sezonowymi) zmianami platformy przybrzeżnej stwierdzono w kilku przypadkach brak korelacji między kierunkiem i natężeniem procesu zmian platformy a przebiegiem stanów

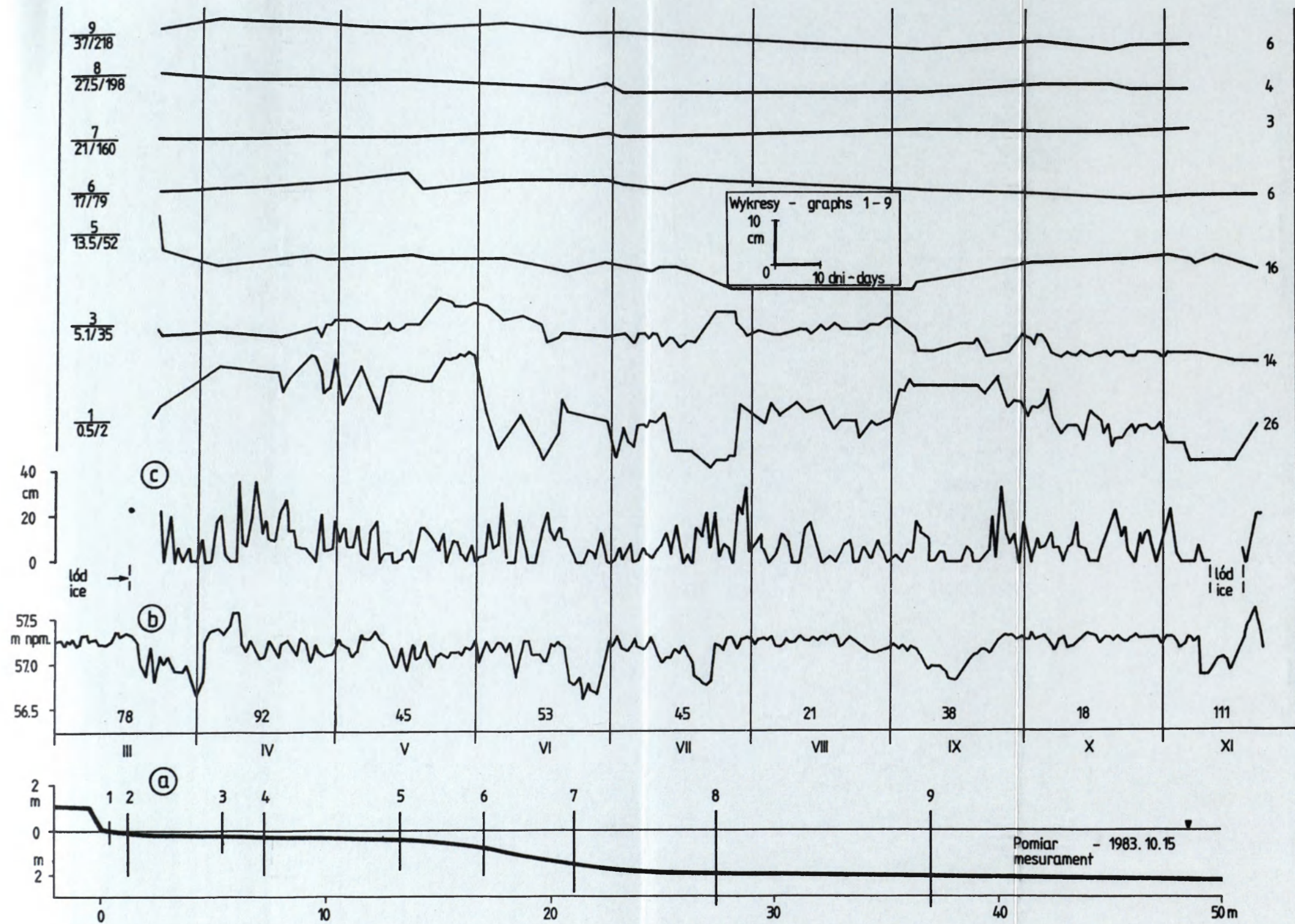


Ryc. 41. Sezonowe zmiany platformy w przekroju Góry Zamkowej w Dobrzyniu — km 661,1 w 1983 r.

a — profil przybrzeża z siecią punktów pomiarowych, b — średnie dobowe stany wody w Dobiegniewie: nad osią amplitudy miesięcznych stanów wody, c — średnie dobowe wysokości fali w Dobiegniewie; 1—7 krzywe zmian rzędnych dna. Z lewej strony wykresów: w liczniku — numer punktów pomiarowych, w mianowniku przed kreską — odległość od linii brzegowej (w m), za kreską — głębokość przy średnim stanie wody z wielolecia (w cm); z prawej strony wykresów — amplituda zmian rzędnych dna za cały sezon (cm)

Seasonal changes of the platform in a cross-section of Góra Zamkowa in Dobrzyń — km 661.1, in 1983

a — profile of the offshore with the net of measurement points, b — mean daily water levels in Dobiegniewo: over the axis — monthly water levels amplitudes, c — mean daily heights of waves in Dobiegniewo; 1—7 — curves of bottom altitudes changes. On the left of diagrams: in the numerator — number of measurement points, in the denominator before a dash — a distance from the coastline (in m), after a dash — a depth with a mean water level from the many-years' period (in cm); on the right side of the diagrams — amplitude of the bottom altitudes changes for the whole season (cm)



Ryc. 42. Sezonowe zmiany platformy w Dobiegniewie — 660,9, w 1983 r.

Objaśnienia jak na ryc. 41

Seasonal changes of the platform in Dobiegniewo — km 660.9, in 1983

Explanations see fig. 41

<http://rcin.org.pl>

wody i natężeniem falowania. Zakres prowadzonych pomiarów nie pozwolił uwzględnić innych czynników rzeźbotwórczych platformy (kierunku i szybkości mas wodnych oraz osadów), które modyfikują i komplikują analizowane zależności. Dynamika platformy przybrzeżnej jest procesem złożonym, wieloczynnikowym i zebrany materiał obserwacyjny nie pozwala na daleko idące uogólnienia. Faktem niezaprzeczalnym jest natomiast, stwierdzona na przełomie pierwszego i drugiego dziesięciolecia eksploatacji zbiornika, permanentna zmienność platformy przybrzeżnej oraz cykliczność (przemienność) procesu abrazji i akumulacji w poszczególnych jej strefach dynamicznych. Amplitudy sezonowych zmian w płyszczyźnie pionowej wynoszą od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Największe, sięgające 50 cm, towarzyszą górnej, przyplażowej części platformy w środkowym odcinku zbiornika.

Zastanawia i budzi nieufność informacja M. Korotaj (1990), że platforma przybrzeżna w Uniejewie (prawy brzeg, powyżej Rokicia — patrz ryc. 1) przyrośla ku zbiornikowi 10–12 m, a „dno poniżej krawędzi platformy podniosło się o około 2,5 m w ciągu 4 lat. (...) Miejscami powierzchnia stoku podwodnego jest nadbudowywana osadami o 3–4 m w ciągu roku” (s. 67). Tak dużą akumulację wiąże autorka z powodzią zatorową w rejonie Płocka w styczniu 1982 r. oraz z krótkotrwałym ożywieniem powierzchniowych ruchów masowych na brzegu po powodzi. Prace terenowe autorka prowadziła w latach 1979–1982. Przytoczone zmiany strefy brzegowej są nadzwyczaj duże i nieprawdopodobne. Dlaczego? Odpowiedź jest następująca:

1. Strefa brzegowa zbiornika była już o tym czasie w stadium dynamicznej równowagi (Banach 1986a);
2. Przez 20 lat badań nie stwierdzono takiej skali zmian platformy, nawet w początkowym stadium rozwoju strefy brzegowej;
3. Prowadzone w okresie zatoru lodowego w 1982 r. powtarzalne pomiary w przekrojach poprzecznych zbiornika powyżej i poniżej Uniejewa nie wykazały tak „apokaliptycznych” zmian strefy brzegowej (Banach, Grześ 1985);
4. Ekstremalne przypadki zjawisk lodowych mogą okresowo przemodelować znacznie przekrój rzeki (Grześ 1989), a w cofce zatoru może akumulować się rumowisko wleczone. Po zejściu zjawisk lodowych morfologia dna wraca na ogół do stanu przedzatorowego;
5. Obniżenie zwierciadła wody w zbiorniku o ponad 0,5 m w okresie marzec — czerwiec 1982 r., w celu odwodnienia zalanych obszarów, spowodowało rozmycie — zwężenie platformy o 2–4 m i „ścięcie” jej powierzchni o 50–60 cm. Proces ten objął również strefę brzegową koło Uniejewa;
6. W dynamice powierzchniowych ruchów masowych nie zaszły w tym czasie znaczące zmiany na brzegu w Uniejewie.

Powyższe argumenty przytacza się, aby wykluczyć naturalność procesu tak „rewolucyjnych”, punktowych zmian przybrzeża, cytowanych wyżej. Uważam, że są one wynikiem namycia strefy brzegowej refuletem z bagrowanych kęp śródkorytowych w sąsiedztwie. Prace bagrownicze zalanych kęp śródko-



Fot. 24. Epizodyczna rzeźba powierzchni platform przybrzeżnych powodowana przez ptactwo przy obniżonych stanach wody (stan niższy od średniego o 57 cm). Ciemne plamy to roślinność wodna

Episodic relief of the coastal platforms caused by birds with lowered water levels (water level lower from the mean water level of 57 cm). Dark stains is the water vegetation
26 VII 1992

rytowych rozpoczęto wiosną 1982 r. W wielu miejscach refulowanie strefy brzegowej nie sięgało zwierciadła wody i stąd łatwość pomyłki. Tak wielkie, punktowe zmiany mogły być spowodowane tylko ingerencją człowieka.

W ostatnich latach, podczas obniżonych stanów wody, zaobserwowano dużą ilość drobnych, owalnych, wklęsłych form na powierzchni szerokich platform przybrzeżnych lewego niskiego brzegu (fot. 24). Nie stwierdzono takich wgłębień na platformach wąskich, stromych, kamienisto-żwirowych i ławicach przyplażowych. Występują one przeważnie tam, gdzie wkracza już roślinność wodna na platformę. Po wnikliwej analizie uznano, że formy te — „gniazda” są tworem ptactwa wodnego, poszukującego i dobywającego faunę denną. Obecność fauny w aluwiach platformy wskazuje na ich znikomą redepozycję i względną stabilność rzeźby przybrzeża. Podczas wzrostu stanów wody i falowania formy te są szybko unicestwiane.

7. MORFODYNAMIKA AKUMULACYJNYCH FORM BRZEGOWYCH

Akumulacyjne formy brzegowe powstają na skutek strat energii potoku osadów, transportowanych prądami w strefie brzegowej. Przestrzenne ich występowanie jest uwarunkowane ukształtowaniem linii brzegowej oraz rozkładem głębokości w tej strefie. Wśród form brzegowych wyróżnić można: 1) plaże, 2) ławice przyplażowe, 3) wały — kosy, 4) odsypy, 5) efemeryczne kosy oraz 6) sztuczne terasy. Akumulacyjne odcinki brzegu, poza plażą, są niewielkie; rzadko ich długość przekracza 100 m. W sumie stanowią 4,1% (3,7 km) całkowitej długości brzegów rozpatrywanego odcinka Wisły.

7.1. CHARAKTERYSTYKA FORM

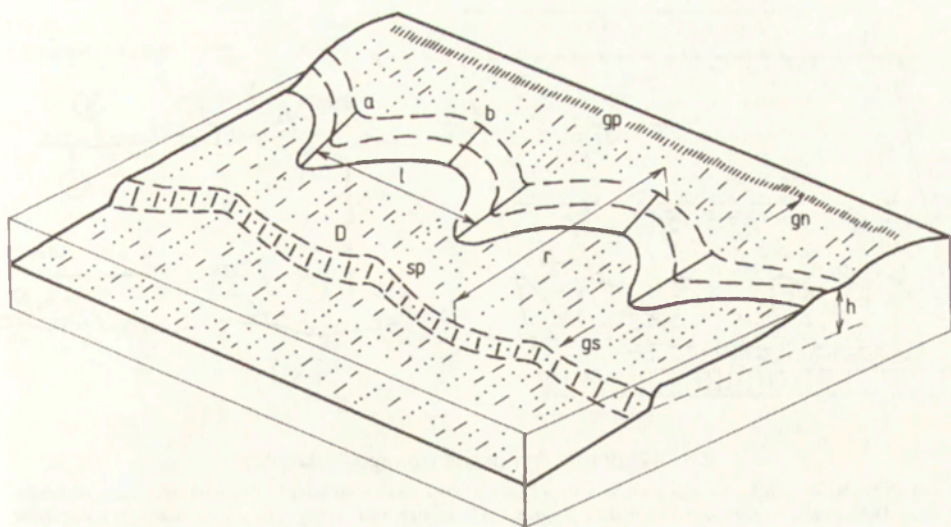
7.1.1. PLAŻA

Plaża — to powszechna forma akumulacyjna kształtowana oddziaływaniem potoku przyboju, leżąca powyżej linii wodnej wód stojących. Jest najbardziej dynamicznie zmieniającą się formą w całej strefie; podczas narastania falowania jest rozmywana, niszczona wzdłuż abrazyjnych odcinków, a podczas jego zaniku — wyciszania jest ponownie odtwarzana. Plaża jest prawie zawsze świeża, bez pokrycia roślinnego. Budują ją piaski, żwiry, a nawet otoczaki, rzadko z dodatkiem siewki roślinnej. W strefie brzegowej dużych zbiorników może być miejscami szeroka i wtedy wyróżnić w niej można część wewnętrzną — bliższą ładu, zalewaną tylko podczas sztormów, i część zewnętrzną — zwrócony ku akwenowi stok plaży, znajdujący się pod działaniem napływu i spływu potoku przyboju (Jaroszewski i in. 1985). Wyróżniona na rycinie 16 forma należy do prostego typu plaży o pełnym profilu (Leontev i in. 1982). Wyróżnić w nim można: 1) stopień (próg) plażowy — utworzony z materiału zmywanego z brzegu przez spływ i osadzanego w miejscu ścierania się spływu z napływem. Stanowi wąską strefę i zakończony jest stromą skarpą, u której podnóża następuje ostateczne rozbitcie fali; 2) stok plaży — ciągnący się powyżej linii wodnej, zwrócony ku akwenowi; 3) grzbiet plaży (wału brzegowego); 4) stok odlądowy (dystalny). Plaże o wyższym profilu rozwijają się wzdłuż brzegów płaskich, bezklifowych (Longinow 1963 — vide Leontev i in. 1982). W warunkach zbiornika wrocławskiego plaże występują wzdłuż innych form akumulacyjnych oraz wzdłuż odcinków o tranzytowym wzdłużbrzegowym transporcie osadów. Wzdłuż



Fot. 25. Plaża o niepełnym profilu wzdłuż abrazyjnego niskiego brzegu w Rokiciu, rozmywana okresowo przez wody roztopowe lub opadowe
 Beach of an incomplete profile along the abrasive low bank in Rokicie, periodically washed-out by meltwaters or precipitation
 30 V 1985

brzegów abrazyjnych — czynnych klifów plaża jest jednostronnie nachylona ku akwenowi, przystająca do klifu i brak jej grzbietu oraz stoku odlądowego, a więc profil jej jest niepełny (fot. 25). Potwierdza się słuszność twierdzenia W.W. Longinova, że stok proksymalny plaży na odcinkach prostoliniowych i lekko wypukłych ma profil wypukły. Profil wklęsły związany jest głównie z obszarami zatok i małych wklęsłości linii brzegowej. Chwilowo ustalony, obserwowany lub mierzony stok plaży jest rezultatem dynamicznej równowagi między działaniem zmywu wstępującego (napływu) i zmywu powrotnego (spływu). Kąt nachylenia tego stoku zależy głównie od granulometrii osadu. Im osad jest grubszy, tym większa część napływu wsiąka w podłoże w wyższej partii stoku i nie zasila zmywu powrotnego, wskutek czego stok jest bardziej stromy (Gradziński i in. 1986). Kąt nachylenia stoku plaż piaszczystych wynosi 6–11°. Im intensywniejsze falowanie, tym kąt jest większy. Przy urozmaiconej linii brzegowej plaży, stok dowietrzny jest łagodniejszy, a zawietrzny bardziej stromy; różnice mogą sięgać 90%. Wysokość względna plaży od podstawy progu do grzbietu nie przekracza 50 cm; podczas umiarkowanego falowania o prędkości wiatru do $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ nie przekracza 25 cm, w przypadku plaży zbudowanej z piasków średnich i drobnych.



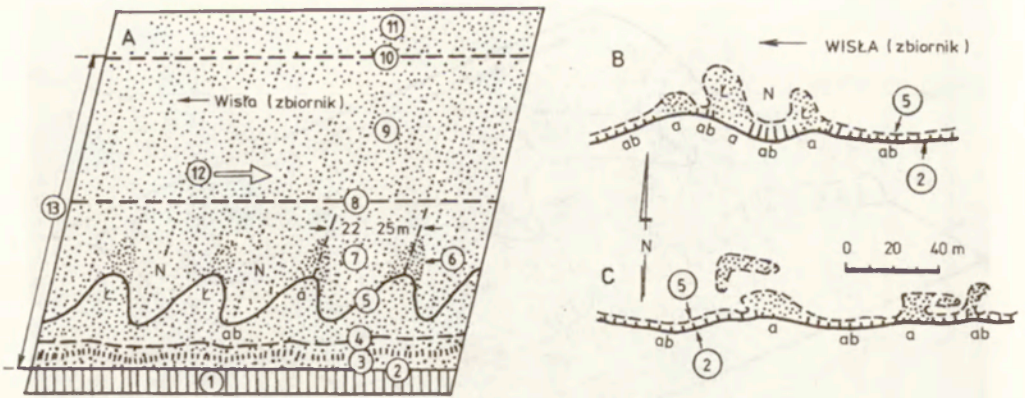
Ryc. 43. Blokdiagram sierpów plażowych (wg S. Rudowskiego 1964, uzupełniony)

Elementy sierpów: l — długość, r — szerokość, h — wysokość, a — wierzchołek (róg), b — podstawa zatoki, D — delta, sp — stopień (próg) plażowy, gp — grzbiet plaży, gn — granica napływu, gs — granica spływu

Blockdiagram of the beach cusps (after S. Rudowski 1964, completed)

Elements of the cusps: l — length, r — width, h — height, a — top, b — basis of the bay, D — delta, sp — edge of beach, gp — crest of beach, gn — boundary of swash, gs — boundary of backwash

Wielokrotnie obserwowano na powierzchni plaży wiele nietrwałych struktur (wałki falowe, bruzdki ściekowe i inne), opisanych na plażach Bałtyku przez S. Rudowskiego (1962). Sporadycznie stwierdzano również obecność sierpów plażowych (beach cusps) — bardziej trwałych i charakterystycznych form rzeźby plażowej (ryc. 43). Występowały one wzdłuż zapór bocznych zbiornika oraz na prostych, dłuższych odcinkach brzegu macierzystego. Miały formę połączonych półksiężycowatych zatok, otwartych ku zbiornikowi i występowały szeregiem wzdłuż górnej części plaży. Wymiary ich były zbliżone do najdrobniejszych form opisanych na plażach Bałtyku, tj. miały 1–2 m szerokości i 1–1,5 m długości. Zdaniem S. Rudowskiego (1964) sierpy powstają okresowo pod wpływem regularnego zderzania się potoku napływu i spływu na stoku plaży. Inni widzą ich genezę w oddziaływaniu brzegowych fal krawędziowych (Bowen, Inman 1969, 1971 — vide Mielczarski, Tarnowska 1986) lub w zjawisku dzielenia się grzbietu fal przybrzeżnych na równoległe rozmieszczone języki (Gorycki 1973), albo też w interferencji zespołów fal, dochodzących do brzegu z różnych kierunków (Branner 1900 — vide Scheidegger 1974). Cytowane najczęściej poglądy na genezę sierpów — festonów plażowych zestawiał A. Mielczarski (1990). Obserwacje na zbiorniku wskazują na słuszność twierdzenia S. Rudowskiego, że są to formy powstające okresowo pod wpływem regularnego zderzania się na stoku plaży potoku napływu i spływu. Jest to charakterystyczne zjawisko dla plaż z przewagą piasków drobnych.



Ryc. 44. Formy dna przyplażowego — ławice

A — Dąb Wielki — uproszczony stan z natury w dniu 22 maja 1985 r., stan wody niższy o 49 cm od średniego z wielolecia; B, C — Dobiegniewo — szkic z natury w dniu 28 marca 1988 r., stan wody niższy o 25 cm od średniego z wielolecia; a — strefa akumulacji, ab — strefa abrazji, ł — ławica piaszczysta, N — niecka (forma negatywna); 1 — brzeg macierzysty, 2 — schematyczny zarys linii brzegu macierzystego, 3 — zarys grzbietu plaży, 4 — zarys linii brzegowej przy średnim stanie zwierciadła wody, 5 — zarys linii brzegowej przy stanie obniżonym, 6 — zarys podwodnej formy akumulacyjnej przy stanie obniżonym, 7 — abrazyjna część platformy, 8 — granica (pas) abrazyjnej i akumulacyjnej części platformy, 9 — akumulacyjna część platformy, 10 — krawędź (załom) platformy przybrzeżnej, 11 — skłon (zbocze) platformy, 12 — dominujący kierunek ruchu wzdłużbrzegowego strumienia osadów, 13 — platforma przybrzeżna. Średnica kropek sugeruje zróżnicowanie osadu

Forms of the near-beach bottom — bars

A — Dąb Wielki — simplified state 22 05 1985, water level of 49 cm lower than the mean water level from the many-years' period; B, C — Dobiegniewo — a sketch from 28 03 1988, water level of 25 cm lower than the mean water level from the many-years' period; a — zone of accumulation, ab — zone of abrasion, ł — sand bar, N — syncline (negative form); 1 — parent bank, 2 — schematic outline of the parent bank line, 3 — outline of beach crest, 4 — outline of the coastline with a mean water level, 5 — outline of the coastline with a lowered water level, 6 — outline of an underwater accumulative form with a lowered water level, 7 — abrasive part of platform, 8 — boundary of abrasive and accumulative part of platform, 9 — accumulative part of platform, 10 — edge of coastal platform, 11 — slope of coastal platform, 12 — dominant direction of the longshore drift, 13 — coastal platform. Diameter of dots suggests differentiation of deposits

7.1.2. ŁAWICE PRZYPLĄŻOWE

Ławice należą do rytmicznych form rzeźby dna przyplażowego i obserwowane były na zbiorniku wielokrotnie podczas obniżonych stanów wody. Najczęściej występowały wzdłuż prostych odcinków brzegu, po długotrwałym, niezmiennym falowaniu, rzadziej wzdłuż zatok i drobnych wypukłości brzegu macierzystego (ryc. 44, fot. 26). Charakter zarysu linii brzegowej nie jest więc warunkiem ich występowania. Formy te są najczęściej zorientowane ukośnie do linii brzegowej, zgodnie z kierunkiem nabiegających fal. Wzdłuż swej osi są łagodnie nachylone ku akwenowi. Mają postać ostrych prostych cypli, rzadziej łuków lub kos, wkraczających daleko na abrazyjną część płycizny. Występują na ogół w odstępach 22–25 m. Oddzielone są od siebie obniżeniami (nieckami), wysłanymi materiałem grubszym. Długość ławic waha się od kilku do kilkunastu metrów, rzadko przekracza 20 m. W miejscach quasi-stacjonarnego systemu prądów rozrywających ławice mogą osiągnąć długość kilkudziesięciu metrów i wkraczać daleko na akumulacyjną część płycizny. Formy takie obserwowano w Dobiegniewie.



Fot. 26. Poprzeczne i ukośne ławice przyplażowe na lewym brzegu zbiornika w Dobiegniewie. Stan wody niższy od średniego o 57 cm; Ł — ławice (cyple), N — niecki (zatoki). Ławice znaczą szlaki odpływu wód od brzegu (prądy rozrywające)

Transverse and diagonal near-beach bars on the left bank of the reservoir in Dobiegniewo. Water level is lower from the mean water level of 57 cm; Ł — bars, N — synclines. The bars mark a way of water flow from the banks (rip currents)

26 VIII 1992

Ławice tworzą — na ogół — układy mobilne, przemieszczające się lub migrujące wzdłuż brzegu. Trwalsze są formy większe. Okresowo mogą tracić kontakt z brzegiem i rozwijać się jako formy oddzielne (ryc. 44c). Ławice występują niezależnie od sierpów plażowych.

Tworzenie się form rytmiki dna przyplażowego wyjaśniane jest powszechnie oddziaływaniem komórkowej cyrkulacji prądów w strefie przybrzeżnej i prądów rozrywających (Shepard, Inman 1950 — vide Mielczarski, Tarnowska 1986). Za niezbędny warunek uważa się ukośne podchodzenie fal do brzegu, generujące silny prąd wzdłużbrzegowy.

7.1.3. WAŁY — KOSY

Są to formy najtrwalsze zarówno pod względem miejsca występowania, jak i ogólnego zarysu linii brzegowej. Występują w większych zatokach — dopływach Wisły. Z uwagi na przewagę wiatru z sektora zachodniego towarzyszą one wylotom ujść rzecznych od strony zachodniej (ryc. 45, fot. 27). Po przeciwnej stronie zatok tworzą się drobne bliźniacze formy pod wpływem wzdłużbrzegowego strumienia osadów od wschodu. Strumień ten spełnia



Fot. 27. Wały — kosi w zatoce Struga Kamienickiej (od 1990 r. forma zamykająca — mierzeja). Objasnienia strzałek ryc. 45

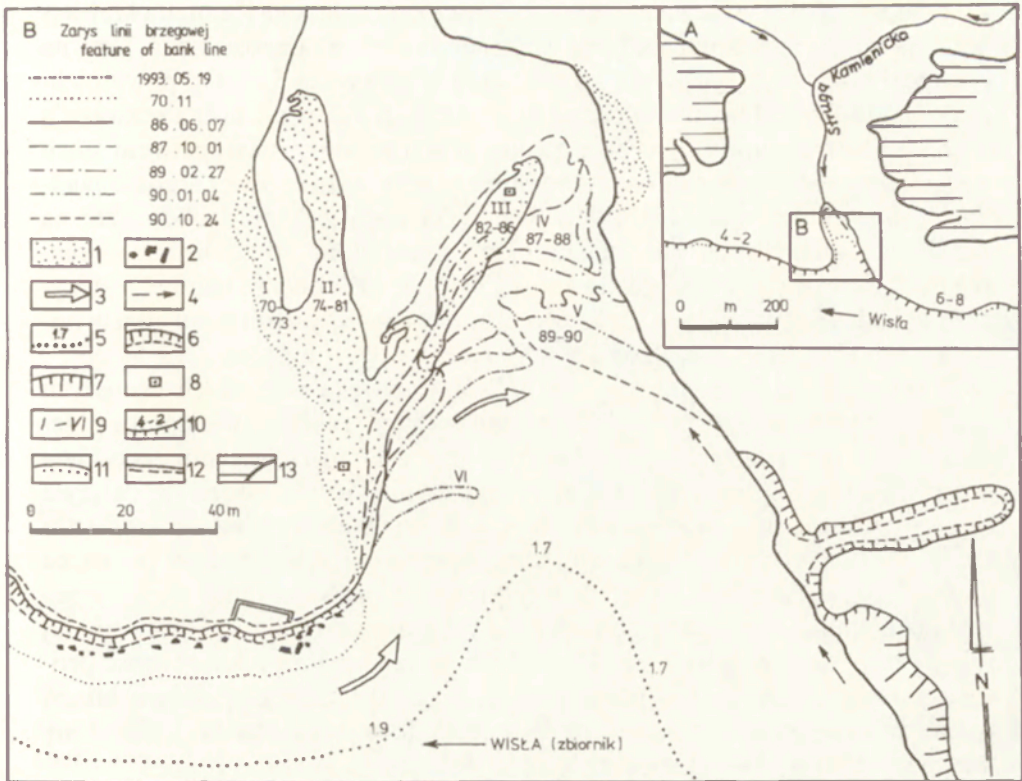
Spits in a bay of Struga Kamienicka (from 1990 — closing form — bay mouth bar).

Explanation of arrows — fig. 45

9 IV 1992

podrzedną rolę w hydrodynamice i litodynamice strefy brzegowej zbiornika, mimo że zgodny jest z kierunkiem płynięcia wód Wisły. Formy te zaczęły się tworzyć dopiero w drugim roku po spiętrzeniu Wisły. Do tego czasu osadami zapełniły się liczne drobne zatoki, a do dużych zatok trafiały osady z krótkich odcinków brzegu w „uszczuplonych” ilościach, ponieważ ich część była wynoszona na większe głębokości, tworząc zaczątek płycizny przybrzeżnej. Z uwagi na znaczne głębokości zatok, tworzyły się najpierw formy przystające — przylegające na całej swej długości do macierzystego brzegu (I etap), a później w miarę spływania się strefy brzegowej i wypełniania zatoki osadami rozwijały się swobodne wały (kosi), połączone z brzegiem tylko jednym końcem (etap II, III oraz IV). Etap V, to już jest forma zamykająca zatokę, połączona z lewym i prawym brzegiem zatoki oboma swymi końcami. Od wiosny 1993 r. rozwija się kolejna kosa (VI), która stanie się mierzeją i skróci zatokę.

Całkowita powierzchnia formy w zatoce Struga Kamienickiej wynosi 25,5 ara. Zarys linii brzegowej tej formy był urozmaicony szczególnie w II i III etapie jej rozwoju. Poszczególne części formy, wykształcone w postaci wałów 5–8 m szerokich i 60–70 m długich, zwróconych wachlarzowato ku końcowi zatoki, mają słabo urozmaiconą powierzchnię. Osiowa ich część jest najwyższa i wystaje około 30 cm ponad zwierciadło wody. Strona pro-



Ryc. 45. Akumulacyjno-abrazyjny brzeg w zatoce Strugi Kamienickiej, km 657,6 (nr 8 odcinka badawczego na ryc. 1)

1 — akumulacja w okresie 1970—1986, 2 — rezyduum (głazy) z rozmycia (abrazji) brzegu, 3 — dominujący kierunek ruchu wzdłużbrzegowego strumienia osadów, 4 — kierunek ruchu podrzędnego wzdłużbrzegowego strumienia osadów, 5 — krawędź płycizny przybrzeżnej z wartością głębokości w m, 6 — krawędź klifów i załomy na zboczu, 7 — ściany czynnych obrywów i ospów, 8 — stanowiska pomiarowe, 9 — etapy rozwoju tej formy; do ryc. 45A: 10 — brzeg abrazyjny z wartością wysokości klifu w m, 11 — brzeg akumulacyjny, 12 — brzeg neutralny, 13 — krawędź wysoczyzny morenowej

Accumulative-abrasive bank in the bay of Struga Kamienicka, km 657.6 (nr 8 of study segment in fig. 1)

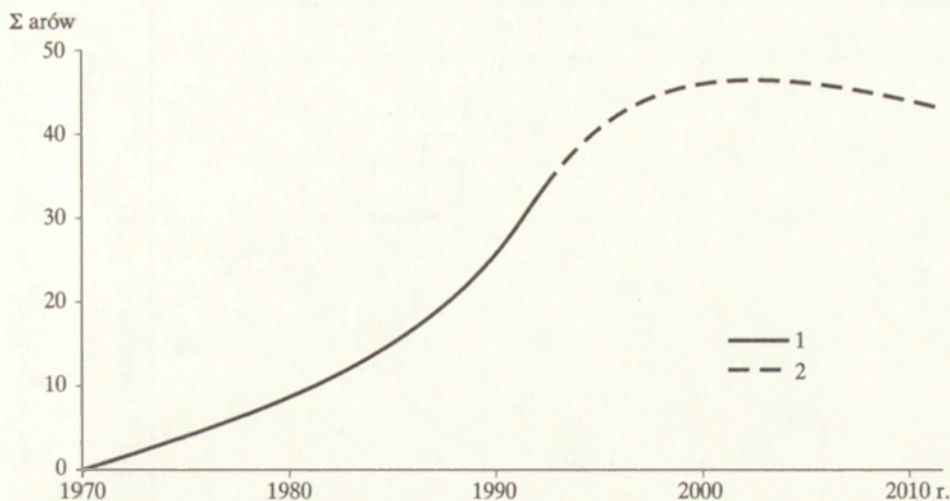
1 — accumulation at the period 1970—1986, 2 — residuum (boulders) from abrasion of banks, 3 — dominant direction of the longshore drift, 4 — direction of the secondary longshore drift, 5 — edge of coastal platform, with a depth value, in m, 6 — edge of cliffs and knicks in the slope, 7 — walls of active earthslides and earthfalls, 8 — measurement points, 9 — stages of this form development; to fig. 45A: 10 — abrasive bank with a value of cliff height, in m; 11 — accumulative bank, 12 — neutral bank, 13 — edge of the morainic plateau

ksymalna jest łagodniejsza i ma słabiej urozmaiconą linię brzegową od bardziej stromej i bardziej urozmaiconej strony dystalnej. W osi wałów są obniżenia, sięgające kilkunastu centymetrów. Całą formę budują na powierzchni osady luźne, piaszczyste z dominantą frakcji od 0,5 do 0,25 mm. U nasady formy, za załomem linii brzegowej jest osad gruboziarnisty (otoczaki), który stopniowo maleje w głąb zatoki. Na powierzchni formy zalegają pnie drzew, gałęzie i sieczka roślinna. Część osadów organicznych jest zakumulowana w formie w miarę jej przyrastania. Oprócz najmłodszego wału formę porasta roślinność trawiasta.

Obecnie około 70% pierwotnej objętości zatoki Strugi Kamienickiej wypełniają osady facji zbiornikowej. Maksymalna ich miąższość sięga 7 m; na krawędzi płycizny przybrzeżnej, w osi zatoki przewyższa 5 m. Od powierzchni do około 2 m zalega pył piaszczysty, a głębiej pył ilasty. Ogólna sekwencja cech osadów w odkrytej części zatoki jest zgodna z następstwem cech w strefie brzegowej zbiornika; z oddaleniem od linii brzegowej średnia wielkość osadu maleje (Banach 1988). Osady są tutaj jedynie drobniejsze; na krawędzi płycizny w zatoce zalegają pyły piaszczyste, a na zbiorniku — piaski średnioziarniste. Część górna zatoki, stanowiąca obecnie lagunę, jest wypełniana aluwiami Strugi, a okresowo osadami piaszczystymi zbiornika w postaci delty wstecznej. Głębokość w tej części zatoki nie przekracza 50 cm.

Zatoka Strugi Kamienickiej jest jeszcze łapaczką wszystkich grubszych osadów, transportowanych wzdłuż brzegu. Jedynie frakcja zawieszinowa przemieszczana jest tranzytem przez zatokę przy wietrze (falowaniu) zgodnym z osią zbiornika. Omawiana wyżej forma akumulacyjna będzie w dalszym ciągu przyrastać w postaci kolejnych wałów zamykających, aż do momentu kiedy wzdłuż nich rozpocznie się tranzytowa wędrówka osadów po stoku plaży i płyciznie przybrzeżnej. Dalszy przyrost formy zostanie wtedy przerywany, zahamowany. Uwzględniając dotychczasowe tendencje rozwoju tej formy, stopień wypełnienia zatoki osadami oraz aktualną intensywność procesu abrazyj, uważa się, że nastąpi to w ciągu 10 lat. W następnych latach rozpocznie się proces powolnego kurczenia formy, na skutek cofania się abrazyjnych brzegów w sąsiedztwie (ryc. 46).

Podobny proces rozwojowy, omówiony na powyższym przykładzie, przeszły lub przechodzą inne formy akumulacyjne, utworzone w mniejszych zatokach lub na odcinkach brzegu o mniejszym nasyceniu osadami strumienia wzdłużbrzegowego. Na lewym, płaskim i niskim brzegu, zbudowanym głównie z jednorodnych sypkich utworów (piaski i żwiry plejstoceniowe oraz piaski wydmore), formy akumulacyjne mają mniejszą powierzchnię, a stopień wypełnienia zatok osadami także jest mniejszy aniżeli na prawym, wysokim i stromym brzegu, silnie abradowanym i zróżnicowanym litologicznie. Powstała w wyniku spiętrzenia wód Wisły zatoka w Dębie Wielkim (ryc. 47) jest płytka (maksymalne głębokości nie przekraczają 2 m), a roślinność wodna wkroczyła w jej strefę brzegową już w końcu lat siedemdziesiątych. Genezę powstałej tu akumulacyjnej formy, podobnie jak poprzednio opisanej, należy wiązać ze zmniejszeniem pojemności potoku rumowiska, omijającego ostre wygięcie konturu brzegu. Ten typ gromadzenia osadów V.P. Zenkovič (1946, 1962) nazywa typem „przy omijaniu występu brzegu”. Przy nagłym zagięciu linii brzegowej w stronę brzegu macierzystego, front fal wskutek refrakcji ulega znacznemu rozciągnięciu, co pociąga za sobą znaczny spadek energii fal, powodując, że przemieszczanie osadów ustaje lub znacznie spada i tworzy się forma akumulacyjna. Każda następna porcja osadów (rumowiska) transportowana jest na koniec powstającej formy, powodując jej narastanie, a w ten sposób zakończenie jej oddala się od brzegu macierzystego.



Ryc. 46. Krzywa kumulacyjna zmian powierzchni akumulacyjnej formy w zatoce Struga Kamienickiej (ryc. 45)

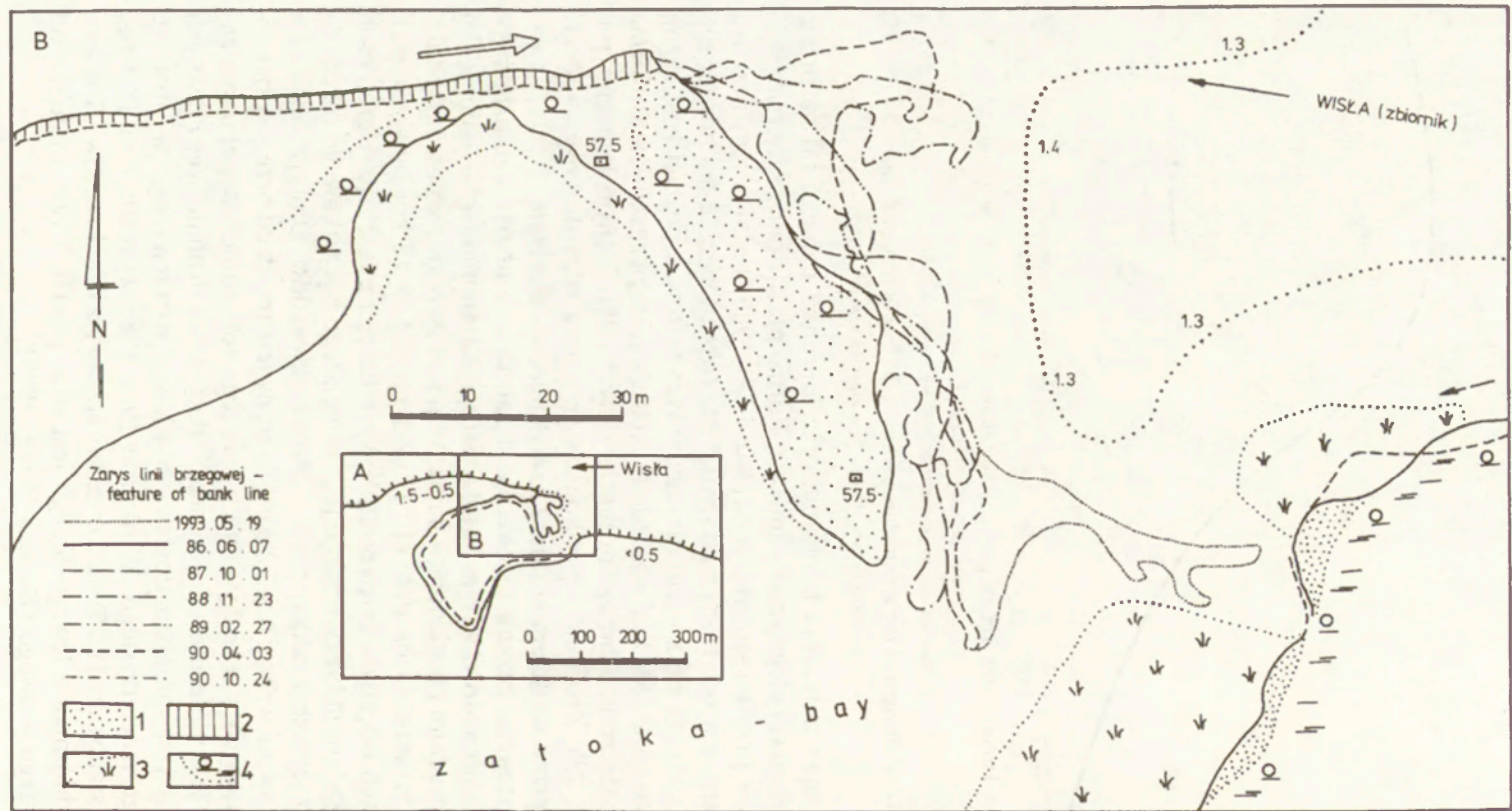
1 — pomierzone zmiany powierzchni, 2 — przewidywane zmiany

Cumulative curve of changes of the accumulative form in the bay of Struga Kamienicka (fig. 45)

1 — measured surface changes, 2 — expected changes

Na skutek zmian natężenia falowania oraz kierunku nabiegu fal na brzeg, zarys linii brzegowej ulega ciągłej zmianie. Forma prawie permanentnie przyrasta w tempie przyśpieszonym; w okresie 1970–1986 średni roczny przyrost wynosił 0,6 ara, a w ostatnich 6 latach 1,5 ara·rok⁻¹. Obecnie ma powierzchnię 16,9 ara i składa się z wielu nieregularnych wałów w postaci kos, zagiętych na końcu (fot. 28). Pod względem cech morfologicznych jest to forma swobodna, połączona z brzegiem macierzystym tylko jednym końcem (porównaj z ryc. 23). Znajduje się w końcowym etapie rozwoju kosi — formy swobodnej, przed wejściem w formę zamykającą — mierzeję.

Wzdłuż prawego brzegu są obecnie 4 zatoki — pułapki wzdłużbrzegowych strumieni osadów, w tym zatoka Struga Kamienicka — najbardziej wypełniona osadami i posiadająca największą powierzchnię zbiorczą wzdłużbrzegowego strumienia osadów (10 km od zachodu i 12 km od wschodu). Długość innych odcinków międzyzatokowych brzegu mieści się w granicach 2,1–12 km. Na lewym brzegu, mimo jego mniejszego początkowego rozczłonkowania, jest jeszcze 7 takich zatok — łapaczek osadów. Długość odcinków międzyzatokowych wynosi 0,5–5,8 km. Znaczny jest tu udział brzegów sztucznych, umocnionych, nierozmywalnych i dlatego też stopień wypełnienia zatok osadami jest mniejszy, a formy akumulacyjne są drobniejsze. Przyczyną tego zjawiska jest mniejsza dostawa osadów z rozmywanego w procesie abrazji brzegu macierzystego. W okresie 1981–1985 wynosiła ona 18,3 tys. m³·rok⁻¹, co stanowiło 11,7% sumarycznej dostawy z obu brzegów. Dostawa osadów do zbiornika z lewego brzegu jest więc prawie 7 razy mniejsza od dostawy z brzegu prawego (Banach 1986a, 1989).

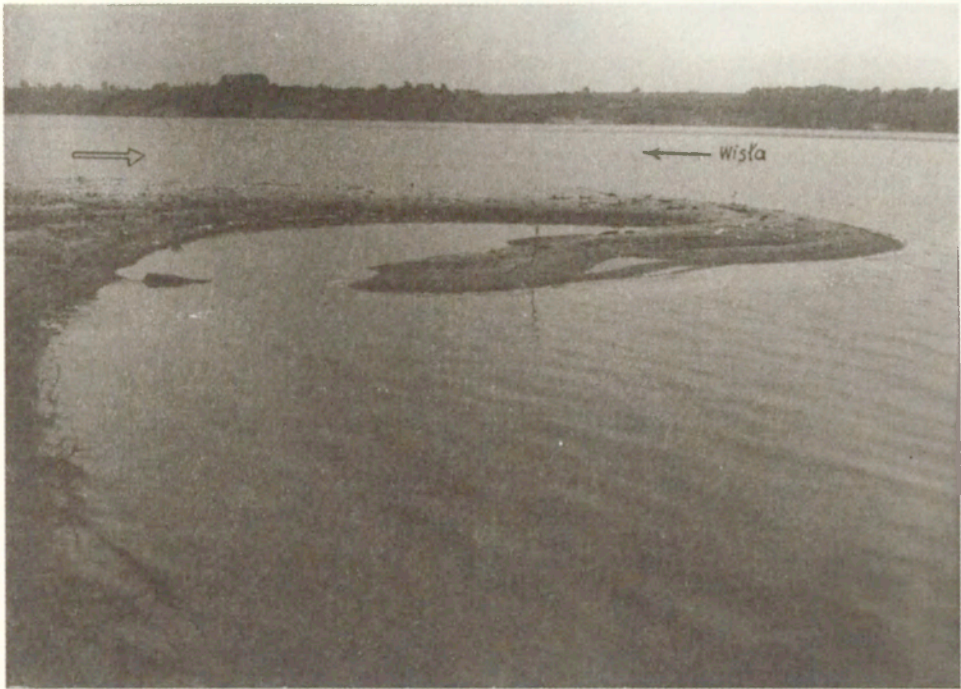


Ryc. 47. Akumulacyjno-abrazyjny brzeg w Dębie Wielkim, km 656,8 (nr 12 odcinka badawczego na ryc. 1)

1 — powierzchnia zakumulowana do 1986 r., 2 — powierzchnia rozmyta w okresie 1986—1990, 3 — strefa roślinności wodnej, 4 — mokradła stałe, krzewy. Inne objaśnienia patrz ryc. 45

Accumulative-abrasive bank in Dąb Wielki, km 656.8 (nr 12 of study segment in fig. 1)

1 — surface accumulated up to 1986, 2 — surface washed-out at the period 1986—1990, 3 — zone of water vegetation, 4 — stable marshes, bushes. Other explanations see fig. 45



Fot. 28. Wał (kosa) — część większej formy rozwijającej się na lewym brzegu zbiornika we wsi Dąb Wielki (por. z ryc. 47). Długość widocznej kosi 14 m. Objaśnienia strzałek ryc. 45
 Spit — a part of bigger form, developing on the left bank of the reservoir in the Dąb Wielki village (compare with fig. 47). Length of the spit 14 m. Explanation of arrows — fig. 45
 22 V 1990

7.1.4. ODSYPY

Odsypy są formami mniejszymi i mniej trwałymi pod względem miejsca występowania, a szczególnie zarysu linii brzegowej od wałów — kos. Towarzyszą zawietrznym stronom wypukłości brzegu, lekkim (nieznacznym) za nimi wgłębieniom. Są więc formami, które powstały z „zapełniania kąta wejściowego” lub z „omijania występu brzegu” (Zenković 1946, 1962). Mają prawie płaską, piaszczystą powierzchnię z dodatkiem części organicznych w postaci bierwion, gałęzi i siewki roślinnej. Na powierzchni niektórych odsypów zachowały się drobne formy wałopodobne, przeważnie równoległe do linii brzegowej, o nieznacznym różnicach deniwelacji, znaczące etapy ich powstawania.

Odsypy zaczęły tworzyć się w połowie lat siedemdziesiątych, nierzadko wzdłuż abrazyjnych uprzednio odcinków brzegu. Pełnię rozwoju osiągnęły po kilku latach. Długość ich waha się od 50 do 80 m, a szerokość od kilku do kilkunastu metrów, rzadko przekracza 20 m.

Podczas ostrego podejścia fal do brzegu powierzchnia odsypów przyrasta i „przesuwają” się one w kierunku prądu (ryc. 48, fot. 29). Przy intensywnym



Fot. 29. Odsyp piaszczysty w Kamienicy — km 659,5 (porównaj z ryc. 48), szerokość maksymalna 18 m

Lateral sand bar in Kamienica — km 659.5 (compare with fig. 48), maximal width 18 m
30 VIII 1990

nym, ale krótkotrwałym falowaniu odsypy przyrastają ku zbiornikowi w postaci wyraźnego, dość ostrego cypla, opadającego stromym załomem ku krawędzi płycizny przybrzeżnej. Niewielki, ale nagły spadek zwierciadła wody powoduje niekiedy ścięcie warstw zewnętrznej, „cyplowej” części formy i powstaje drobny uskok (fot. 30). Zimą cyple te mogą być deformowane i spychane ku brzegowi na skutek parcia pokrywy lodowej. Powyższe deformacje zablźniają się szybko. Przy prawie frontalnym podejściu fal cyple są częściowo rozmywane i wyrównuje się zarys ich linii brzegowej. Okresowo są intensywnie rozmywane i z czasem ponownie nadbudowywane.

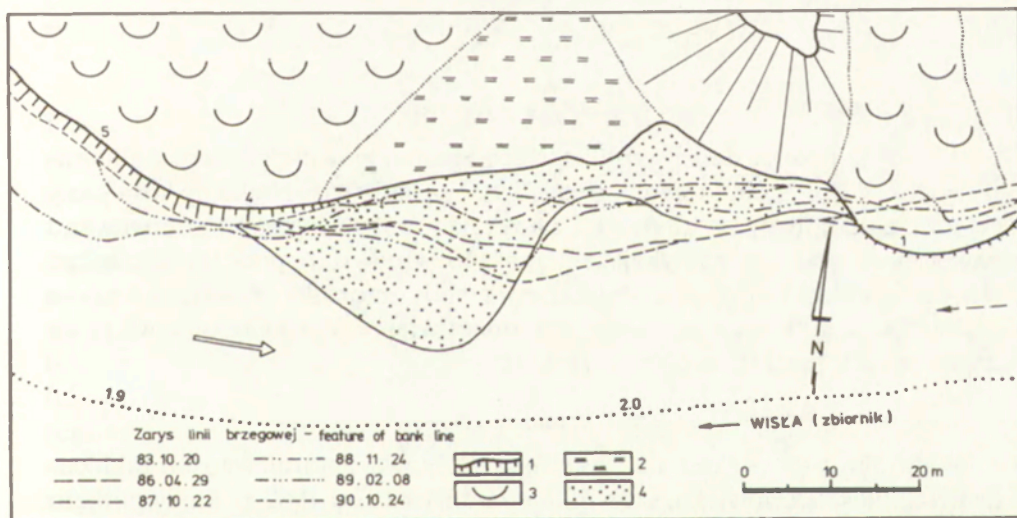
W drugiej połowie lat osiemdziesiątych odsypy weszły w etap powolnego „kurczenia” się, cofania, spowodowanego abrazją odcinków sąsiednich. Najbardziej trwałe są w „cieniu” czynnych jeziorów osuwiskowych lub wyniesień płycizny przybrzeżnej, spowodowanych osuwiskami rotacyjnymi. Pod względem cech morfologicznych są to formy przystające na całej swej długości do brzegu macierzystego i nie stanowią przeszkody w tranzytowym przemieszczaniu się osadów wzdłuż brzegu. Stanowią rodzaj tarasu akumulacyjnego, nazywanego przez miejscową ludność plażą. Jest to rzeczywiście plaża rozwinięta o pełnym profilu (Jaroszewski i in. 1985), brak jej tylko wyraźnego wału burzowego i brzegowego. Formy powyższe występują również w strefie brzegowej jezior (Korolec 1968).



Fot. 30. Odsyp piaszczysty w Dobrzyń (Rumunkach) — km 662,9. Okresowo przybiera kształt ostrogi — festonu, maksymalna szerokość 26 m

Lateral sand bar in Dobrzyń (Rumunki) — km 662.9. It periodically settles into shape of a groyne, maximal width 26 m

9 IV 1992

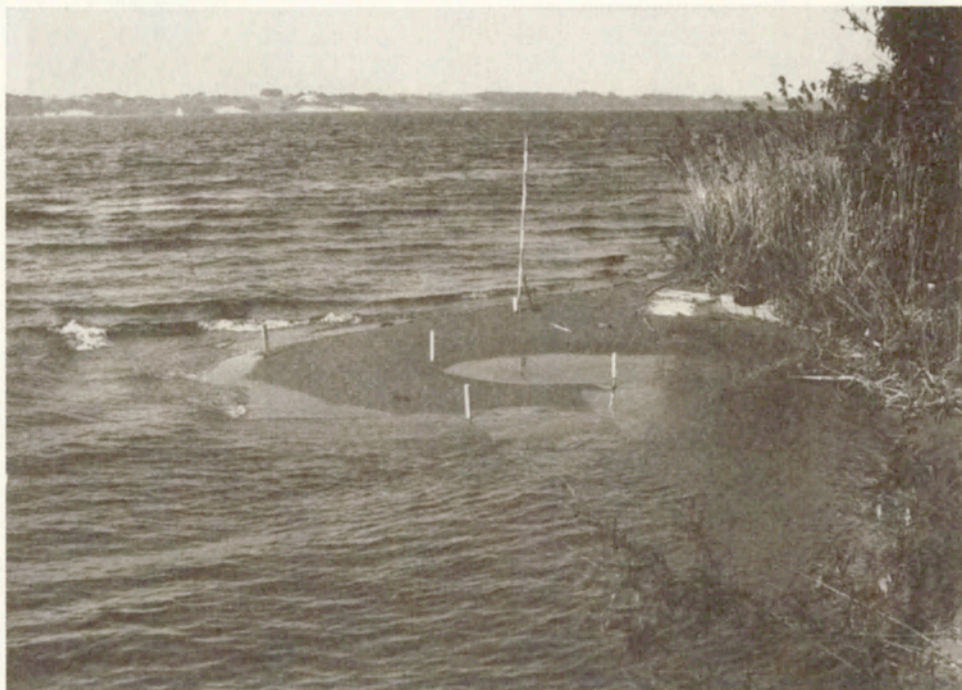


Ryc. 48. Odsyp piaszczysty w Kamienicy, km 659,4 (nr 7 odcinka badawczego na ryc. 1)

1 — krawędź klifu brzegu macierzystego i jego wysokość w m, 2 — mokradło okresowe, 3 — powierzchnia osuwisk czynnych, 4 — powierzchnia zakumulowana do 1983 r. Inne objaśnienia patrz ryc. 45

Lateral sand bar in Kamienica, km 659.4 (nr 7 of study segment in fig. 1)

1 — edge of the parent bank cliff and its height in m, 2 — periodical marsh, 3 — surface of active landslides, 4 — surface accumulated up to 1983 r. Other explanations see fig. 45



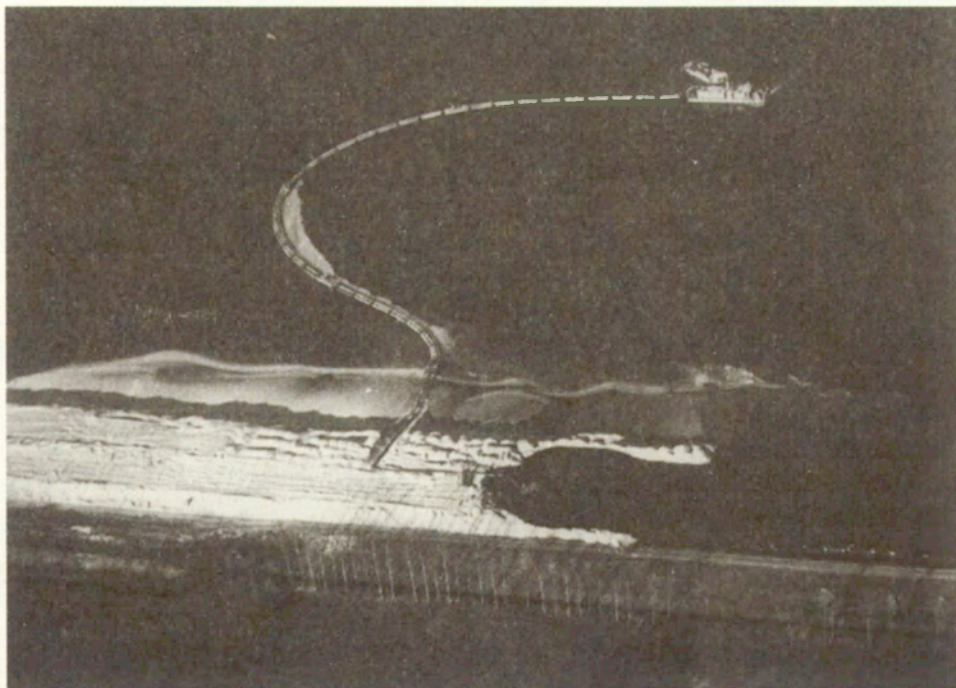
Fot. 31. Efemeryczna kosa na wypukłości brzegu akumulacyjnego w Dobiegniewie
Ephemeral spit on a convexity of the accumulative bank in Dobiegniew
28 V 1985

7.1.5. EFEMERYCZNE KOSY

Formy te tworzą się na wypukłościach brzegu, głównie odcinków akumulacyjnych, gdy występuje nadmiar osadów w sąsiedztwie. Niekiedy kosa łączy się z brzegiem, tworząc mierzeję i zamykając drobną lagunę. Obserwowano nawet podwójne kosy zamykające laguny. Kosy powstają podczas łagodnego falowania i obniżonego nieco zwierciadła wody zbiornika. Zmiana kierunku podejścia fal do brzegu powoduje ich unicestwienie. Formy te odnawiają się często w tych samych miejscach (fot. 31).

7.1.6. SZTUCZNE TERASY

Naturalny proces akumulacji w strefie brzegowej zbiornika został zakłócony działalnością człowieka, szczególnie intensywną od 1982 r., kiedy podjęto wzmożone bagrowanie delty oraz płytko zalanych kęp śródkorytowych. Silna antropopresja dotknęła szczególnie brzegi górnej partii zbiornika, na odcinku ponad 20 km od Płocka w dół rzeki (ryc. 1). Po katastrofalnej powodzi zatorowej w styczniu 1982 r. podjęto prace nad uporządkowaniem czaszy zbiornika oraz podwyższeniem zapór bocznych. Zespół pogłębiarek tłoczył urobek w strefę brzegową rurami rozmieszczonymi na pływakach (fot. 32).



Fot. 32. Bagrowanie na zbiorniku zalanych kęp śródkorytowych Wisły metodą refulowania (zasysania i tłoczenia rurami osadu wraz z wodą na brzeg)

Dredging of the flooded interchannel holms of the Vistula river on the reservoir using a method of suction and pumping of deposits together with water through pipes on the coast
Photo M. Grześ, summer 1983

Piaskiem i żwirem zmieszany z wodą, zwanym refulatem, nadbudowano strefę brzegową wzdłuż zagrożonych abrazją odcinków na obu brzegach. Tak samo nadbudowywano również zapory boczne. Po odsączeniu się wody z akumulowanego refulatu, wyrównano powierzchnię powstałych hałd dożądanego profilu. W ten sposób wzdłuż naturalnych brzegów powstały sztuczne terasy (półki) piaszczysto-żwirowe, o szerokości 50–80 m, wystające nad wodę 0,5–1,5 m, ciągnące się miejscami nieprzerwanie kilometrami (fot. 33). Ich obecna linia brzegowa jest rezultatem jej pierwotnego zarysu (po narefulowaniu osadu i jego zniwelowaniu) oraz całego zespołu naturalnych procesów brzegowych. Odcinki te reprezentują środowisko o potencjalnym nadmiarze dostawy osadów do subakwalnej części brzegu. Obecnie większość nadwodnych powierzchni tych form porastają krzewy i drzewa liściaste (topole).

Do końca 1984 r. zredeponowano w powyższy sposób 10,2 mln m³ osadów dennych, z czego około 70% w strefę brzegową, a resztę w inne miejsca akwenu oraz przeznaczono na cele budowlane (Śliwiński 1987). W podobnej skali i proporcji trwała redepozycja osadów tej części zbiornika do 1988 r., kiedy to zakończono bagrowanie.



Fot. 33. Sztuczna terasa wzdłuż byłego abrazyjnego, osuwiskowego brzegu w Murzynowie, zarefulowana w latach 1982—1983. Obecnie rośnie tu las (topole)

Artificial terrace along the former abrasive, landslide bank in Murzynowo, dredged in 1982—1983. At present a forest is growing here (poplars)

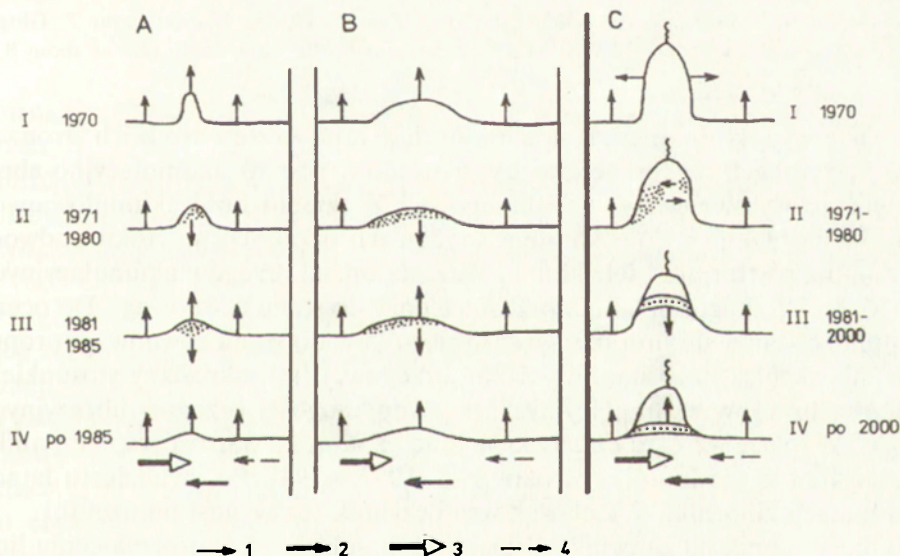
30 V 1985

7.2. EWOLUCJA LINII BRZEGOWEJ

Proces wyrównywania linii brzegowej w sąsiedztwie form akumulacyjnych obrazuje rycina 49. Kolumny A, B, C przedstawiają typy charakteru linii brzegowej. Typ A reprezentuje ewolucję brzegu w sąsiedztwie zatok wąskich a długich, typ B — zatok szerokich, a krótkich (ryc. 48), typ C — zatok szerokich i długich (ryc. 45 i 47). Przedstawiony schemat upoważnia tylko do wnioskowania o czasowo-jakościowych zmianach linii brzegowej. Drobne zatoki istniejące po spiętrzeniu rzeki uległy całkowitemu wypełnieniu osadami po kilku latach i wzdłużbrzegowy transport osadów odbywał się swobodnie wzdłuż coraz dłuższych odcinków. Zatoki, w których „toną” wszystkie osady wędrujące wzdłuż brzegu, stanowią naturalne granice samoistnych, niezależnych litodynamicznych odcinków. Na prawym brzegu są 4 takie pułapki; jedna w III etapie, a trzy w II etapie rozwoju linii brzegowej (ryc. 49 C). Na lewym brzegu jest 7 takich pułapek; wszystkie w etapie II. Stopniowy wzrost długości niezależnych odcinków litodynamicznych jest przyczyną zwiększania się tempa przyrostu powierzchni form akumulacyjnych w zatokach.

Niezależnie od przedstawionego wyżej schematu przekształcania linii

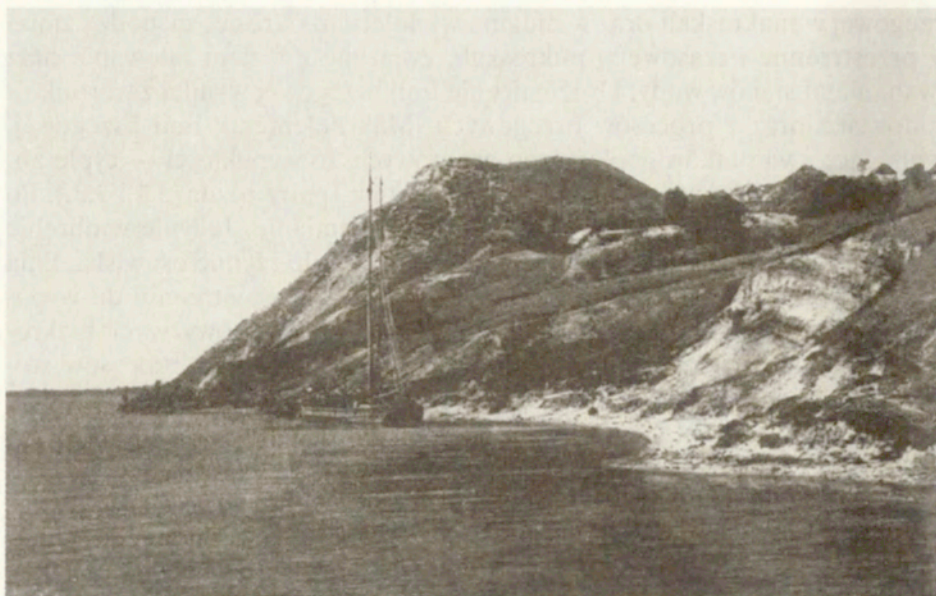
brzegowej w makroskali oraz w długim, wieloletnim okresie, zachodzą zmiany przestrzenne i czasowe w mikroskali, związane z fazami falowania oraz z wahaniami stanów wody. Urozmaicenie linii brzegowej wynika z warunków środowiska oraz z procesów brzegowych. Makroelementy linii brzegowej, wynikające z warunków geologiczno-gruntowych, to wypukłości — cyple antyklin mioceńskich i wgłęcia synklin mioceńskich (patrz rozdz. 3.1 i 3.2.). Po spiętrzeniu elementy te nie uległy i nie ulegają zmianie. Jedynie w obrębie wklęsłości, gdzie rozwijają się rozległe, głębokie, stale czynne osuwiska, linia brzegowa przeszła swoistą inwersję — od wgłęcia po spiętrzeniu do wypukłości obecnie (por. ryc. 19, 40, fot. 34 i 35). W obrębie powyższych makroelementów dalszy rozwój linii brzegowej wynikał z rozwoju procesów stokowych i brzegowych. Na ogół każdej pozytywnej formie na brzegu i na nadbrzeżu towarzyszyła wypukłość, a negatywnej — wklęsłość linii brzegowej. Wypukłości były abradowane intensywniej od wklęsłości. Był to abrazyjny etap wyrównywania linii brzegowej. Brak wtedy jeszcze akumulacyjnych form brzegowych, gdyż osady z rozmywu brzegu są prawie w całości wynoszone przeciwprądami poprzecznie do brzegu i akumulowane w nierównościach stoku podwodnego. Dopiero po wstępnym „uporządkowaniu” rzeźby przybrzeża i jego spłyceniu rozwijają się stopniowo wzdłużbrzegowe migracje osadów i powstają elementarne, drobne akumulacyjne formy brzegowe.



Ryc. 49. Etapy ewolucji linii brzegowej zbiornika Włocławek w sąsiedztwie form akumulacyjnych 1 — kierunek przemieszczania się linii brzegowej, 2 — kierunek odpływu wód Wisły, 3 — dominujący kierunek wzdłużbrzegowego transportu osadów, 4 — podrzędny kierunek wzdłużbrzegowego transportu osadów; A, B, C — typy charakteru linii brzegowej; I—IV — kolejne etapy przekształcania linii brzegowej

Stages of evolution of the Włocławek reservoir coastline in the neighbourhood of accumulative forms

1 — direction of the coastline displacement, 2 — direction of Vistula waters flow-off, 3 — dominant direction of the longshore drift, 4 — secondary direction of the longshore drift; A, B, C — types of the coastline character; I—IV — stages of the coastline transformation



Fot. 34. Erozyjny brzeg Wisły w Dobrzyń w sąsiedztwie Góry Zamkowej w 1900 r. (wg Z. Glogera 1903). Przy porównaniu z fot. 35 należy uwzględnić podniesienie lustra wody o około 8 m

Erosive bank in Dobrzyń in the neighborhood of Zamkowa Góra in 1900 (after Z. Gloger 1903). Comparison with photo 35 should take account of the water table rise of about 8 m

Wszelkie wypukłości brzegu są abradowane, a na zawietrznych ich stronach oraz w zatokach następuje depozycja osadów. Jest to akumulacyjno-abrazyjny etap wyrównywania linii brzegowej. Z czasem ilość akumulowanych osadów na brzegu rośnie kosztem spadku ich depozycji na stoku podwodnym — na platformie i jej skłonie. Wzrasta udział brzegów akumulacyjnych w ogólnej ich długości, a linia brzegowa dąży do stanu równowagi. Do oceny stopnia zbliżania się linii brzegowej zbiorników do stanu równowagi proponuje się współczynnik stabilności linii brzegowej (k_s), określany stosunkiem długości brzegów akumulacyjnych (L_{ak}) do długości brzegów abrazyjnych (L_{ab}). „W miarę wzrostu czasu eksploatacji zbiornika wartość współczynnika k_s zbliża się do jedności” (Sirokov i in. 1992, s. 94). Po dwudziestu latach eksploatacji zbiornika Włocławek współczynnik ten wynosi poniżej 0,1.

Obecnie brak na zbiorniku Włocławek regularności w urozmaiceniu linii brzegowej w horyzoncie średniego zwierciadła z wielolecia, a więc przemienności form wypukłych i wklęsłych jednakowej wielkości, opisywanych w strefie brzegowej mórz (Popov 1972; Zenkovič, Popov 1980; Mielczarski 1990) oraz zbiorników (Levkevic, Lopuch 1986; Levkevič 1991; Širokov i in. 1992). Być może wynika to z braku dotychczas długich, naturalnych odcinków akumulacyjnych, to jest ze zbyt wczesnego jeszcze etapu rozwoju linii brzegowej. Występujące w jej przebiegu festony i wgięcia są nieregularne i wynikają



Fot. 35. Abrazyjny brzeg zbiornika w Dobrzyniu. Osuwisko w sąsiedztwie Góry Zamkowej stanowiło (w 1900 r.) i stanowi wypukłość linii brzegowej

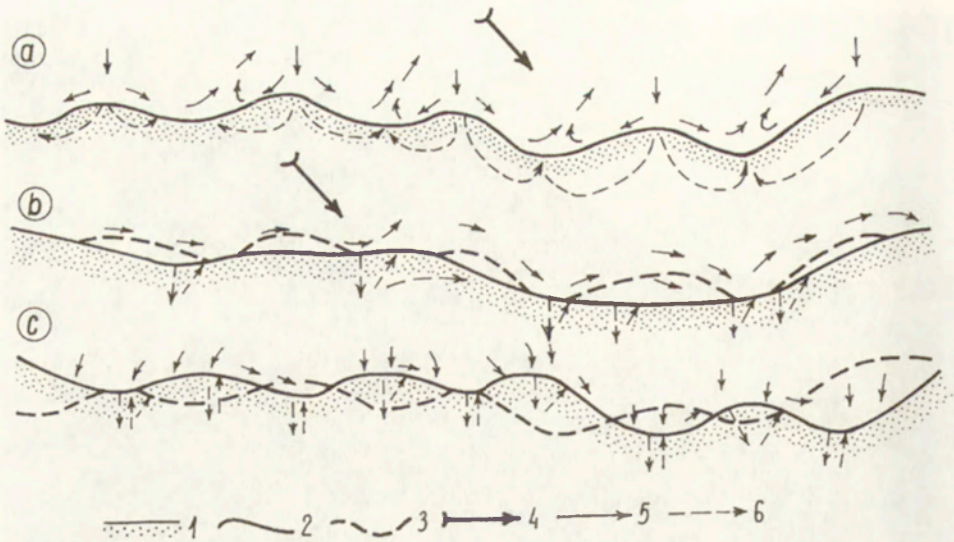
Abrasive bank of the reservoir in Dobrzyń. Landslide in the neighbourhood of Zamkowa Góra was a convexity in 1900 and it is a convexity at present

8 I 1991

również z procesu nie falowego. Epizodycznie, podczas spadku stanów wody obserwowano wzdłuż lewego brzegu — w horyzoncie akumulacyjnej części platformy regularne cyple i zatoczki; im większe natężenie falowania, tym formy były większe. Po zmianie (wzroście) stanów wody formy te były jednak szybko unicestwiane.

Stwierdzano natomiast wielokrotnie swoistą przestrzenną inwersję linii brzegowej odsypów. Były to krótkookresowe zmiany linii brzegowej wynikające ze struktury przebiegu jednego cyklu falowego, to jest narastania, stabilizacji i wygasania falowania oraz odpowiadających im migracjom osadów. W fazie narastania i stabilizacji falowania następuje wyraźny, znaczący wzrost stanu wody; wyższy naprzeciw cypelków-festonów, mniejszy — w wklęsłościach, na skutek czego powstaje gradient poziomu wody między powyższymi elementami rzeźby plażowej odsypów. Cypelki akumulacyjne stają się swoistymi wodo- i osadodziałami. Do zatoczki woda ścieka z dwóch przeciwnych kierunków, co doprowadza do okresowego wyrównywania zwierciadła między zatoczką a sąsiednimi cypelkami. Skutkiem tego zjawiska jest odpływ wody i osadów ku akwenowi w postaci prądu rozrywającego (ryc. 50a).

W fazie stabilizacji falowania trwają jeszcze deniwelacje lustra wody, sprzyjające wyrównywaniu przyplażowej powierzchni i dna oraz zarysu linii brzegowej. W związku z powyższym słabną prądy gradientowe i rozrywające, a tym samym i poprzeczne przemieszczanie osadów. Zaczyna dominować



Ryc. 50. Schemat fluktuacji linii brzegowej oraz mas wodnych i osadów odsypów piaszczystych i teras sztucznych

Fazy falowania: a — narastania, b — stabilizacji, c — zanikania; 1 — brzeg; linia brzegowa: 2 — aktualna, 3 — początkowa; kierunki: 4 — falowanie, 5 — ruchu wód i osadów, 6 — ruchu potoku napływu i spływu na plaży

Scheme of fluctuations of the coastline, water masses and deposits of lateral sand bars and artificial terraces

Stages of waving: a — growing, b — stabilization, c — disappearing; 1 — coast; coastline: 2 — present, 3 — initial; directions: 4 — of waving, 5 — of waters and deposits movements, 6 — of upwash and backwash movements on beach

wzdłużbrzegowy ruch osadów oraz równoczesne przemieszczanie się rytmicznych form przyplazowych. Następuje w tej fazie ogólne wyrównanie linii brzegowej (ryc. 50b). Odwodny stok plaży przyjmuje profil „quasidynamicznej równowagi” (Gudelis i in. 1990).

W fazie wygasania falowania spada wyraźnie stan wody przy brzegu, a tym samym maleją różnice stanów między formami plaży. W związku z powyższym maleje prędkość prądów wzdłużbrzegowych mas wodnych i osadów. Równocześnie rośnie rola potoku przyboju i dostawa osadów z dna do brzegu. W tej fazie zachodzi akumulacja osadów w sąsiedztwie linii brzegowej, co wynika z ogólnej prawidłowości, że w okresach słabego i umiarkowanego falowania odbywa się dostawa osadów dennych do brzegu (Tarnowska 1980; Gudelis i in. 1990). Po kilku cyklach umiarkowanego falowania, zaistniałe w czasie sztormu ubytki osadów z brzegu są uzupełniane, a zarys linii brzegowej wraca do stanu sprzed sztormu, jedynie z przesunięciem w przestrzeni (ryc. 50c). Proces okresowej przebudowy zarysu linii brzegowej obejmuje zarówno mikro- jak i makroformy akumulacyjnej rytmiki brzegowej. Po zmianie kierunku podejścia fal do brzegu następuje przebudowa i „wędrówka” form w stronę przeciwną.

W strefie brzegowej Bałtyku, będącej już w stadium dynamicznej równowagi, stwierdza się 3–4-letnie cykle przemienności procesów abrazji i aku-

mulacji (Gudelis i in. 1990) oraz przestrzenną wędrówkę i zróżnicowanie form (Mielczarski 1972, 1990; Rosa 1990; Subotowicz 1982, 1990). Przytoczone wyżej cykle zmian kierunku procesów brzegowych Bałtyku nie mają czasowego związku z przebiegiem tych procesów na zbiorniku na Wiśle. Oba akweny są w różnych etapach rozwoju. Proces krótkookresowych zmian zarysu linii brzegowej form akumulacyjnych jest natomiast podobny na obu obiektach, różnica tkwi jedynie w skali procesu.

Uważam, że po okresie najbliższych 20–30 lat akumulacyjno-abrazyjnego wyrównywania linii brzegowej rozpocznie się stopniowo etap akumulacyjnego urozmaicenia linii brzegowej. Nastąpi to na skutek nadmiaru osadów na platformie przybrzeżnej i tworzenia się form akumulacyjnych na jej powierzchni. Proces ten rozpocznie się wcześniej na lewym brzegu, jednolitym litologicznie (piaszczysto-żwirowym), gdzie prawie wszystkie produkty jego rozmywu pozostają w strefie brzegowej.

8. ROZKŁAD OSADÓW W ZBIORNIKU

Analiza osadów dennych pozwoliła wydzielić strefy hydrodynamiczne zbiornika w przekroju poprzecznym, jak i podłużnym oraz stwierdzić hydrodynamiczną przyczynę morfologicznego zróżnicowania strefy brzegowej w miarę spadku wielkości piętrzenia rzeki.

Źródłami produktów akumulacji w zbiorniku są: 1) tranzytowa dostawa ze zlewni Wisły, 2) dostawa z dopływów zbiornika, 3) rozmyw brzegów w procesie ich abrazji, 4) autochtoniczna produkcja biomasy. Osady denne strefy brzegowej pochodzą z brzegu, a na otwarty akwen są dostarczane przepływem tranzytowym wód (współczynnik przepływowości zbiornika wynosi 76) oraz z brzegu prądami.

8.1. METODY POBORU I BADANIA OSADÓW

Pobór i badanie osadów z powierzchniowej warstwy dna rozpoczęto w 1980 r. i kontynuowano w latach 1982 i 1984. W sumie wzięto 352 próby, z których 82% poddano analizie laboratoryjnej. Próby z głębokości większych od 3,5–4,0 m pobierano chwytaczem (czerpakiem) Ekmana–Birga, z warstwy o miąższości kilku centymetrów w okresach ciszy lub lekkiego falowania lustra wody. Z platformy przybrzeżnej oraz z górnej części zbiornika pobierano próby chwytaczem rurowym z warstwy do 15 cm miąższości. Sondą konstrukcji K. Więckowskiego pobrano zimą 1985 i 1991 r. 52 rdzenie osadów o nienaruszonej strukturze, z których wzięto 112 prób z różnych głębokości do analiz laboratoryjnych. 60% prób pobrano ze strefy brzegowej, tj. w pasie o szerokości do 150 m, resztę z otwartego akwenu, głównie z dolnej i środkowej części zbiornika. Górną część zbiornika analizowano przeglądowo. Próby osadów pobierano w przekrojach poprzecznych (Banach 1993, ryc. 2).

Analizy laboratoryjne wykonano w Polskim Towarzystwie Gleboznawczym w Bydgoszczy i w Pracowni Sedymentologicznej Instytutu Geografii UMK w Toruniu. Skład granulometryczny określono metodą sitowo-areometryczną, a zawartość organicznych części oznaczono metodą prażenia w temperaturze 550°C. Zawartość jonów wodorowych (pH) określano elektrometrycznie. Z cech fizycznych osadów oznaczono gęstość właściwą i objętościową oraz wilgotność naturalną. Ze statystycznych wskaźników uziarnie-

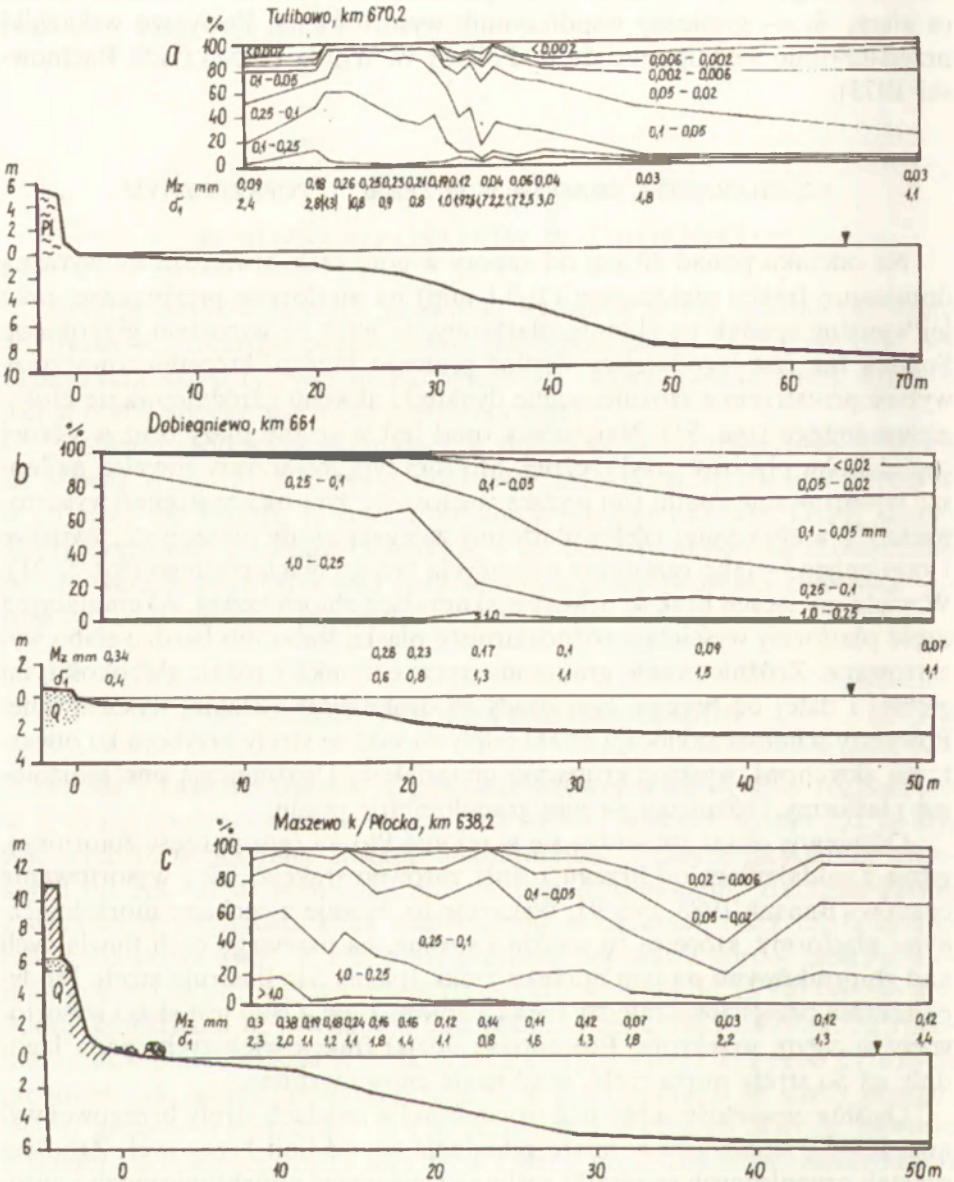
nia obliczanych w jednostkach skali phi analizowano: M_z — średnia średnica ziarn, δ_1 — graficzny współczynnik wysortowania. Powyższe wskaźniki przedstawiono według metody R. Folka i W. Worda (1957) (vide Racinowski 1973).

8.2. CHARAKTER OSADÓW W PRZEKROJU POPRZECZNYM

Na odcinku ponad 30 km od zapory w górę rzeki stwierdza się wyraźną dominantę frakcji piaszczystej (1–0,1 mm) na platformie przybrzeżnej oraz jej wyraźny spadek na skłonie platformy, tj. wraz ze wzrostem głębokości. Spadek ten jest łagodniejszy wzdłuż prawego brzegu, któremu towarzyszy wyższe przestrzenne zróżnicowanie dynamiki akwenu i zróżnicowanie litologiczne brzegu (ryc. 51). Najgrubszy osad jest w strefie plaży oraz w górnej części stoku pływiczny przybrzeżnej. Strefom tym towarzyszy również najlepsze wysortowanie osadu (im wyższa wartość δ_1 , tym niższy stopień wysortowania). Na abrazyjnej części platformy zalegają osady piaszczyste, żwirowe i kamieniste — jako rezyduum z rozmycia brzegu macierzystego (fot. 5, 21). W wielu miejscach brak tu utworów akumulacji zbiornikowej. Akumulacyjną część platformy wyścielają różnoziarniste piaski, słabo lub bardzo słabo wysortowane. Zróżnicowanie granulometryczne wynika z różnic głębokości; im głębiej i dalej od brzegu, tym osady są drobniejsze i słabiej wysortowane. Powyższy schemat zakłócają szlaki odpływu wód ze strefy przyboju ku otwartemu akwenowi, wysłane grubszym materiałem. Urozmaicają one morfologię platformy i różnicują na niej granulometrię osadu.

Odmienne obraz stwierdza się w rejonie Płocka (górną część zbiornika), gdzie z oddaleniem od brzegu rośnie zarówno frakcja, jak i wysortowanie osadów (Banach 1988, ryc. 9). Wskazuje to, łącznie z cechami morfologicznymi platformy, które są tu wąskie i strome, na przewagę cech fluwialnych nad zbiornikowymi na tym odcinku rzeki. Rycina 51c ilustruje strefę litodynamicznie przejściową między rzeką a zbiornikiem. Osad jest słabo wysortowany w całym przekroju. Procentowy udział frakcji większych spada łagodnie aż do strefy nurtu rzeki, skąd nagle znowu wzrasta.

Ogólna zawartość substancji organicznej w osadach strefy brzegowej wynosi 0,5–5,0%; wzrasta w miarę oddalania się od linii brzegowej. Źródłem cząstek organicznych są resztki roślinne i zwierzęce allochtonicznego i autochtonicznego pochodzenia, produkty roślinności naziemnej zatopionej podczas zalania zbiornika oraz rozmywane węgle brunatne, występujące w utworach neogeńskich prawego brzegu. Cząstki roślinne mają mały ciężar w stosunku do swej objętości i dlatego łatwo są podrywane i przenoszone poza strefę brzegową i akumulowane na głębokościach większych od rozmywającego zasięgu fal, który jest większy od podwójnej wysokości fali (Zenko-
vić 1946). W warunkach zbiornika włocławskiego jest to głębokość na ogół większa od 3,5 m. Dlatego też na platformach przybrzeżnych oraz w obrębie delty w rejonie Płocka jest tak mała ilość substancji organicznej.



Ryc. 51. Granulometria osadów dennych w przekroju poprzecznym strefy brzegowej w środkowym odcinku zbiornika na brzegu prawym (a) i lewym (b) oraz w odcinku przejściowym (c)

M_z — średnia średnica ziarn, δ_1 — graficzny współczynnik wysortowania. Inne objaśnienia patrz ryc. 3

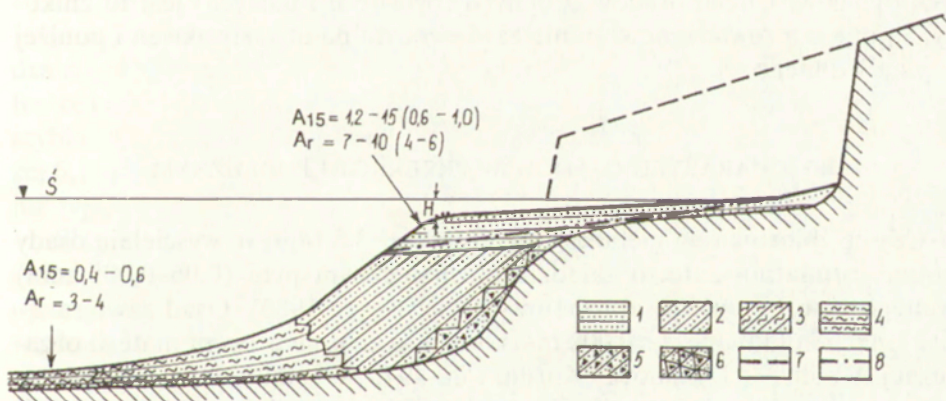
Granulometry of bottom deposits in a cross-section of the coastline in the middle part of the reservoir on the right (a) and left (b) bank and in the transitional segment (c)

M_z — mean diameter of grains, δ_1 — graphical sorting coefficient. Other explanations — see fig. 3

Stężenie jonów wodorowych (pH) w osadach dennych waha się od 6,5 do 8,5. Przeważa osad o $\text{pH} = 7$, czyli o odczynie obojętnym (przy równowadze jonów H^+ i OH^-); wzdłuż lewego brzegu odczyn jest mniej zasadowy. Nie stwierdza się zdecydowanej różnicy w odczynie stropowych i spągowych partii osadów dennych zbiornika (Banach 1988, tab. 2).

Odmienność cech osadów strefy brzegowej nie przekracza na ogół podstawy skłonu platformy i obejmuje pas o maksymalnej szerokości 80–100 m. Dalej od brzegu osad jest jednorodny, pylasty. Największa miąższość osadów, sięgająca 7 m jest w zatokach oraz na skraju platformy przybrzeżnej, wzdłuż intensywnie niszczonej odcinków prawego brzegu, gdzie osiąga 2 m. Przeważają miąższości 1,2–1,5 m po 15 latach sedymentacji. W trzecim — czwartym roku miąższość wynosiła 0,3–0,4 m (Więckowski 1978). Wzdłuż lewego niskiego brzegu, gdzie zalane są połogie obszary, a objętość rozmywanych skał brzegu macierzystego jest mniejsza, grubość osadów nie przekracza 1 m — a w zatokach 3 m. Maksymalne miąższości osadów towarzyszą krawędzi platformy przybrzeżnej; maleją ku otwartemu akwenowi, jak również w stronę brzegu (ryc. 52).

Już po 10 latach kształtowania się strefy brzegowej tego zbiornika nie stwierdzono zależności charakteru osadów subakwalnej części (platformy) od charakteru osadów części nadwodnej — brzegu macierzystego. Zależność taką stwierdzono w pierwszych latach kształtowania się strefy brzegowej (Ikonnikov 1972; Kaćugin 1975). Świadczy to o dominacji wzdłuż-



Ryc. 52. Schemat akumulacji przybrzeżnej w zbiorniku wzdłuż brzegu przygłębiowego

1 — piaski różnoziarniste prawie poziomo warstwowane, 2 — piaski z domieszką pyłu, 3 — piaski pylaste i pyły (mulki), 4 — pyły (mulki), 5 — facja obrywowo-osypiskowa, niewarstwowana, 6 — facja obrywowo-osypiskowa z segregacją falową, 7 — pierwotny zarys stoku, 8 — profil platformy przy spadku stanu wody; H — głębokość falowego oddziaływania na dno przy średnim stanie, Ś — średni stan wody z wielolecia, A_{15} — akumulacja za 15 lat w m, w nawiasie dla brzegu lewego, A_r — średnia roczna akumulacja w cm

Scheme of near-bank accumulation in the reservoir along the near-deep coast

1 — sands of different size of grains almost horizontally bedded, 2 — sands with an admixture of dusts, 3 — dusty sands and dusts (silts), 4 — dusts (silts), 5 — earthfall-earthslide facies, not bedded, 6 — earthfall-earthslide facies with wave segregation; 7 — original outline of slope, 8 — platform profile with the decrease of water level; H — depth of wave action on the bottom with a mean water level, Ś — mean water level from the many-years' period, A_{15} — accumulation for 15 years, in m, in brackets for the left bank, A_r — mean yearly accumulation, in cm

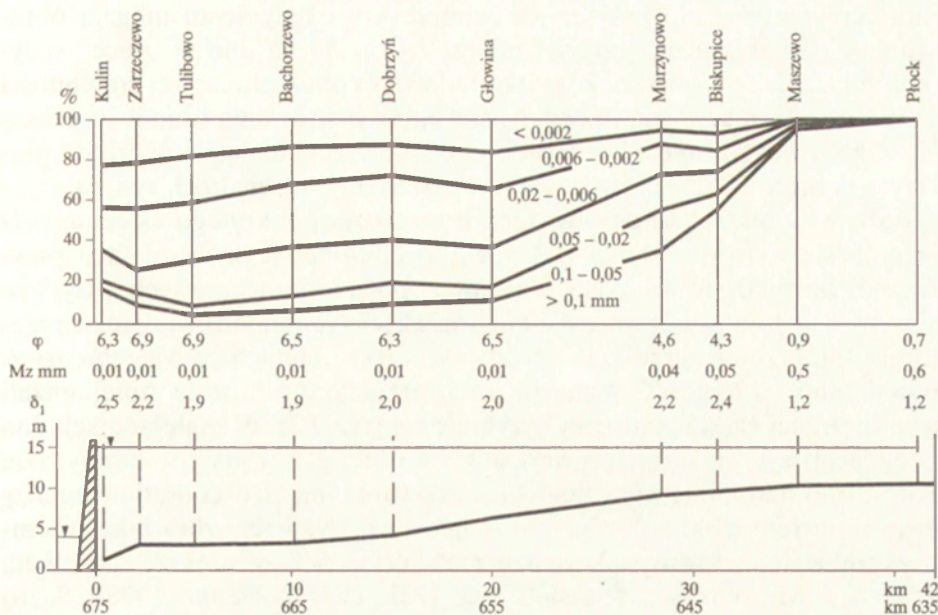
brzegowych migracji osadów nad migracjami poprzecznymi. Drobne zatoki istniejące po spiętrzeniu rzeki uległy całkowitemu wypełnieniu osadami po kilku latach i dlatego wzdłużbrzegowy strumień osadów przemieszcza się swobodnie na długich odcinkach, co powoduje ujednoczenie osadów wzdłuż brzegu.

W okresie 1980–1984 nie stwierdzono wzrostu średniej średnicy cząstek osadu na platformie przybrzeżnej z upływem lat. Zależność taką wykazano na zbiornikach w okresie pierwszych kilku lat kształtowania się ich stref brzegowych (Ikonnikov 1972). Krótkookresowa zmienność cech osadów związana z fazami cyklu falowania, a stwierdzana w strefie brzegowej mórz (Ajbulatov i in. 1979; Gudelis i in. 1990) nie była przedmiotem badań.

Na wielu zbiornikach stwierdzono wyraźne warstwowanie osadów platformy z nieznacznym nachyleniem ku akwenowi (Ikonnikov 1972; Kaćugin 1975; Finarov 1974, 1986). Warstwowa budowa świadczy o niejednorodności składu granulometrycznego osadów przemieszczanych okresowo w dół po skłonie platformy, co warunkowane jest zmiennością falowania. Stwierdzono również nieco większą zwartość platformy od zwartości osadów w brzegu macierzystym, będących aluwiami terasu rzecznej (Ikonnikov 1972). Wiąże się to z większym upakowaniem osadów piaszczystych przez fale aniżeli przez prąd rzeki, wynikający z jej spadku. W platformach przybrzeżnych, jako ciągłych i trwałych formach akumulacyjnych strefy brzegowej, skupia się największa ilość osadów grubych ($Md_{(50)} > 0,1$ mm) z abradowanych brzegów. Udział osadów drobnych (pylastych i ilastych) jest tu znikomy. Są one odprowadzane w stanie zawieszonym na otwarty akwen i poniżej stopnia wodnego.

8.3. CHARAKTER OSADÓW W PRZEKROJU PODŁUŻNYM

Czaszę zbiornika na głębokościach powyżej 3,5 (4,0) m wyścielają osady drobne, brunatno-szare, o składzie mechanicznym pyłu (0,06–0,005 mm) zwanego inaczej mułem sapropelowym (Teisseyre 1983). Osad zawiera 2–25% frakcji koloidalnej ($< 0,002$ mm) oraz kilkanaście procent materii organicznej. Według C.J. Šamova (Kurdin i in. 1975) cząstki koloidalne akumulowane są na dnie, jeśli prędkość prądu wód jest mniejsza od $0,24$ m·s⁻¹. Wtedy cząstki te nie podlegają erozji i redepozycji. Naturalna wilgotność tego osadu waha się od 35 do 71%; osad grubszy ma wilgotność mniejszą. Gęstość właściwa waha się od 1,9 do 2,7 G/cm³, a jego gęstość objętościowa od 1,0 do 1,8 G/cm³ (Banach 1988, tab. 2). Na powierzchni osad jest półpłynny, głębiej miękkoplastyczny, a w spągu plastyczny. Gęstość jego rośnie nieznacznie ku spągowi. Wzrasta ona również w miarę zbliżania się do brzegu, a więc w miarę zwiększania się średnicy ziarna. Osad jest słabo i bardzo słabo wysortowany, niewarstwowany. W stanie wysuszonym można wyróżnić laminy, zróżnicowane barwą. Laminację osadów odkrytego akwenu stwier-



Ryc. 53. Granulometria osadów dennych w przekroju podłużnym

Objaśnienia patrz ryc. 51

Granulometry of bottom deposits in a longitudinal profile

Explanations see fig. 51

dza się na innych zbiornikach (Jahn 1968, Banach 1992 b). Taki jest charakter osadu na odcinku 25–30 km od zapory w górę rzeki. Powyżej wzrasta szybko średnica ziarn. Od Maszewa natomiast udział ziarn o średnicy poniżej 0,1 mm jest znikomy. Wzrasta tu również wysortowanie osadów — jest to już typowy osad facji korytowej (ryc. 53).

Słabe, a nawet bardzo słabe, wysortowanie osadów poza strefą brzegową świadczy o wielu źródłach dostawy osadów i okresowej zmienności hydrodynamicznej środowiska sedymentacji. Analiza osadów pobranych przed wezbraniem letnim oraz po jego przejściu w 1980 r. nie wykazała istotnych różnic w składzie i wysortowaniu osadów. Przemawia to za brakiem „wymiatania” osadów drobnych, mułkowych przy przejściu fali powodziowej nawet ze strefy dawnego koryta, nurtu rzeki. Zjawiska lodowe, a szczególnie zatory śryżowo-lodowe, powodują większe zaburzenia w charakterze sedymentacji od wezbrań letnich. Wisła, nie uregulowana powyżej zbiornika, „produkuje” przed pojawieniem się zwartej pokrywy lodowej dużo śryżu, ze znacznym udziałem lodu dennego, w którym uwięzione są różnoziarniste osady. Spiętrzone w obrębie zatorów oraz w strefie brzegowej kry i buły śryżu przesycone są różnoziarnistymi osadami w ilości od 0,01 do 8 kg w m³ (Grześ 1989). Lokalnie występuje również w śryżu fauna denna (Grześ, Banach 1983). Po stopnieniu lodu pozostaje na brzegu warstwa „obcego” osadu o miąższości

kilku centymetrów. Spływające ku zaporze kry i buły śryżu ulegają obtapianiu, a różnoziarnisty materiał mineralny opada na dno w „obce” sedymentologicznie środowisko. Zjawiska lodowe są obok okresowej zmienności hydrodynamicznej główną przyczyną słabego wysortowania osadów w czaszy zbiornika. Analizowane właściwości osadów nie zmieniają się w profilu pionowym pobranych rdzeni na otwartym akwenu (Banach 1993, ryc. 6).

Całkowita miąższość osadów facji zbiornikowej odkrytego akwenu, różniących się wyraźnie barwą i składem granulometrycznym od facji przybrzeżnej oraz korytowej Wisły i zalanych poziomów terasowych (użytków rolnych), oscyluje wokół wartości kilkudziesięciu centymetrów, rzadko przekracza 1 m. Przeważają miąższości 40–60 cm (po 15 latach), a więc intensywność akumulacji wynosi 3–4 cm/rok, czyli przeszło dwukrotnie mniej aniżeli na zewnętrznej części platformy przybrzeżnej (ryc. 52). W zagłębieniach dna akumulacja jest większa, zarówno w strefie brzegowej jak i w czaszy. Nie stwierdzono natomiast wyraźnego zróżnicowania miąższości osadów między dawnym nurtem rzeki a powierzchnią zalewową. Na wielu zbiornikach tempo akumulacji w dawnych korytach rzek jest 3–5 razy większe aniżeli na płaskich powierzchniach w sąsiedztwie (Kliujewa, Dolženko 1978). Są to jednak zbiorniki o wolniejszej wymianie wód. Tutaj natomiast, przy średnim przepływie ($1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), woda ulega wymianie 76 razy w ciągu roku. K. Więckowski (1978) ocenił tempo akumulacji za pierwsze 4–5 lat na 0,5–1,5 cm/rok. Zdolność tego zbiornika do akumulacji zawiesiny wynosi 48% (Barański, Dąbkowski 1976). Dla porównania, zbiornik Turawa na Małej Panwi zatrzymuje 65% zawiesiny, ze średnią roczną wielkością jej akumulacji 0,95 cm (Teisseyre 1983). W zbiorniku pilchowickim, w kaskadzie rzeki Bóbr w Sudetach, osadza się rocznie 0,60–0,80 cm (Jahn 1968). W podobnym tempie (0,70 cm/rok) zachodzi wypełnienie zbiornika Orawa (Banach 1992b). Zbiorniki kaskady górnej Wołgi zamulane są 0,17–0,25 cm/rok (Ziminova 1978). Tak duże natężenie zamulania zbiornika Włocławek wynika z silnego zanieczyszczenia wód Wisły oraz z bogactwa frakcji zawieszinowej w rozmywanych utworach neogeńskich prawego brzegu. Jest to pierwszy zbiornik z planowanej kaskady dolnej Wisły.

Facja korytowa Wisły (rumowisko wleczone) jest akumulowana w górnej części zbiornika, poniżej Płocka, w strefie wyraźnego załamania zwierciadła wody. W przybliżeniu pokrywa się ona z przejściowym odcinkiem hydrodynamicznym (km 638–645); ze wzrostem dopływu wód strefa ta przemieszcza się dalej do zbiornika. Już w dziewiątym roku po spiętrzeniu rzeki stwierdzono w jej obrębie odsypiska piasków o miąższości 4,5 m (Śliwiński 1979). Osady są jaśniejsze i drobniejsze w partii czołowej delty i zawierają po kilka procent substancji organicznej oraz cząstek koloidalnych. Powyżej delty przeważa już osad gruboziarnisty, dobrze wysortowany. Cechy osadu zbliżone są do facji korytowej Wisły przed spiętrzeniem (ryc. 11). Ciągłość i naturalność procesu sedymentacji, szczególnie w tej strefie była zakłócana bagrowaniem czaszy zbiornika, szczególnie intensywnym od 1982 r. (Śliwiński 1987).

8.4. ELEMENTY BILANSU OSADÓW

Próbie bilansu osadów oparto na badaniach własnych oraz wynikach pomiarów CBSiPBW „Hydroprojekt”, Oddział we Wrocławiu (Król 1988; *Procesy...* 1988; Śliwiński 1979, 1987). Własnymi badaniami objęto akumulację osadów piaszczystych w strefie brzegowej oraz akumulację zawiesiny (mułków) w czasie zbiornika na odcinku około 30 km w górę od zapory. Bilans osadów oparto na powtarzalnych przekrojach poprzecznych strefy brzegowej oraz analizie pobranych tu rdzeni osadów. Składowe bilansu obejmujące dostawę z brzegu oraz akumulację w strefie brzegowej można uważać za w pełni wiarygodne. Mniej dokładne jest określenie średniej miąższości zawiesiny (mułków) zakumulowanej do 1985 r. Kubaturę tej składowej facji odkrytego akwenu także można uznać za wiarygodną. Podstawową daną bilansu jest sumaryczna wielkość akumulacji w zbiorniku. Określono ją na podstawie powtarzalnych echosondaży w 81 przekrojach poprzecznych całego zbiornika w latach 1971, 1978, 1981, 1984, 1987, wykonywanych przez „Hydroprojekt” we Włocławku. Roczna wielkość akumulacji dla poszczególnych okresów międzypomiarowych wynosiła 1,0–4,0 mln m³. Najwyższa dostawa była w okresie 1978–1981, a najniższa w 1981–1984; im wyższy dopływ wód, tym wyższa kubatura akumulowanych osadów (Śliwiński 1979, 1987; Król 1988). Średnia roczna wielkość akumulacji osadów za pierwsze 17 lat eksploatacji zbiornika wyniosła około 2 mln m³. Wielkość akumulacji rumowiska wleczonego tranzytem określono pośrednio poprzez odjęcie od całkowitej akumulacji w zbiorniku sumy akumulacji przybrzeżnej i akumulacji zawiesiny w czasie zbiornika. Rumowisko wlezione przez Wisłę w ilości 338 tys. m³ rocznie (tab. 17) jest akumulowane w formie delty w zbiorniku oraz w jego cofce. Udział tej dostawy w sumarycznej akumulacji w zbiorniku stanowi 17%. Udział dostawy rumowiska wleczonego tranzytem oraz dostającego się z brzegów wynosi 21,5%. Osady drobne, mułkowe, akumulowane na otwartym akwencie poniżej delty i poza strefą brzegową stanowią 78,5%, a więc jest ich 3,6 razy więcej od osadów piaszczystych (przybrzeżnych i tranzytowych).

Kubatura rozmytych w procesie abrazji brzegów wynosi średnio rocznie 150,7 tys. m³, co stanowi 7,5% sumarycznej akumulacji w zbiorniku. Udział dostawy z brzegu prawego wynosi 90,2%. Wzdłuż brzegu prawego pozostaje 57% osadów z abrazji brzegu macierzystego, a wzdłuż lewego — 98%. Powyższe zróżnicowanie wynika z odmienności budowy geologicznej i morfologii obu brzegów.

Z uwagi na wysoką przepływowość zbiornika Włocławek nie zachodzi tu funkcyjna zależność wielkości akumulacji (miąższości osadów) od głębokości i odległości od źródła zasilania osadami. Zależność taką stwierdza się na zbiornikach o przepływowości mniejszej od 1,0 (Kliujewa, Dołżenko 1978). Wykreślane krzywe dają błędny obraz, gdyż zawiesina — główne źródło zamułnienia zbiornika — transportowana jest po całym akwencie i ku zaporze

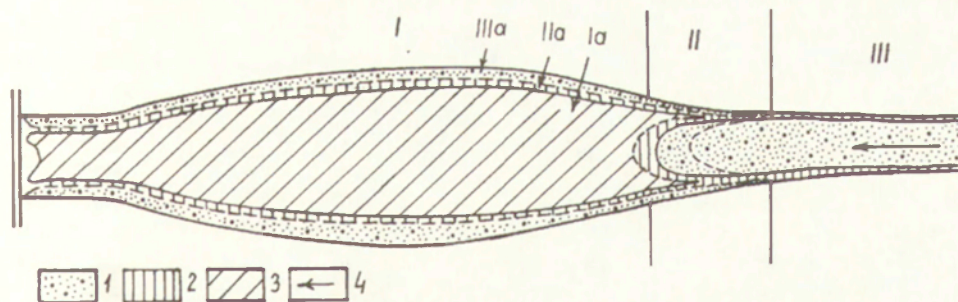
prądem odpływowym. Często redepozycja osadów na znacznej powierzchni dna również komplikuje tę funkcyjną zależność.

Na rycinie 54 zilustrowano schematycznie przestrzenny rozkład osadów dennych w zbiorniku. Strefę brzegową na schemacie powiększono; w rzeczywistości zajmuje ona maksymalnie 6–10% szerokości zbiornika. Strefa brzegowa jest bliskim analogiem hydro- i litodynamiki zbiornika w jego przekroju podłużnym. Odcinek III, górny, wyklinowywania się cofki odpowiada

Tabela 17. Elementy bilansu osadów w zbiorniku Włocławek
Elements of the deposits balance in the Włocławek reservoir

Element	Jednostka	Ogółem	Brzeg	
			lewy	prawy
I. Średnia roczna akumulacja (1971–1987)*	tys. m ³	ok. 2000	–	–
II. Dostawa z brzegu (1970–1992)	tys. m ³	3315	333	2992
1. Średnia szerokość strefy abrazji	m	–	16	22
2. Średnia wysokość brzegu	m	–	0,9	3,4
3. Długość strefy abrazji	tys. m	–	22,4	40,0
4. Średnia roczna dostawa	tys. m ³	150,7	14,7	136,0
Średnia roczna dostawa z brzegu (II4)				
Średnia roczna akumulacja (I)	%	7,5	0,7	6,8
III. Akumulacja w strefie brzegowej – piaszczysta (1970–1985)	tys. m ³	1386	217	1169
A. Przybrzeże	tys. m ³	1348	196	1152
1. Szerokość strefy	m	–	35	32
2. Długość strefy	tys. m	–	22,4	40,0
3. Średnia miąższość osadów	m	–	0,25	0,9
4. Średnia roczna akumulacja	tys. m ³	89,9	13,1	76,8
B. Kubatura form akumulacji brzegowej	tys. m ³	38	21	17
C. Średnia roczna akumulacja (A+B)	tys. m ³	92,4	14,5	77,9
Akumulacja w strefie brzegowej (III)				
Dostawa z brzegu (II)	%	61	98	57
IV. Akumulacja w czaszy (1970–1985)	tys. m ³	28626	–	–
A. Rumowisko unoszone	tys. m ³	23556	–	–
1. Długość strefy	tys. m	30	–	–
2. Szerokość strefy	tys. m	1,51	–	–
3. Średnia miąższość osadu	m	0,52	–	–
4. Średnia roczna akumulacja	tys. m ³	1570	–	–
B. Rumowisko wleczone				
I – (IIIC + IVA4) x 15	tys. m ³	5070	–	–
1. Średnia roczna akumulacja	tys. m ³	338	–	–
C. Średnia roczna akumulacja (A4+B1)	tys. m ³	1908	–	–
Średnia roczna akumulacja (IIIC+IVC)	tys. m ³	2000,4	–	–
Osady piaszczyste (IIIA4+IVB1)				
Osady mulaste (IVA4)	%	27	–	–

* Obliczono według danych: Król 1988; *Procesy...* 1988; Śliwiński 1979, 1987



Ryc. 54. Schemat akumulacji osadów w zbiorniku nizinnym, dolinnym, przepływowym na przykładzie zbiornika Włocławek (bez zatok)

1 — piaski gruboziarniste, 2 — piaski drobnoziarniste i pylaste, 3 — mulki (pyły), 4 — kierunek przepływu wód; I—III (Ia—IIIa) — odcinki (strefy) hydro- i litodynamiczne zbiornika

Scheme of deposits accumulation in a lowland, valley, flow reservoir on the example of the Włocławek reservoir (without bays)

1 — thick-grained sands, 2 — fine-grained sands and dusty sands, 3 — silts (dusts), 4 — direction of waters flow; I—III (Ia—IIIa) — hydro- and lithodynamic segments (zones) of the reservoir

strefie platformy przybrzeżnej (IIIa). Osad w cofce jest lepiej wysortowany, przemieszczany jednokierunkowo, zgodnie z przepływem rzeki. Granulometria, jak i wysortowanie osadów na platformie, są bardziej zróżnicowane, głównie z powodu wielokierunkowych ich migracji w czasie. Odcinek II, przejściowy, narastania delty odpowiada składowi — z boku platformy przybrzeżnej. Osad jest drobniejszy, słabiej wysortowany, przemieszczany jednokierunkowo; im większy dopływ do zbiornika, tym dalej transportowany jest osad facji korytowej oraz im większe natężenie falowania, tym grubszy osad z brzegu dostaje się na skłon platformy, do strefy IIa. Łącznie oba odcinki i obie strefy zajmują 24,7 km², co stanowi 35,3% powierzchni zbiornika; w tym przybrzeże tylko 3%. Dolna i środkowa część zbiornika (odcinek I i strefa Ia) są zasilane rumowiskiem unoszonym tranzytem oraz z brzegu. Osad jest jednorodny na prawie całej swej powierzchni (45,3 km²). Pomimo wysokiej przepływowości zbiornika, a tym samym niskiego wskaźnika akumulacji zawiesiny, wynoszącego około 48% (Brański, Dąbkowski 1976), pozostaje jej tutaj 3,6 razy więcej od kubatury rumowiska wleczonego, przechwytywanego przez zbiornik w całości.

9. KLASYFIKACJA BRZEGÓW ZBIORNIKÓW

W miarę narastania wiedzy o procesie przekształcania brzegów zbiorników zachodziła konieczność ich klasyfikacji — łączenia w grupy, celem osiągnięcia większego ładu i przejrzystości. Stopień szczegółowości podejmowanej klasyfikacji zależy od poziomu znajomości procesów brzegowych. Zależnie od specjalizacji badacza przyjmuje się różne kryteria za podstawę wydzielen: typ przekształcenia, genezę i dynamikę przekształcenia, dominujący czynnik niszczący, rys morfologiczny stoków i ich budowę geologiczną, stopień stateczności lub nawet stopień antropopresji.

Analiza dotychczasowych klasyfikacji pozwala stwierdzić, że większości z nich brak jednolitej zasady budowy, w wyniku czego taksonomia jest zamiatwana. Mają one oprócz tego regionalny charakter. Brzeg rozpatruje się jako obiekt statyczny, a nie dynamiczny, podlegający zmianom w czasie.

Pierwsze klasyfikacje, oparte na badaniach konkretnych obiektów i zawierające opis statyczny aktualnego stanu brzegów pojawiły się w latach pięćdziesiątych XX w. (Kašin 1952; Lange 1960). Następne podziały miały już szersze ujęcie regionalne — obejmujące całe kaskady (Akimov i in. 1975) — lub całościowe, ponadregionalne (Linhart 1969; Finarov 1974; Ermolajev 1976). Zawierały one w sobie wzrastający stopień poznania procesów brzegowych, oparty na bogatym materiale badań stacjonarnych i obserwacji w terenie. Geografowie uwypuklali w podziałach charakter procesów morfogenetycznych, a hydrotechnicy i geologowie różnicowali brzegi na podstawie rodzaju skał je budujących. Przykładem pierwszego podejścia jest bardzo szczegółowa klasyfikacja D.P. Finarova (1974, 1986). Autor wydziela 7 podstawowych genetycznych grup: 1) abrazyjne, 2) abrazyjno-erozyjne, 3) akumulacyjne, 4) wodno-grawitacyjne, 5) termoabrazyjne, 6) biogeniczne i 7) neutralne subaeralne. W każdej grupie wydziela typy genetyczne, czyli typy przekształcenia brzegu; w sumie 33 typy, najwięcej (9) w grupie brzegów abrazyjnych. Typy dzieli z kolei na 30 rodzajów. Formalne wydzielenie ilości rodzajów brzegu nie uwzględnia stadium i cyklu (fazy) jego rozwoju i przeważnie zależy od doświadczenia badacza i zakresu jego erudycji.

Przykładem geologiczno-inżynierskiego podejścia jest klasyfikacja A.I. Ermolajeva (1976), zwana przez autora jednolitą, uniwersalną. Grupy genetyczne brzegów wydziela on według rodzajów przekształcenia brzegu,

a typy genetyczne według kąta początkowego nachylenia stoku. Klasy i rodzaje brzegów wydziela na podstawie grup skał, a konfigurację linii brzegowej — według wysokości brzegu nad średni stan wody. Wzbudza nieufność wyróżnienie rodzaju brzegu na podstawie kilku nieporównywalnych kryteriów: nazwy skały, konfiguracji linii brzegowej, czasu i kierunku oddziaływania wiatru oraz wysokości brzegu. Łączenie cech geologicznych i morfologicznych oraz klimatycznych danego regionu uniemożliwia zastosowanie tej klasyfikacji dla innych obiektów wodnych.

Odzewem, odpowiedzią na powyższe propozycje była klasyfikacja wypracowana w geologicznym ośrodku uniwersyteckim w Permie, oparta na badaniach zbiorników w kaskadzie rzeki Kamy (Pečerkin i in. 1980). Słusznie twierdzi się, że „klasyfikacja brzegów zbiorników powinna być środkiem i metodą ich poznania” (s. 64). Jest ona niezbędna do: 1) rozdzielenia różnorodności brzegów, 2) kartowania, 3) wykrycia wiodącego procesu morfogenetycznego dla poszczególnych odcinków brzegu i jego kierunku, 4) wypracowania i przyjęcia metod i wskaźników oceny ich przekształcenia oraz 5) wyboru metody inżynierskiego zabezpieczenia od rozmywu. Autorzy przeprowadzili krytykę i uściślili powszechnie stosowane, a „giętkie” pojęcia: brzeg wysoki, niski, neutralny, przygłębiowy i przypłyiczny. Komentarza wymaga pojęcie „brzeg neutralny”, wprowadzone przez A.D. Kolbutova w 1959 r. (vide Pečerkin i in. 1980) i powszechnie używane (Linhart 1969, Akimov i in. 1975; Finarov 1974, 1986; Banach 1986a; Širokov, Lopuch 1986a; Kubiček 1987; Širokov i in. 1992). Jest to brzeg nie przekształcony, brak na nim przejawów procesów morfogenetycznych, nie podlega obecnie niszczeniu ani nadbudowie. Argumentem autorów przeciwko jego wyróżnieniu jest fakt, że wcześniej uznawane na neutralne odcinki brzegu stały się z czasem abrazyjnymi lub akumulacyjnymi. Nie wyklucza to jednak charakteru ich „neutralności” w okresie kartowania, w czasie ich klasyfikacji. Najważniejsze, i nie tylko w przypadku tego typu, jest uściślanie i sprecyzowanie kryteriów wydzielenia. Jest to problem bardzo ważny w trakcie kartowania.

Proponowaną klasyfikację autorzy też nazywają jednolitą, uniwersalną, zawierającą wszystkie najbardziej rozpowszechnione typy brzegów. Jest otwarta, daje możliwość uzupełnień w trakcie rozwoju badań. Uwypuklają rolę skał w przekształceniu brzegów. Pod względem genetycznym dzielą brzegi na dwie grupy: abrazyjne i akumulacyjne, oraz na 8 typów opartych na wiodących egzogenicznych procesach: osuwiskowe, obrywowe, osypiskowe, krasowe, suffozyjne, erozyjne, biogeniczne i kriogeniczne. Powyższe grupy i typy łączy się dowolnie z grupami skał oraz ich sprzężeniem z wodą. Morfologię odzwierciedlano w rozczłonkowaniu brzegu, jego wysokości oraz w głębokości przybrzeża. Teoretycznie, według zaproponowanego schematu (Pečerkin i in. 1980, ryc. 15) mogą być brzegi akumulacyjne osuwiskowe w skałach miękkich, osiadających, wysokie, przypłyiczne, silnie rozczłonkowane. Taką możliwość autorzy dają. Nie jest to jednak klasyfikacja przejrzysta. Słusznie natomiast twierdzi się, że z czasem geneza brzegu może się

zmienić. Typ genetyczny jest tylko etapem na drodze rozwoju tego samego procesu przekształcania strefy brzegowej.

Najbardziej przejrzystą, przyrodniczą klasyfikację brzegów zbiorników zaproponowano dla warunków Białorusi w geograficznym ośrodku uniwersyteckim w Mińsku (Širokov, Lopuch 1986b). Nie jest ona uniwersalna, gdyż nie zawiera w sobie wszelkich możliwych procesów egzogenicznych na brzegach oraz przejść jednych typów w inne w procesie ewolucji strefy brzegowej, ale jest w pełni przydatna dla polskich warunków niżowych. Oczywiście, że należy podzielić brzegi na dwie odmienne hydrodynamicznie grupy: rozwijające się pod wpływem czynnika falowego i nie podlegające jego morfotwórczym wpływom. Brzegów drugiej grupy przybywa z wiekiem zbiornika i występują one w górnych jego częściach oraz w zatokach. Brzegi pochodzenia falowego skoncentrowane są głównie w dolnym i środkowym odcinku zbiornika. Wydzielono 5 grup genetycznych i na ich podstawie 9 typów brzegów, którym przyporządkowano dominujący proces brzegowy oraz podstawowy czynnik jego rozwoju (tab. 18). Głównym kryterium podziału na grupy genetyczne jest wspólnota (jednolitość) cech procesu brzegowego, a dla wyróżnianych typów — dominujący rodzaj rozwoju brzegu, przyporządkowany różnym, łatwo rozmywanym gruntom lub ich połączeniom.

Można mieć wątpliwości, a nawet uwagi krytyczne odnośnie do trafności powiązań poszczególnych czynników i procesów brzegowych z typami brzegu, ale podkreślić trzeba przyrodniczą zawartość tego schematu. Można go uzupełniać, dodając typy genetyczne, rodzaje skał, a nawet czynniki, jeżeli chce się go zastosować do innych, odmiennych warunków środowiska. W procesie uzupełnień nie ulegnie on zachwianiu, zaburzeniu.

Czynnikiem powstawania brzegu abrazyjnego osuwiskowego jest zmiana cech masywu gruntowego na skutek podparcia zwierciadła wód gruntowych i wzrostu opadów atmosferycznych. Do rozwoju takiego typu brzegu niezbędne jest jednak uprzątanie, czyli rozmyw koluwiów u bazy denudacyjno-abrazyjnej. Czynnikiem tym jest falowanie (potok przyboju). Zmiana cech masywu nie wystarcza. Po pewnym czasie zwierciadło wód podziemnych stabilizuje się, a amplituda jego wahań po spiętrzeniu jest mniejsza. Tego procesu proponowany podział nie obejmuje.

Egzaracja pokrywy lodowej i kier lodowych jest procesem (i czynnikiem) degradującym, niszczącym brzegi kilku typów, obu grup hydrodynamicznych. Przyporządkowanie egzaracji tylko akumulacyjnemu typowi brzegu jest chyba pomyłką, gdyż na zbiorniku Włocławek obejmuje ona głównie brzegi abrazyjne niskie. Na brzegach akumulacyjnych występuje rzadko, sporadycznie.

Dodatkowego komentarza wymaga genetyczna grupa brzegów neutralnych, określana również „względnie stabilne” (Proboks, Ciemetnieks 1990) lub „stabilne” (Kieraś i in. 1973; Rydzik 1978; Korotaj 1990; Ziętara 1992). Po ustaleniu się zwierciadła wody na określonym horyzoncie i braku degradującego działania fal, obumiera szybko roślinność lądowa i pojawia się stopniowo inny zespół gatunków. Po pewnym czasie, w wyniku obumierania zawar-

Tabela 18. Typy brzegów zbiorników Białorusi i podstawowe czynniki określające ich kształtowanie (wg Śi r o k o v, L o p u c h 1986b)

Bank types of Byelorussia and basic factors defining thier forming (after Śi r o k o v, L o p u c h 1986b)

Grupa hydrodynamiczna	Grupa genetyczna	Typ brzegu	Dominujący proces brzegowy	Główny czynnik	Skład litologiczny skał brzegu
Falowego pochodzenia	Abrazja	Obrywowy	Obryw	Falowanie wiatrowe	Piaski, gliny morenowe, piaski gliniaste
		Osyppiskowy	Osyp	Falowanie wiatrowe	Piaski eoliczne
		Osuwiskowy	Osuwanie	Podpiętrzanie wód gruntowych, opady atmosferyczne	Jeziorne ility warowe, ility morenowe
	Abrazyjno-akumulacyjna	Abrazyjno-akumulacyjny	Rozmywy brzegów i pływiczny, akumulacja osadów	Falowanie wiatrowe, prądy wzdłużbrzegowe	Piaski aluwialne i fluwioglacjalne
	Akumulacyjne	Akumulacyjny	Akumulacja osadów, egzaracja	Falowanie wiatrowe, egzaracja kier lodowych, prądy wzdłużbrzegowe	Piaski aluwialne, piaski plażowe namyte, piaski fluwioglacjalne
Nie falowego pochodzenia	Rzeczne	Obrywowy	Obryw, boczna erozja	Prądy odpływowe	Piaski aluwialne
		Erozyjny	Erozja boczna, erozja stoków	Erozja, prądy odpływowe	Piaski aluwialne, piaski gliniaste
	Neutralne	Podmokły	Błotny proces	Wzrost poziomu wód gruntowych stagnacja wód powierzchniowych	Piaski, piaski gliniaste i gliny morenowe
		Zatopiony	Podtopienie, oglejenie i żażelazienie gleb i gruntów	Wzrost poziomu wód gruntowych	Piaski, piaski gliniaste i gliny morenowe

tego pasa roślin i gromadzenia materii organicznej na miejscu, brzeg zaczyna powoli przyrastać ku górze oraz ku akwenowi. Jest to już wtedy brzeg biogeniczny, niestabilny, a nie neutralny, niezmienny. Taki proces ewolucji już na wielu odcinkach zatok zbiornika Włocławek zaistniał, a na wielu innych trwa lub się rozpoczyna. Podobnie, w miarę wygasania procesu abrazji brzegi grupy pochodzenia falowego mogą stać się neutralne, a z czasem biogeniczne. Drobne odcinki tego typu brzegów już pojawiają się (po 20 latach), poza zatokami, na obu brzegach. Nie są to jeszcze ilości znaczące, ale ten kierunek procesu przekształcania brzegów jest już widoczny.

Dotychczasowe, znane polskie klasyfikacje brzegów sztucznych zbiorników wodnych nie wnoszą nic oryginalnego. Oparte są przeważnie na analizie jednego obiektu. Kryteriami wydzielenia są najczęściej: rodzaj skał i cechy morfologiczne (Onoszko 1962; Rydzik 1978; Mroczek i in. 1984) lub domi-

nujący proces morfogenetyczny (Kieras i in. 1973; Banach 1986a). Nierzadko są powtórzeniem, nawiązaniem do krajowych czy zagranicznych klasyfikacji (Cyberski 1965; Mazur 1975). Są również typologie oparte na wielu kryteriach: stopniu antropopresji, dynamiki oraz dominującego procesu (Banach 1986a; Korotaj 1990), czy też stosunku struktur tektonicznych do przebiegu linii brzegowej, rodzaju skał i dynamiki procesów (Ziętara 1992).

Klasyfikacja (typologia) brzegów zbiorników nie stanowiła dotychczas w Polsce przedmiotu oddzielnego opracowania (artykułu), a była tylko jego częścią, nierzadko marginalną. Na tym tle wyjątkiem jest próba klasyfikacji brzegów Jeziora Raduńskiego, opublikowana przed 25 laty (Drwał, Gołębiewski 1968). Zaproponowany wtedy podział brzegów na: akumulacyjne (organiczne i nieorganiczne), abrazyjne (czynne klify i sporadycznie abradowane), neutralne i antropogeniczne może być w pełni przydatny do podziału brzegów nawet sztucznych akwenów wodnych.

Dążność do stworzenia w latach siedemdziesiątych jednolitej, uniwersalnej klasyfikacji brzegów zbiorników zdaje się wygasać. Proponowane schematy nie zadowolają w pełni prawie nikogo. Klasyfikacje uwzględniające kryteria różnej rangi są na ogół nie spójne, mało przejrzyste. Każdy podział powinien służyć określoneemu, konkretnemu celowi, praktyce. Wydaje się, że uwaga badaczy strefy brzegowej zbiorników, jako obiektów młodych, powinna się skupić na wnikliwej analizie ilościowej transformacji brzegu w ścisłym jej powiązaniu z warunkami. Niezbędne są powtórzenia badań, a wtedy wyniki kartowania i typologii brzegów staną się ważną metodą badawczą tej strefy. Aby różni badacze i zespoły pracujące niezależnie dobrze się rozumiwały, należy dążyć do precyzowania terminologii, gdyż niejasność i niekonsekwencja w ich stosowaniu może prowadzić do błędnych wniosków. Nawet kryteria wydzielenia tak powszechnego typu brzegu, jak abrazyjny, nie są jednoznaczne. Przykładem takiej rozbieżności są wyniki kartowania tego samego obiektu, w tym samym czasie przez różne osoby — specjalistów tematu. Według L. Wysokińskiego i M. Korotaj (1981) na prawym brzegu zbiornika Włocławek w 1970 r. abrazją objętych było 67,2% (27,6 km), a w 1980 — 59% (24,2 km). Według mego kartowania w 1980 r. abrazja obejmowała 84% (37,6 km) rozpatrywanego 45 km odcinka, w górę od zapory, bez zatok, a w 1970 r. około 95%. Bezpośrednio po ustaleniu się zwierciadła wody na określonym poziomie, abrazja dotknęła prawie cały prawy brzeg. Dopiero po pewnym czasie (około roku) drobne zatoki zostały wypełnione aluwiami zbiornikowymi. Brzegi o nachyleniu kilku stopni były początkowo abradowane powoli, „płynnie”. Fale jakby „zlizywały” powierzchniową warstwę gruntu, nie powodując istotnych zmian w rzeźbie brzegu. Taki odcinek zaliczyłem do typu abrazyjnego, a cytowani wyżej autorzy chyba nie. Różnice w ocenie przestrzennego zasięgu abrazji brzegów w 1970 i 1980 r. są więc zasadnicze, duże, sięgające 25–28%. Nie wnikając w ocenę prawdziwości wyników obu kartowań, przyczynę rozbieżności upatrywać można w nieprecyzyjności kry-

teriów wydzielen, na obecnym etapie „oswajania” procesu abrazji i transformacji brzegów sztucznych zbiorników wodnych.

Po 10 i 15 latach przekształcania strefy brzegowej zbiornika Włocławek dokonano podziału brzegów i zestawiono rozciągłość wydzielanych typów (Banach 1981, 1986). Stan po 20 latach ilustruje rycina 1 i tabela 12. Do celów tej pracy typologia ta jest wystarczająca. Zmiany ilościowe, zaistniałe od 1985 r. są niewielkie, nie znaczące, a kierunek zmian jakościowych podkreślano również w tym rozdziale.

PODSUMOWANIE

1. Zmiana bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły w wyniku jej spiętrzenia zapoczątkowała nowy, tzw. zbiornikowy etap rozwoju brzegów na podniesionych rzędnych nad poziom morza. Charakteryzuje się on nagłym wzrostem degradacji brzegów, a później stopniowym spadkiem procesu. Jest to drobny, ale znaczący epizod w rozwoju rzeźby doliny Wisły na tym odcinku. Odmienność budowy geologicznej i morfologii brzegów zbiornika wyraźnie różnicuje proces przekształcania jego strefy brzegowej. Mobilność prawego brzegu Wisły na tym odcinku jest procesem naturalnym, niezależnym od człowieka. Degradacja zbocza wpisana jest w naturę szeroko pojętej budowy geologicznej tego obszaru, który leży w strefie brzeżnej Antyklinorium Pomorsko-Kujawskiego. Jednokierunkowa „agresywność” rzeki udokumentowana jest w Płocku, Dobrzyniu i Głowie. Człowiek jest jedynie w stanie wzmocnić okresowo lub opóźnić proces degradacji.

2. Rozwój strefy brzegowej zbiornika Włocławek zachodzi w warunkach naturalnych (budowa geologiczna, morfologia i roślinność) oraz technogenicznych (gospodarka wodna na stopniu, bagrowanie dna, umacnianie brzegów) pod wpływem procesów odziedziczonych stokowych, erozji w cofce oraz nabytych (abrazji, falowego wyrównywania dna i wzrostu aktywności procesów odziedziczonych — głównie osuwisk). Po przegrodzeniu rzeki zaporą nastąpiła zmiana głównego procesu brzegowego — erozja Wisły zastąpiona została abrazją falowania wiatrowego zwiększonych powierzchni wodnych. Czynnikiem falowym okazał się wielokrotnie silniejszy, szczególnie w pierwszych kilku latach po spiętrzeniu rzeki.

3. Intensywniejsza abrazja objęła brzeg prawy, przygłębiowy, zróżnicowany litologicznie, o średniej wysokości 3,4 m. W ciągu 22 lat cofnął się on średnio o 22 m, wahając się od 3 do 57 m. Ilość rozmytych utworów z 1 m bieżącego brzegu wynosi 121 m³, przy wahaniami od 3 do 685 m³ (ryc. 25, tab. 11). Lewy brzeg, przypląciznowy, prawie jednorodny litologicznie, o średniej wysokości 0,9 m cofnął się o 16 m, wahając się od 11 do 40 m. Ilość rozmytych utworów z 1 m brzegu wynosi tu 16 m³ i waha się od 3 do 85 m³. Wyższym brzegom odpowiadają wyższe kubatury rozmytych utworów a współczynnik korelacji jest zadowalający i wynosi 0,76 — dla prawego brzegu i 0,99 — dla lewego brzegu (ryc. 26).

4. Natężenie abrazyj jest zróżnicowane przestrzennie i czasowo. Najwięk-

sza abrazja dotknęła brzegi w środkowym odcinku zbiornika i maleje stopniowo ku górze oraz nieznacznie przy zaporze. Zjawisko powyższe wynika ze zróżnicowania hydrodynamicznego — sumarycznej energii falowania powyższych odcinków. Zróżnicowanie procesu abrazji w obrębie wyróżnionych części (ryc. 1) zależy z kolei od litologii i ukształtowania linii brzegowej; im grubsze ziarno osadów, tym mniejszy efekt oddziaływania fal. Najbardziej abradowane są nawietrzne cyple zatok (ryc. 27, fot. 19 i 20). Roślinność opóźnia proces degradacji brzegów, szczególnie niskich (fot. 22). Natężenie procesu abrazji w czasie kształtuje się według krzywej zbliżonej do paraboli; po intensywnym rozwoju w początkowym okresie po spiętrzeniu następuje wygasanie procesu (ryc. 28 i 32, tab. 13). Na brzegach niskich, przybliżonych stadium intensywnego niszczenia jest łagodniejsze i występuje z opóźnieniem. Obecnie abrazja dotyka jeszcze około 70% brzegów (bez zatok).

5. Równocześnie z rozwojem abrazji brzegu zachodzi akumulacja osadów na zalanym, subakwalnym stoku. Szerokość platform przybrzeżnych, jako form abrazyjno-akumulacyjnych waha się od 10 do 110 m; najszersze są w środkowym, najdłuższym odcinku zbiornika, szersze na lewym, niskim brzegu (tab. 14). Średnie wartości dla 14 przekrojów na odcinku 3,4 km w Dobrzyniu wynoszą: 24,5 m szerokość i nachylenie $3,5^\circ$, podczas gdy na przeciwnym, niskim brzegu w Dobiegniewie (16 przekrojów na odcinku 1,9 km) wielkości te równają się 54 m i $1,2^\circ$. W odcinku cofkowym i przyzaporowym platformy są węższe i bardziej strome (tab. 15). Średnia głębokość nad krawędzią platformy zależy na ogół od jej szerokości i wynosi na prawym brzegu 1,6 m, wahając się od 1,5 do 2,0 m, a na lewym 0,9 m. Wzdłuż brzegów przygłębiowych krawędź platformy jest wyraźna. Górna, abrazyjna część platformy jest na ogół wklęsła i bardziej stroma od połogiej, a nawet wypukłej części akumulacyjnej. Granica między nimi nie jest stała. Brak na platformie form wałopodobnych, równoległych do linii brzegowej. Stwierdzone formy, to mobilne ławice, powstające z „rozładowywania” potoków osadów, towarzyszących prądom rozrywającym.

6. Istnieje funkcyjna zależność szerokości platformy od szerokości strefy rozmycia brzegu macierzystego (ryc. 35). Korelacja jest dobra ($r=0,87$). Przyrost szerokości platformy w czasie opisuje się dotychczas równaniem paraboli (Levkevič 1991). Wydaje się, że ta funkcyjna zależność jest prawdziwa tylko dla pierwszego stadium rozwoju strefy brzegowej. W stadium drugim (stabilizacji) przyrost platformy wynikający z procesu falowego ustaje. Na przełomie pierwszego i drugiego dziesięciolecia eksploatacji zbiornika proces przekształcania powierzchni platformy był dwukierunkowy i przypominał nieregularną sinusoidę. Pełny cykl procesu (akumulacji i abrazji) trwał 3,5–4 miesiące (ryc. 41, 42). Największe deformacje, sięgające 0,5 m, zachodzą na krańcach platformy; większe w strefie plaży wzdłuż brzegów przygłębiowych, a mniejsze w sąsiedztwie krawędzi.

7. Pod względem charakteru platform i osadów w przekroju poprzecz-

nym strefy brzegowej można podzielić zbiornik Włocławek na 3 odcinki, zbieżne ze zmiennością warunków hydrodynamicznych: dolny, górny i przejściowy (ryc. 54). Odcinek dolny, najdłuższy, ciągnie się około 30 km od zapory w górę rzeki (do km 645); średnia średnica ziarn oraz wysortowanie osadu maleją w miarę oddalania się od linii brzegowej, a platformy przybrzeżne są połogie i wystarczająco szerokie, aby „pomieścić” wzdłużbrzegowy strumień osadów. W odcinku górnym, ciągnącym się około 10 km w rejonie Płocka (km 640–630), średnia średnica ziarn oraz wysortowanie osadu rośnie z oddalaniem się od linii brzegowej, a platformy przybrzeżne są wąskie i strome. Najkrótszy jest odcinek przejściowy (km 645–640), ciągnący się w górę od ujścia Skrwy, gdzie cechy osadów i parametry platform są pośrednie pomiędzy wyżej omówionymi. Granulometria i morfologia przybrzeża Wisły powyżej Płocka (km 630) ma już cechy fluwialne. Podane wyżej zasięg wydzielonych odcinków mają charakter orientacyjny, przejścia są płynne.

8. Platforma przybrzeżna i płaszcz pokrywających ją, okresowo uruchamianych, osadów są naturalnym quasi-falochronem, na którym fale wtracają swą energię. Obecnie tylko nałożenie się wzmożonego falowania z wysokimi stanami wody powoduje silną abrazję klifów i dostawę osadów w strefę przyboju. W związku z powyższym tempo akumulacji w zbiorniku będzie spadać, szczególnie w strefie brzegowej. Na otwartym akwenu spadnie nieznacznie — tylko o wartość malejącej dostawy frakcji mułkowo-ilastej z brzegów (około kilku procent). Dostawa tranzytowa pozostanie bez zmian do chwili wybudowania stopnia wodnego powyżej.

9. Średnia roczna wielkość zamulania zbiornika wynosi około 2 mln m³ rumowiska unoszonego i wlezonego, co stanowi 0,5% pojemności całkowitej akwenu. Kubatura rozmytych w procesie abrazji brzegów wynosi średnio rocznie (za 22 lata) 150,7 tys. m³, co stanowi 7,5% sumarycznej akumulacji w zbiorniku. Wielkość dostawy jest zmienna, a jej przebieg w czasie ilustruje rycina 32. Udział dostawy z brzegu prawego, przygłębiowego wynosi 90,2%. Z uwagi na jego duże zróżnicowanie litologiczne 43% rozmytych osadów, głównie neogeńskich, wynoszona jest poza strefę brzegową. Na lewym, jednorodnym granulometrycznie brzegu pozostaje 98% osadów z abrazji brzegu macierzystego. Dominująca część aluwii zbiornikowych jest akumulowana na skłonie platformy i zalega ciągłą, zwartą warstwą o średniej miąższości 1,2–1,5 m (brzeg prawy) i 0,4–0,6 m (brzeg lewy). Największa akumulacja jest w zatokach prawego brzegu, gdzie maksymalnie osiąga 7 m. W akumulacyjnych formach brzegowych, nadwodnych zalega 38 tys. m³, tj. tylko 2,7% osadów strefy brzegowej (tab. 17, ryc. 52 i 54).

10. Strefa brzegowa jest bliskim analogiem hydro- i litodynamiki zbiornika w jego przekroju podłużnym (ryc. 54). Odcinek III, górny, wyklinowywania się cofki odpowiada strefie platformy przybrzeżnej (IIIa). Osad w cofce jest lepiej wysortowany, przemieszczany jednokierunkowo, zgodnie z przepływem rzeki. Granulometria, jak i wysortowanie osadów na platformie jest bardziej zróżnicowane, głównie z powodu wielokierunkowych ich migra-

cji. Odcinek II, przejściowy, narastania delty odpowiada skłonowi — zboczu platformy przybrzeżnej. Osad jest drobniejszy, słabiej wysortowany, przemieszczany jednokierunkowo; im większy dopływ do zbiornika, tym dalej transportowany jest osad facji korytowej, oraz im większe natężenie falowania, tym grubszy osad z brzegu dostaje się na skłon platformy, do strefy IIa. Łącznie oba odcinki i obie strefy zajmują 35,3% (24,7 km²) powierzchni zbiornika, w tym przybrzeże tylko 3%. Dolna i środkowa część zbiornika (odcinek I i strefa Ia) są zasilane rumowiskiem unoszonym tranzytem oraz z brzegu. Osad jest jednorodny na prawie całej swej powierzchni (45,3 km²). Pomimo wysokiej przepływowości zbiornika, a tym samym niskiego wskaźnika akumulacji zawiesiny, wynoszącego około 48% (Brański, Dąbkowski 1976), pozostaje jej tutaj 3,6 razy więcej od kubatury rumowiska wleczonego, przechwytywanego przez zbiornik w całości (tab. 17).

11. W procesie rozwoju strefy brzegowej zbiorników można wydzielić 3 stadia: kształtowania brzegów, stabilizacji i obumierania (Širokov i in. 1992). Granice między nimi nie są ostre. Stadium kształtowania strefy brzegowej zbiornika Włocławek ma się ku końcowi. W połowie lat osiemdziesiątych rozpoczęło się stadium stabilizacji, co nie oznacza jednak zupełnej jej stabilności. Przemawiają za tym:

a) wyraźny spadek dostawy osadów z abrazyji brzegów, z 0,27 mln m³ rocznie w okresie 1976–1980 do 0,14 mln m³ w okresie 1981–1985 (Banach 1986a), a obecnie około 0,04 mln m³;

b) spadek tempa cofania się krawędzi klifów (ryc. 32);

c) spadek dynamiki koluwiów osuwisk stale czynnych (Banach 1989, ryc. 3);

d) nieznaczne zmiany parametrów platform przybrzeżnych w ostatnich latach (tab. 15);

e) ukształtowana jest cała możliwa gama akumulacyjnych form brzegowych, a zarys linii brzegowej niewiele się zmienia;

f) stopniowy wzrost ilości subakwalnych form akumulacyjnych na powierzchni platformy;

g) niezmienność litodynamicznego obrazu przybrzeża;

h) przyrost powierzchni wysp roślinności wodnej na platformie;

i) wkraczanie roślinności na powierzchnię klifów;

j) intensywny rozwój na skłonie platformy przybrzeżnej kolonii mięczaka-racicznicy (*Dreissena polymorpha*), która wymaga stabilnego podłoża i jest wrażliwa na ruch osadów, drażniących i raniących jej system filtracyjny (Stańczykowska, Jurkiewicz-Karnkowska 1983).

12. Czas niezbędny do osiągnięcia poszczególnych stadiów zależy od parametrów akwenu i wahań stanów wody; im większy akwen i wyższe amplitudy wahań zwierciadła, tym dłużej trwają poszczególne stadia. Przebieg stanów wody odbija się nie tylko na tempie, ale i na charakterze przekształcenia brzegów (Ikonnikov, Vinogradova 1992). Przy dużych wahaniami platformy są niewyraźne, przeważnie kształtują się w typie abrazyjnym, a osadów na ich powierzchni, poza rezydium i plażą, jest mało lub w ogóle brak. Anali-

zowany zbiornik jest przykładem akwenu o niewielkich rocznych (≤ 1 m) i nieregularnych wahaniach stanów wody i dlatego w przeciągu 12–15 lat ukształtował się tu zasadniczy rys całej strefy brzegowej. Kolejne stadum będzie trwało około 3–5 razy dłużej. W tym czasie nastąpi prawie pełna stabilizacja brzegów i platform, a linia brzegowa osiągnie równowagę. Brzegowe procesy falowe staną się drugorzędnym czynnikiem dalszej ewolucji strefy brzegowej. Brzeg stanie się domeną ruchów masowych, erozji i spłukiwania, a przybrzeże opanują procesy biogeniczne — wkroczy tu wyższa roślinność wodna. Delta rumowiska wleczonego przemieści się około 7–10 km ku zaporze.

13. Naturalność procesu ewolucji strefy brzegowej zbiornika jest zakłócana 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 bagrowanie delty i płytko zalanych kęp śródkorytowych. Około 70% z wybagrowanych 15 mln m³ piasków i żwirów zrefulowano (namyto) w strefę brzegową. Narefulowane brzegi stanowią środowisko o potencjalnym nadmiarze dostawy osadów do subakwalnej części.

14. Uwaga badaczy brzegów zbiornika, jako obiektów młodych, powinna się skupiać na analizie procesu transformacji całej strefy brzegowej (nadwodnej i podwodnej) w ścisłym jej powiązaniu z warunkami. Niezbędne jest rozpoznanie stanu procesów egzogenicznych w dolinie i założenie sieci pomiarowej przed jej zalaniem. Wskazane jest poznanie hydro- i litodynamiki tej strefy (parametrów fal, prądów przybrzeżnych przy różnych dopływach i natężeniu falowania oraz kierunków i natężenia transportu osadów), a nie tylko zmian jej rzeźby. Powtarzalne pomiary i badania oraz kartowanie brzegów i ich klasyfikacja oparta na dominującym procesie morfogenetycznym pozwolą uchwycić dynamikę procesu przekształcenia brzegu oraz bilans osadów. Dla dowolnych warunków fizyczno-geograficznych bilans osadów w strefie brzegowej jest podstawowym wskaźnikiem jej równowagi, gdyż wiąże wszystkie występujące tu procesy. Ze względów nie tylko poznawczych, ale i praktycznych — bliska perspektywa kontynuacji budowy kaskady dolnej Wisły — niezbędne jest gromadzenie danych o wpływie zbiorników na otaczające środowisko.

LITERATURA

- Adamiak J., Fąferek B., Głodek B., 1969, *Warunki geologiczno-inżynierskie w rejonie stopnia wodnego we Włocławku*, [w:] *Przewodnik 41 Zjazdu PTGeol. w 1969 r. w Koninie*, Wyd. Geol., Warszawa, 117–128.
- Ajbulatov N.A., 1966, *Issledovanie v돌beregovogo peremeščenja pesčanych nanosov w more*, Nauka, Moskva.
- Ajbulatov N.A., Novikova Z.T., Jurkevič M.G., 1979, *Rezultaty kratkovremennych izmenenii relefa i sostava nanosov podvodnogo beregovogo skłona vostočnoj Baltiki*, [w:] W.P. Zenkovič, L.G. Nikiforov (red.), *Issledovania dinamiki relefa morskich poberezij*, Nauka, Moskva, 31–49.
- Akimov I.K., Ivanov V.S., Jaroslavcev N.A., 1975, *Formirovanije beregov*, [w:] *Vodočhranilišča verchnej Volgi*, Gidrometeoizdat, Leningrad, 141–153.
- Allen R.L., 1977, *Fizyczne procesy sedymentacji*, PWN, Warszawa (tłum. wyd. ang. z. 1970 r.).
- Arkuszewski A., 1977, *Budowle piętrzące, a ochrona środowiska*, *Gosp. Wodna* 3, 67–70.
- Augustowski B., 1972, *Niziny nadmorskie*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski, 2, Niż Polski*, PWN, Warszawa, 111–128.
- Avakian A.B., Saltankin V.P., Šarapov V.A., 1987, *Vodočhranilišča*, Mysl, Moskva
- Avakian A.B., Šarapov V.A., 1987, *Vodočhranilišča gidroelektrostanckij SSSR*, Energia, Moskva.
- Babiński Z., 1982, *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory wodnej we Włocławku*, *Dokum. Geogr.*, 1–2.
- 1992, *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 157.
- Banach M., 1973, *Budowa geologiczna a powierzchniowe ruchy masowe na prawym zboczu doliny Wisły między Płockiem a Włocławkiem*, *Przeł. Geogr.*, 45, 2, 353–371.
- 1977, *Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 124.
- 1981, *Abrazja brzegów a zamulanie zbiornika „Włocławek”*, *Gosp. Wodna*, 11–12, 283–287.
- 1985, *Geodynamika zbocza doliny Wisły w Dobrzyniu*, *Przeł. Geogr.*, 57, 4, 527–551.
- 1986a, *Przekształcenia brzegów zbiornika Włocławskiego*, [w:] J. Szupryczyński (red.), *Zbiornik Włocławski — niektóre problemy z geografii fizycznej*, *Dokum. Geogr.*, 5, 25–40.
- 1986b, *Akumulacja w zbiorniku włocławskim a jego hydrodynamika*, [w:] *Hydrologia regionalna a procesy hydrologiczne w zlewniach. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej, Poznań 15–17 września 1986*, 29–36.
- 1988, *Główne procesy a osady w strefie brzegowej zbiornika Włocławek*, *Przeł. Geogr.*, 60, 3, 267–299.
- 1989, *Dynamics of the Włocławek reservoir banks*, *Revue Roumaine Geol., Geophys., Geogr., Geographie*, 33, 67–73.
- 1992a, *Morfodynamika form akumulacyjnych strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, [w:] M. Banach, R. Głazik, *Zbiornik Włocławski — niektóre problemy z geografii fizycznej*, *Dokum. Geogr.*, 1, 9–39.
- 1992b, *Wybrane cechy hydrologiczne zbiornika Orawa i jego osady denne*, *Przeł. Geogr.*, 64, 3–4, 325–339.

- 1993, *Sedymentacja w zbiorniku Włocławek a wyrównywanie linii brzegowej*, Czas. Geogr., 64, 3-4, 285-307.
- Banach M., Grzeż M., 1985, *Struktura zatoru na Wiśle w rejonie Płocka w styczniu 1982 r.*, [w:] W. Majewski (red.) *Powódź zatorowa na Wiśle w rejonie Zbiornika Włocławek w zimie 1982 r.*, Wyd. Geol. Warszawa, 198-217.
- Baraniecki J., Racinowski R., 1990, *Wykorzystanie parametrów uziarnienia rumowiska z dolnej części spływu strefy potoku przyboju do określania tendencji rozwojowych brzegu morskiego wyspy Wolin*, Studia Mat. Oceanol. KBM PAN, 55, Brzeg morski (1), Ossolineum, 107-127.
- Biegałowa D., Międlkowski S., 1971, *Atlas falowania dla zbiornika wodnego Włocławek na rzece Wiśle*, Arch. „Hydroprojektu” O/Włocławek.
- Brański J., Dąbkowski S.L., 1976, *Uwagi o prognozowaniu zamulania zbiorników wodnych na rzekach nizinnych*, Arch. Hydrotechn., 23, 3, 375-392.
- Braslavskij A.P., 1952, *Rasčet vetrovych voln*, Trudy GGI., 35 (89), Gidrometeoizdat, Leningrad, 94-158.
- Bryczyński M., 1982, *Glacitektonika krawędziowa w Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Płockiej*, Prace Muzeum Ziemi, 35, 3-57.
- 1986, *O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Niżu Polskiego w czwartorzędzie*. Przegl. Geogr., 58, 3, 411-440.
- Chomiak T., Cyberski J., Mikulski Z., 1969, *Akumulacja rumowiska w zbiornikach retencyjnych*. Prace Państ. Inst. Hydrol.-Met., 96, 3-21.
- Clark M.W., 1985, *Procesy morskie*, [w:] C. Embleton, I. Thornes (red.), *Geomorfologia dynamiczna*, PWN, Warszawa, 395-423 (tłum. wyd. ang. z 1979).
- Cyberski J., 1965, *Procesy denudacyjne w strefie przybrzeżnej zbiornika rożnowskiego*, Prace Służby Hydrol. i Met., 3-4, 41-52.
- 1970, *Badania akumulacji rumowiska w zbiornikach retencyjnych w Polsce*, Gosp. Wodna, 2, 43-46.
- Četyrechjazyčný encyklopedyčeskij slovar terminov po fizičeskoj geografii, 1980, A. I. Spi:ido-nov (red.), *Sovetskaja encyklopedia*, Moskva.
- Dąbkowski S.L., 1978, *Wyniki wstępnych badań abrazji brzegu zbiornika Nysa*, Gosp. Wodna, 10, 312-316.
- Dolotov J.S., 1989, *Dinamičeskie obstanovki pribrežno-morskogo relefoobrazovania i osadkonakoplenia*, Nauka, Moskva.
- Drozdowski E., 1977, *Dynamika inicjalnych faz rozwoju wąwozu*, Przegl. Geogr., 49, 4, 67-86.
- Drwal J., Gołębiowski R., 1968, *Próba klasyfikacji brzegów i niektóre procesy brzegowe Jeziora Raduńskiego*, Zesz. Geogr. WSP Gdańsk, 10, 185-197.
- Dvinskich S.A., Pečerkin A.I., Lepichin A.P., 1981, *Wlijanie vodočhranilišč na okružajuščuju sredu*, Perm.
- Ekzodynamičeskie procesy i metody ich issledovania*, 1990, Acta Univ. Latviensis, 547, Riga.
- Embleton C., Thornes J., (red.), 1985, *Geomorfologia dynamiczna*, PWN, Warszawa (tłum. wyd. ang. z 1979 r.).
- Emelianova E.P., 1972, *Osnovnyje zakonomernosti opolznevych processov*, Nedra, Moskva.
- Ermolajev A.I., 1976, *K voprosu o razrabotke edinoj tipologičeskoj klasifikacji beregov vodočhranilišč*. Trudy koord. sovešč. po gidrotechnike, 107, 121-127.
- Fąferek B., 1960, *Inżynierskie badania geologiczne dla stopnia wodnego we Włocławku*, Irzegl. Geol., 2, 84-89.
- Filatova T.N., 1972, *Issledovanije tečenij w ozerach i vodočhraniliščach*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Finarov D.P., 1974, *Dinamika beregov i kotlovin vodočhranilišč gidroelektrostančij SSSR*, Energija, Leningrad.
- 1977, *O metodach prognozirovanija pererabotki beregov vodočhranilišč w zarubežnyci stranach*, Trudy koord. sovešč. po gidrotechnike, 108, 87-95.

- 1986, *Geomorfologičeskij analiz i prognozirovanije pereformirovanija beregovoj zony i dna vodochranilišč*, Nauka, Leningrad.
- Gierszewski P., 1988, *Zmiany brzegów wywołane termicznymi ruchami lodu na przykładzie zbiornika Włocławskiego*, Przegl. Geogr., 60, 4, 657–674.
- Giriutowicz J.P., 1975, *Napór kier lodowych na brzeg Zalewu Szczecińskiego*, Czas. Geogr., 1, 65–72.
- Głazik R., 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dokum. Geogr., 2–3.
- 1992, *Wybrane problemy hydrograficzne zwydmionych obszarów pradoliny Wisły na przykładzie zachodniej części Kotliny Płockiej*, [w:] M. Banach, R. Głazik, *Zbiornik Włocławski — niektóre problemy z geografii fizycznej*, Dokum. Geogr., 1, 41–69.
- Głoger Z., 1903, *Dolinami rzek...*, wyd. F. Hösick, Warszawa.
- Głodek J., 1985, *Jezióra zaporowe świata*, PWN, Warszawa.
- Gorycki M., 1973, *Sheetflood structure: mechanism of beach cusp formation and related phenomena*, J. Geol., 81, 109–117.
- Gradziński R., Kostecki A., Radomski A., Unrug R., 1986, *Zarys sedymentologii*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Grave M.K., Šagirova I.M., 1960, *Geomorfologia teritorii Kujbyševskogo vodochranilišča i predpolagajemyje typy jego beregov*. Trudy Inst. Geogr. AN SSSR 79, Morfologija i dinamika beregov, 23, 3–33.
- Grześ M., 1983, *Niektóre problemy stopnia wodnego „Włocławek” i jego zbiornika*, Czas. Geogr., 54, 4, 439–457.
- 1989, *Rola zjawisk lodowych w kształtowaniu koryta rzeki na przykładzie dolnej Wisły*, Inf. Projekt. CBSiPBW „Hydroprojekt”, 1–2, 1–20.
- 1991, *Zatory i powódzie zatorowe na dolnej Wiśle. Mechanizmy i warunki*, Warszawa.
- Grześ M., Banach M., 1983, *Powódź zatorowa na Wiśle w styczniu 1982 roku*. Przegl. Geogr., 55, 1, 91–113.
- Gudelis V., Kirlyš V., Stauskaite R., 1990, *Kratko- i dolgosročnoje izmenenia otdelnych morfo- i litodynamičeskich učastkov litovskogo brega Baltijskogo Moria*, [w:] V. Gudelis, V. Kirlyš, O. Pustelnikov (red.), *Voprosy dinamiki beregov i paleogeografii Baltijskogo Moria*, 1, 1, Vilnius, 22–38.
- Harčar J., 1986, *Abrázia po obvode vodnej nádrže Domaša v Nizkych Beskydach*, Geogr. Čas., 38, 4, 322–341.
- Horsky O., Simeonová G., Spanilá T., 1984, *Vliv exogennich procesů na přetváření břehů vodních nádrží*, Geol. průzkum, 6, Praha, 163–166.
- Ikonnikov L.B., 1972, *Formirovanie beregov vodochranilišča*, Nauka, Moskva.
- 1981, *Dynamika beregov v nižnych befach gidrouzlov*, Nauka, Moskva.
- 1986a, *Izyskanija dlja ocenki i prognoza dinamiki beregov*, [w:] *Rekomendacii po inženerno-gidrometeorologičeskim izyskaniam na vodochraniliščach dla stroitelstva*, Strojizdat, Moskva, 77–82.
- 1986b, *Volnovaja abrazja*, [w:] *Rekomendacii po inženernym izyskaniam dlja prognoza pererabotki beregov vodochranilišč*. Strojizdat, Moskva, 46–49.
- 1986c, *Kratkaja charakteristika metodov prognoza pererabotki beregov*, [w:] *Rekomendacii po inženernym izyskaniam dlja prognoza pererabotki beregov vodochranilišč*, Strojizdat, Moskva, 8–11.
- 1987, *Rekomendacii po prognozu razmyva beregov vodochranilišč*, [w:] *Rekomendacii po ocenke i prognozu rozmyva beregov ravninnych rek i vodochranilišč dlja stroitelstva*, Strojizdat, Moskva, 20–68.
- Ikonnikov L.B., Vinogradova N.N., 1992, *Berega Morzajskogo vodochranilišča: sovremennoje sostojanie i prognoz izmenenia*, Hidrotechn. stroit. 2, Energoatomizdat, Moskva, 48–51.
- Ingle I.C., jr., 1966, *The movement of beach sand*, *Developments in sedimentology*, 5, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam.

- Jahn A., 1968, *Geomorfologiczne wnioski z obserwacji dna jeziora zaporowego*, Czas. Geogr., 39, 2, 117–123.
- Jahnsen P.P. (red.), 1979, *Principles of river engineering*, Pitman Publ. Lim., London.
- Janter N.N., 1986, *Issledovanije volnenija*, [w:] *Rekomendacii po inženerno-gidrometeorologičeskim izyskanijam po vodochraniliščach dla stroitelstva*, Strojizdat, Moskva, 20–39.
- Jaroslavcev N.A., 1975a, *Vdolberegovyje tečenija na otmeliach vodochranilišča*, Sbornik robot Gorkovskoj, Vołzskoj i Ribinskoj Gidrometeorologičeskich Observatorii, 12, 129–139.
- 1975b, *Issledovania pereformirovania beregov Gorkovskogo vodochranilišča*, Sbornik robot Gorkovskoj, Vołzskoj i Rybinskoj Gidrometeorologičeskich Observatorii, 12, 106–128.
- Jaroslavceva D.I., 1975, *Nekotoryje rezultaty issledovanij transformacij vetrovych voln na beregovych otmeliach vodochranilišča*, Sbornik robot Gorkovskoj, Vołzskoj i Ribinskoj Gidrometeorologičeskich Observatorii, 12, 68–105.
- Jaroszewski W, Marks L, Radomski A., 1985, *Słownik geologii dynamicznej*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Kačugin E.G., 1951, *O razmerach pererabotki beregov pri podpore rek*, Gidrotechn. stroit., 12, 31–34.
- 1959, *Inženerno-geologičeskije issledovania prognozy pererabotki beregov vodochranilišč*, [w:] *Rekomendacii po izučeniu beregov vodochranilišč*, Moskva, 3–89.
- 1975, *Geologičeskoje izučeniejje dinamiki beregov vodochranilišč*, Nauka, Moskva.
- Kašin J.S., 1952, *Predpolagajemyje typy beregov Cymlianskogo vodochranilišča*, Izv. AN SSSR, Ser. geogr., 4, 5–11.
- Kieraś W, Majka J, Racinowski R., 1972, *Długość, urozmaicenie i charakter linii brzegowej zbiornika wodnego jako jeden z czynników wpływających na intensywność jego замуłania materiałem erodowanym*, [w:] *Materiały z sesji naukowej z okazji XXV-lecia Wydziału Budownictwa i Architektury Politechniki Szczecińskiej*, II. Szczecin, 34–43.
- 1973, *Próba określenia ilościowej charakterystyki abrazyj na zbiorniku solińskim*, Gosp. Wodna, 4, 129–131.
- Klimaszewski M., 1981, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- 1991, *On recent handbooks of geomorphology*, Z. Geomorph. NF, 35, 1, 111–116.
- Kliujeva W.A., Dołženko G.P., 1978, *Zakonomernosti formirovania relefa dna i osadkov Cymlianskogo vodochranilišča i puti ich izučenia*, Izv. AN SSR, Ser. geogr., 3, 41–47.
- Komar P.D., Inman D.L., 1970, *Longshore sand transport on beaches*, J. Geophys. Res., 75, 5914–5927.
- Komar P.D., Miller M.C., 1973, *The threshold of sediment movement under oscillatory water waves*, J. Sedim. Petrol., 43, 1101–1110.
- Kondratev N.E., 1953, *Rasčet vetrovogo volnenija i pereformirovanija beregov vodochranilišč*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- 1960, *Rasčety beregovych pereformirovanii na vodochraniliščach*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Korolec H., 1968, *Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego*, Prace Geogr. IG PAN, 73.
- Korotaj M.J., 1990, *Rozwój procesów abrazyjnych i ich rola w przekształceniu prawego brzegu jeziora Włocławskiego*, Wyd. UW, Warszawa.
- Kostecki M., 1975, *Wstępne obserwacje nad transformacją brzegów zbiornika w Tresnej*, Gosp. Wodna, 4, 144–145.
- Kostrzewski A., 1991, *Procesy abrazyj i akumulacji morskiej*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski — środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, 434–437.
- Król D., 1988, *Procesy sedymentacyjne w zbiorniku wodnym „Włocławek” w latach 1984–1987*, Inf. Projekt. CBSiPBW „Hydroprojekt”, 4, 27–35.
- Kubiček P., 1987, *Development of abrasion on the banks of the Brno Reservoir*, Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., 17, 2, Brno, 63–72.
- Kurdir V.P., Ziminova N.A., Tačalov S.N., Jaroslavcev N.A., Šmeleva E.A.,

- 1975, *Grunty dna i vzvesi v vode vodochranilišč*, [w:] *Gidrometeorologičeskij režim vodochranilišč SSSR, Vodochranilišča verchnej Volgi*, Hidrometeoizdat, Leningrad, 154–178.
- Küste und Küstengewässer. Fachausdrücke und Begriffserklärungen*, 1966, Fachbereichsstandart TGL, Amt für Wasserwirtschaft, Berlin.
- Lambor J., 1948, *Geneza lodu prądowego i jego pojawienie się na rzekach środkowoeuropejskich zlewiska Morza Bałtyckiego*, Wiad. Służby Hydrol.-Met., 3, 213–244.
- Lange K.O., 1960, *Razvite beregov Cymlanskogo vodochranilišča*, Trudy Inst. Geogr. AN SSSR, 79, Morfologia i dynamika beregov, 23, 34–68.
- Leontjev O.K., Nikiforov L.G., Safjanov G.A., 1982, *Geomorfologia brzegów morskich*, Wyd. Geol., Warszawa (tłum. wyd. ros. z 1975).
- Lewiński J., 1924, *Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem*, Spraw. Państw. Inst. Geol., 2, 3–4, 497–549.
- Levkevič V.E., 1991, *Formirovanie beregov vodochranilišč*, [w:] V.M. Širokov (red.), *Vodochranilišča Belorusi: prirodnyje osobennosti i vzaimodejstvie s okružajuščej sredoj*, Izd. Universitatskoje, Minsk, 114–127.
- 1992, *Rajonirovanie teritorii Belorusi po intensivnosti processa abrazji na vodochraniliščach*, [w:] V.M. Širokov (red.), *Gidrografigičeskaja set Belorusi i regulirovanie rečnogo stoka*, Izd. Universitetskogoje, Minsk, 48–54.
- Levkevič V.E., Lopuch P.S., 1986, *Ispolzovanie schem-analogov pri modelirovanii akumulativnych form relefa beregovoj zony małych vodochranilišč*, Vest. Belorusk. Gos. Univ. Ser. II, 1, Minsk, 58–62.
- Linhart J., 1969, *Typologie břehu přehradních nádrží*, Studia geogr., 1, Brno, 39–43.
- Lukač M., Abaffy D., 1980, *Vlnenie na nádržiach, jeho účinky a protiabrázne opatrenia*, Priroda, Bratislava.
- Łyczewska J., 1959, *Utwory trzeciorzędowe Kujaw Środkowych i Wschodnich*, Biul. Inst. geol., 130, 41–157.
- 1964, *Deformacje utworów neogenu i plejstocenu Polski Zachodniej i Środkowej*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 34, 1–2, Kraków, 115–144.
- Majde A., Niepokólczycki M., 1972, *Fotogrametryczny pomiar skutków abrazji na zbiornikach śródlądowych*, Gosp. Wodna, 1, 11–16.
- Massel S., 1986, *Procesy falowe w morskiej strefie brzegowej*, [w:] *Dynamika litodynamicznego środowiska morskiej strefy brzegowej. Materiały I Ogólnopolskiej Szkoły Sedymentologicznej Lubiatowo 1983*, 1, Gdańsk, 97–133.
- Matarzin J.M., Dvinskich S.A., 1977, *O transformacji vetrovych voln na melkovodijach vodochranilišča*, Hidrologija i meteorologija, 8, Perm, 48–55.
- Materiał włączony i unoszony w korycie Wisły*, 1954, Prace Państw. Inst. Hydrol.-Met., 33, 1–79.
- Mazur Z., 1975, *Formowanie się brzegów sztucznych zbiorników wodnych*, Gosp. Wodna, 4, 142–143.
- Meissner K., 1967, *Własności inżyniersko-geologiczne ilów poznańskich rejonu Konina*, Biul. Inst. Geol. 234, 113–183.
- Mielczarski A., 1972, *O aktualnych tendencjach zmian brzegowych na polskim wybrzeżu Bałtyku*, Tech. Gosp. Morska, 3, 165–167.
- 1990, *Rytmika ukształtowania linii brzegowej polskiego Bałtyku*, Studia Mat. Oceanol. KBM PAN 55, Brzeg morski (1), Ossolineum, 27–44.
- Mielczarski A., Tarnowska M., 1986, *Zmienność brzegu i mikroformy*, [w:] *Dynamika litodynamicznego środowiska morskiej strefy brzegowej, Materiały I Ogólnopolskiej Szkoły Sedymentologicznej, Lubiatowo 1983*, II, Gdańsk, 346–387.
- Mojski J.E., 1980, *Budowa geologiczna i tendencje rozwoju doliny Wisły*, Przegl. Geol., 5, 332–333.
- Mroczek J., Ślusarczyk U., Wacławski M., 1984, *Charakterystyka abrazji brzegów zbiornika Żywieckiego po 10 latach eksploatacji*, Czas techn., 84, 3, 5–11.
- Názvoslovi hydrologie*, 1983, Československá státní norma, Praha.

- Názvoslovi hydrotechniky-vodni nádrže a zdroje*, 1983, Československá státní norma, Praha.
- Onoszko J., 1962, *Zamulanie zbiornika roznowskiego*, Rozpr. hydrotechn., 12, 107–112.
- Ovčinnikov G.I., 1986, *Izučenie peremeščenija pribrežnych nanosov*, [w:] *Rekomendacii po inženerno-gidrometeorologičeskim izyskanijam na vodočraniliščach dlja stroitelstva*, Stroji-zdat, Moskva, 64–70.
- Ovčinnikov G.I., Karnaučova G.A., 1985, *Pribrežnyje nanosy i donnyje otloženiya Bratskogo vodočranilišča*, Nauka, Novosybirsk.
- Pasternak K., 1964, *Observations on the transformation of banks in the Goczałkowice Reservoir*, Acta Hydrobiol., 16, 4, 27–39.
- Pawluk K., 1986, *Segregacja materiału osadowego*, [w:] *Dynamika litodynamicznego środowiska morskiej strefy brzegowej. Materiały I. Ogólnopolskiej Szkoły Sedymentologicznej, Lubiatowo 1983*, I, Gdańsk, s. 313–345.
- 1990, *Segregacja materiału piaszczystego w płytkiej strefie brzegowej*, Studia Mat. Oceanol. KBM PAN 55, Brzeg morski (1), Ossolineum, 129–146.
- Pazdro Z., 1950, *Brzeg i jego pochodne*, Technika Morza i Wybrzeża, 5, 4, 86–90.
- Pečerkin I.A., Pečerkin A.I., Kačenov V.I., 1980, *Teoretičeskije osnovy prognozirovania ekzogennyh geologičeskich processov na beregach vodočranilišč*, Perm.
- Perek M., 1978, *Wpływ zbiornika we Włocławku na wody gruntowe obszarów przyległych (lewy brzeg Wisły)*, Kwar. Geol., 22, 635–651.
- Peškov V.V., 1977, *Osnovnyje čerty razvitiya i sovremennoj dinamiki beregovoj zony Picuridskogo poluostrava*, Izv. Vses. Geogr. Obšč., 6, 501–511.
- Piasecki D., 1953, *Ze studiów nad terminologią i klasyfikacją wybrzeży*, Techn. Gosp. Morska, 3, 3, 137–139.
- 1954, *Wstęp do badań procesów brzegowych*, Wiad. Służby Hydrol. i Met., 4, 5, 3–12.
- 1956, *Próba dynamicznej klasyfikacji Wybrzeży*, Zesz. Nauk. Polit. Gdańsk, 6, 1, 33–47.
- Pietkiewicz S., Żmuda S., 1973, *Słownik pojęć geograficznych*, Wiedza Powsz., Warszawa.
- Pluta Z., Rydzik E., 1982, *Próba określenia wpływu procesów abrazji brzegów zbiornika Solińskiego na zmianę jego pojemności użytkowej*, Gosp. Wodna, 5, 60–64.
- Płachciński A., 1973, *Dynamika rozwoju platform przybrzeżnych Jeziora Zegrzyńskiego*, Maszynopis pracy doktorskiej w Zakładzie Nauk Geologicznych PAN w Warszawie.
- Popov B.A., 1972, *Priloženie teorii razvitiya morskich beregov k analizu processa formirovaniya beregov vodočranilišč*, [w:] S.L. Vendrov (red.), *Inżynierno-geografičeskie problemy projektirovaniya i eksploataciji krupnyh ravninnych vodočranilišč*, Nauka, Moskva, 50–78.
- Pritkova M.J., 1979, *Malyje vodočranilišča lesostepnoj i stepnoj zon SSSR*, Nauka, Leninograd.
- Proboks J.S., Ciematnieks E.K., 1990, *Processy pererabotki beregov vodočranilišč Dau-gavskogo kaskada i ich prognozirovanie*, [w:] *Ekzodynamiceskije processy i metody ich issledovaniya*, Acta Univ. Latviensis, 547, Riga, 97–110.
- Procesy sedymentacyjne w zbiorniku Włocławek*, 1988, Maszynopis w CBSiPBW „Hydroprojekt” O/Włocławek.
- Pyškin B.A., 1954, *Voprosy dinamiki beregov vodočranilišč*, AN USSR, Kijev.
- 1973, *Dynamika beregov vodočranilišč*, Naukovaja Dumka, Kijev.
- Racinowski R., 1973, *Analiza uziarnienia*, [w:] *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*, Wyd. Geol., Warszawa, 331–355.
- 1984, *Uwagi o celowości badań litologicznych rumowiska w dolnej części spływu wód potoku przyboju*, Inż. morska, 4, 159–164.
- Rosa B., 1990, *Współczesny etap rozwoju brzegów Pomorza i etapy wcześniejsze*, Studia Mat. Oceanol. KBM PAN, 55, Brzeg morski (1), Ossolineum, 5–12.
- Rozovskij L.B., 1968, *Vvedenie v teoriiu geologičeskogo podobia i naturalnogo modeirovaniya*, Nedra, Moskva.
- Rudowski S., 1962, *Mikroformy strefy brzegowej Bałtyku w Polsce*, Acta Geol. Pol., 12, 4, 541–579.

- 1964, *Sierpy plażowe na wybrzeżu Bałtyku*, Acta Geol. Pol., 14, 1, 131–150.
- Rukovodstvo po rasčetu parametrov vetrovych voln, 1969, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Rydzik E., 1978, *Przyczyny i formy niszczenia brzegów zbiornika Solińskiego*, Gosp. Wodna, 2, 47–52.
- Savarenskij F.P., 1935, *K voprosu o pererabotke beregovych sklonov reki pri jejo podpore*, [w:] *Gidrogeologija i inženernaja geologija*, Moskva–Leningrad, Gosgeolizdat, 82–91.
- Scheidegger A.E., 1974, *Geomorfologia teoretyczna*, PWN, Warszawa (tłum. wyd. ang. z 1970 r.).
- Słomianko P., 1968, *Materiały do słownika terminologii dynamiki brzegów morskich*, Mat. Inst. Morskiego, 638, Gdańsk.
- Spaleny M., 1984, *Instrukcja badań zbroczy w utworach fliszowych na przykładzie Soliny i Myczkowiec*, maszynopis w IMGW Warszawa.
- Spanilá T., 1988, *Opyt izučeniá i prognozirovanija geologičeskich processov na vodochranilišče Nachranice w CSSR*, Inžen. geol., 6, Moskva, 68–76.
- Stańczykowska A., Jurkiewicz-Karnkowska E., 1983, *Bentos strefy przybrzeżnej zbiorników zaporowych*, [w:] Z. Kajak (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, Warszawa–Łódź, 489–509.
- Subotowicz W., 1982, *Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski*, Ossolineum.
- 1990, *Cykliczny — zmienny w czasie i przestrzeni rozwój brzegu morskiego w Polsce*, Studia Mat. Oceanol. KBM PAN 55, *Brzeg morski* (1), Ossolineum, 13–26.
- Širokov V.M., 1974, *Formirovanie beregov i loża krupnych vodochranilišč Sibirii*, Nauka, Novosybirsk.
- 1984, *Osnovnyje osobennosti processov formirovania beregov i loża vodochranilišč*, [w:] *Izmenenie prirodnych uslovii pod vlijaniem dejatelnosti čeloveka*, Nauka, Novosybirsk, 10–26.
- Širokov V.M. (red.), 1991, *Vodochranilišča Belorussi: prirodnyje osobennosti i vzaimodejstvie s okružajuščej sredoj*, Izd. Universitetskoje, Minsk.
- Širokov V.M., Emelianov A.G., Pečerkin I.A., Šapiro L.M., Šarapov W.A., 1986, *Vlijanie vodochranilišč na prirodu priliegajuščej teritorii*, [w:] *Vodochranilišča i ich vozdejstvie na okružajuščuju sredu*, Nauka, Moskva.
- Širokov V.M., Lopuch P.S., 1986a, *Formirovanie małych vodochranilišč gidroelektrostanacji*, Energoatomizdat, Moskva.
- 1986b, *Pererabotka beregov vodochranilišč Belorussii (Osnovnyje typy i stadii razvitia)*, [w:] *Sovremennyje relefoobrazujuščije processy*, Nauka i Techn., Minsk, 95–102.
- Širokov V.M., Lopuch P.S., Levkevič V.E., 1992, *Formirovanie beregov małych vodochranilišč lesnoj zony*, Gidrometeoizdat, Sankt-Petersburg.
- Szupryczyński J., 1981, *Wpływ zbiornika wodnego we Włocławku na środowisko geograficzne doliny Wisły*, Przegl. Geogr., 53, 1, 155–164.
- 1986, *Wpływ Włocławskiego zbiornika wodnego na środowisko geograficzne*, [w:] J. Szupryczyński (red.), *Zbiornik włocławski — niektóre problemy z geografii fizycznej*, Dokum. Geogr., 5, 7–24.
- Šliwiński W., 1979, *Stopień wodny „Włocławek” — procesy sedymentacyjne w zbiorniku*, Inf. Projekt. CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3, 1–4.
- 1987, *Realizacja prac pogłębiarskich w czaszy zbiornika „Włocławek”*, Inf. Projekt. CBSiPBW „Hydroprojekt”, 1–2, 1–10.
- Tarajkowska M., 1982, *Klimat*, [w:] *Województwo włocławskie*, Łódź–Włocławek, 51–58.
- Tarnowska M., 1980, *Morfologia strefy brzegowej*, [w:] J. Onoszko, M. Tarnowska, R. Zaidler, *Hydrauliczne badania modelowe procesów hydro- i litodynamicznych w morskiej strefie brzegowej*, PWN, Warszawa–Poznań, 153–198.
- Teisseyre A.K., 1983, *Osady denne Jeziora Turawskiego w świetle badań geologicznych*, Geol. Sudet., 18, 1, 21–60.
- 1990, *Dynamika sudeckich rzek zwirodennych w zimowej połowie roku*, Acta UWr., 1056, Prace Inst. Geogr., Ser. A, 4, 119–144.

- Vendrov S.L. (red.), 1972, *Inżenerno-geografičeskije problemy projektirovania i ekspluacii krupnych ravninnych vodočranilišč*, Nauka, Moskva.
- 1979, *Problemy preobrazovanija rečnych sistem SSSR*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Vikulina Z.A., Znamenskij V.A., (red.), 1975, *Gidrometeorologičeskij režim ozior i vodočranilišč SSSR*, Vodočranilišča verchnej Volgi, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Volkov P.A., 1961, *Issledovanija nerazmyvajuščej skorosti pri volnovom režime*, Rečnoj transport, 7, 43–44.
- Voropaev G.V., Avakian A.B. (red.), 1986, *Vodočranilišča i ich vozdeistvie na okružajuščuju sredu*, Nauka, Moskva.
- Voropaev G.V., Vendrov S.L., 1979, *Vodočranilišča mira*, Nauka, Moskva.
- Więckowski K., 1978, *The silting processes of the artificial water reservoir in the Polish Lowland*, Geogr. Pol., 41, 63–71.
- Wiśniewski B., 1964, *Przebieg i wyniki badań zmian dna powyżej i poniżej stopni wodnych przeprowadzonych w latach 1956–1961*, Gosp. Wodna, 9, 393–395.
- 1966, *Badania dynamiki jezior i zbiorników wodnych przeprowadzone przez IGW. w 1964 r.*, Gosp. Wodna, 2, 77–78.
- 1969, *Zamulanie zbiorników wodnych w Polsce oraz próba jego prognozy na podstawie intensywności denudacji*, Arch. Hydrotechn., 16, 4, 481–504.
- 1972, *Parametry fal wiatrowych Jeziora Zegrzyńskiego*, Mat. Bad. Inst. Gosp. Wodnej, 28, 3–41.
- Wiśniewski B., Pachnik D., 1959, *Badania falowania na zbiornikach wodnych*, Gosp. Wodna, 9, 419–424.
- Wysokiński L., 1980, *Kryterium dynamiki zbczy na przykładzie badań brzegów zbiornika Włocławek*, Biul. Inst. Geol., 324, 169–230.
- Wysokiński L., Korotaj M.J., 1981, *Rozwój procesów brzegowych w zbiorniku pod Włocławkiem w okresie 10 lat jego eksploatacji*, Przegl. Geofiz., 26, 4, 261–266.
- Zenkovič V.P., 1946, *Dinamika i morfologia morskich beregov*, I. *Volnovyje processy*, Morskoy Transport, Moskva–Leningrad.
- 1962, *Osnovy učenija o razviti morskich beregov*, AN SSSR, Moskva.
- Zenkovič V.P., Popov B.A. (red.), 1980, *Morskąja geomorfologija-terminologičeskij spravočnik; beregovaja zona: processy, poniatia, opredelenia*, Mysl, Moskva.
- Ziętara T., 1992, *Wstępne wyniki badań i prognozy dotyczące przebiegu niszczenia brzegów zbiornika w Dobczycach*, Roczn. Nauk.-Dydakt., 151, Prace Geogr., 14, WSP Kraków, 95–107.
- Ziminova N.A., 1978, *Balans vzvešennogo veščestva v Volzkich vodočraniliščach*, [w:] *Kompleksnyje issledovanija vodočranilišč*, 4, Izd. Moskovskogo Univ., 80–86.
- Živago A.V., 1954, *Sovremennyje geomorfologičeskije processy na beregach Kubenskogo ozera i Rybinskogo vodočranilišča*, Trudy Inst. Okeanol. AN SSSR, 10, 92–108.

MORPHODYNAMICS OF THE WŁOCLAWEK RESERVOIR COASTAL ZONE

Summary

Damming of the Vistula river started a new, so called reservoir period in the development of the coastal zone. It is characterized by a sudden increase of the banks degradation and aggradation of deposits washed-out from the underwater, near-bank zone. The subject of this dissertation is the quantitative and qualitative analysis of the coastal zone changes process for the whole previous period (20 years) of the reservoir existence. After the river had been dammed, a change of the main bank process took place — the erosion of Vistula was replaced by the wind abrasion of enlarged water area (70 km²). This factor appeared to be repeatedly stronger, especially during the first years after the river damming.

The dynamics of the coastal zone was studied using the method of repeated measurements in cross-sections and the repeated mapping method on maps of a big scale (fig. 1, tab. 1). The dynamics of chosen landslides was measured using the tacheometric method and the dynamics of chosen accumulative forms — by plane-table surveying. The lithodynamics was defined through the differentiation of the deposits granulometry and their sorting. The chosen characteristics of the reservoir hydrodynamics were measured at the research station in Dobiegniewo (fig. 1, 13 and 14). The field studies were carried on at the period 1976–1990 with a break in 1978–1979.

The more intensive abrasion had comprised the right, near-deep bank, lithologically differentiated, of the mean height 3,4 m. For the period of 22 years it backed off on the average of 22 m, fluctuating from 3 to 57 m. The quantity of the washed-out deposits from 1 m of current bank amounts 121 m³, with fluctuations from 3 to 685 m³ (fig 25, tab. 11). The left, near-shallow bank, almost lithologically homogenous, of the mean height 0,9 m, backed off of 16 m, fluctuating within the limits 11–40 m. The quantity of the washed-out deposits from 1 m of the bank amounts here 16 m³, fluctuating from 3 to 85 m³. The higher banks correspond to the higher cubatures of the washed-out deposits, the correlation coefficient is satisfying and amounts 0,76 — for the right bank and 0,99 — for the left bank (fig. 26).

The intensity of abrasion is spatially and temporally differentiated. The strongest abrasion affected the banks in the middle segment of the reservoir and it gradually decreases upstream and slightly near the dam. The above phenomenon arise from the hydrodynamical differentiation — the summary waving energy of the above segments. The differentiation of the abrasion process within the distinguished parts (fig. 1) depends on the lithology and the coastal zone configuration; the thicker grains of deposits, the lesser effect of the waves action. The most abraded are cusps of bays, which are exposed to the wind (fig. 27, photo 19, 20). The vegetation delays the process of the banks degradation, this refers especially to the low banks (photo 22). The intensity of the abrasion process in time shapes according to the curve, which is approximated to the parabola; after the intensive development in the initial period after the river damming, the extinction of the process takes place in the later period (fig. 28, 32, tab. 13). On the low, near-shallow banks the stage of intensive destruction is more gentle and appears with a delay. At present the abrasion still affects about 70% of the banks.

Together with the progress of the banks abrasion, the accumulation of deposits on the flooded, subaqueal slope takes place. The width of coastal platforms, as abrasive-accumulative forms, fluctuates from 10 to 110 m; they are widest in the middle, longest segment of the reservoir, wider on the left, low bank (tab. 14). The mean width of the platform in Dobrzyń amounts 24,5 m, the inclination — 3,5°, whereas on the opposite, low bank in Dobiegiewo these values amount 54 and 1,2°. In the upper and near-dam segments the platforms are narrower and steeper (tab. 15). The mean depth over the platform edge generally depends on its width and amounts on the right bank 1,6 m, on the left one — 0,9 m. Along the near-deep banks the platform edge is distinct. The upper, abrasive part of the platform is generally concave and steeper from the more flat and even convex accumulative part. The boundary between them is not stable. On the platform it lacks bar-like forms, parallel to the coast line. The stated forms are the mobile bars, arising from the „discharge” of the drift of deposits, accompanying the rip currents.

It exists a functional dependence between the platform width and the width of the wash-out zone of the parent bank (fig. 35). The correlation is good ($r=0,87$). Up to now the increase of the platform width in time is defined by the parabola equation (Levkevič 1991). It seems that this functional dependence is true only for the first stage of the development of the coastline (forming). At the second stage (stabilization) the platform increase, arising from the waving process, stops. At the turn of the first and second decade of the reservoir exploitation the process of transformation of the platform surface was two-directional and resembled the irregular sinusoid. The full cycle of the process (accumulation and abrasion) lasted 3,5–4 months (fig. 41, 42). The greatest deformations, reaching 0,5 m, take place at the platform margins, greater at the beach zone, along the near-deep banks and smaller in the neighbourhood of the edges.

As a matter of character of the platforms and deposits in the cross-section of the coastal zone, the Włocławek reservoir may be divided for three segments, coincident with the changeability of the hydrodynamical conditions: lower, upper and transitional (fig. 1 and 54). The lower segment, the longest one, extends about 30 km from the dam upstream the river (up to 645 km); the mean diameter of grains and sorting of deposits decrease together with growing distance from the coastline, and the coastal platforms are flat and wide enough to „accommodate” the longshore drift. In the upper segment, extending about 10 km in the region of Płock (km 640–630) the mean diameter of grains and sorting of deposits grows together with growing distance from the coastline. The coastal platforms are narrow and steep here. The shortest one is the transitional segment (km 645–640), where characteristics of deposits and the parameters of the platforms are intermediate in relation to the above. The granulometry and the morphology of the Vistula offshore upstream of Płock (km 630) have the fluvial characteristics. The quoted above reaches of the divided segments have and approximate character, the transitions are fluent.

The coastal platform and the deposits covering it, periodically set in motion, are a natural quasi-breakwater, on which waves extirpate their energy. At present only the imposition of increased waving with high water levels causes the distinct abrasion of cliffs and supply of deposits into the surf zone. In connection with the above the rate of accumulation in the reservoir will decrease, especially in the coastal zone. In the open water area it will slightly decrease — only of the decreasing value of the silty-clayey fraction supply from banks (about several percent). The transitional supply will stay without changes until building of a barrage upwards.

The mean amount of accumulation in the reservoir is about 2 mln m³ of the bed load and suspended load, which makes 0,5% of the reservoir total capacity. The cubature of the banks, washed out in the process of abrasion, amounts yearly (for 22 years) on the average 150,7 thousands m³, which makes 7,5% of the summary supply to the reservoir. This quantity is changeable and its course in time is illustrated in fig. 32. A part of the supply from the right, near-deep bank amounts 90,2%. On account of its high lithological differentiation, 43% of deposits,

mainly the Neogene deposits, are carried out the coastal zone. 98% of deposits from the abrasion of the parent bank stay on the left, granulometrically homogeneous bank. A dominant part of alluvia is accumulated on the platform descent, where they form the continual, coherent stratum, of the mean thickness 1,2–1,5 m (the right bank) and 0,4–0,6 m (the left bank). The greatest accumulation takes place in the bays of the right bank, where it reaches maximally 7 m. In the accumulative, above-water bank forms there are only 2,7% of the coastal zone deposits (tab. 17, fig. 52 and 54).

The coastal zone is a close analog of the hydro- and lithodynamics of the reservoir in its cross-section (fig. 54). The upper segment III corresponds to the coastal platform zone (IIIa), the deposits here are only better sorted, unidirectionally displaced, in accordance with the river flow. The granulometry and the deposits sorting on the platform is more differentiated, mainly because of multidirectional migrations of deposits. The transitional segment II is the segment of the delta growing and it corresponds to the coastal platform slope. The deposits here are finer, weaker sorted, displaced unidirectionally. The greater inflow to the reservoir, the farther the deposits of the channel facies are transported and the higher intensity of the waving, the thicker deposits get from the bank to the platform slope, to the zone IIa. The two segments together and the two zones occupy 35,3% (24,7 km²) of the reservoir surface, from which the offshore only 3%. The lower and middle part of the reservoir (segment I and zone Ia) are being supplied by the suspended load and from the bank. The drift is homogeneous on almost all the surface (45,3 km²). In spite of a high flowability of the reservoir and thereby a low value of the suspended matter accumulation, amounting about 48% (Brański, Dąbkowski 1976), it stays here 3,6 times more of it than the cubature of the bed-load, being intercepted on the whole by the reservoir (tab. 17).

The three stages may be distinguished in the process of the reservoirs coastal zones development: shaping, stabilization and atrophy (Širokov and others 1992). Boundaries between them are not clear. The stage of the coastal zone shaping in the Włocławek reservoir points to the end. In the middle of eighties the stage of stabilization started. It does not imply, however, its total stability. The following facts speaks for this:

- a) the distinct decrease of the deposits supply from the banks abrasion, from 0,27 mln m³ per year at the period 1976–1980 to 0,14 mln m³ per year at the period 1981–1985 (Banach 1986) and at present about 0,04 mln m³;
- b) the decrease of the cliffs backing-off rate;
- c) the decrease of the dynamics of the constantly active landslides colluvia;
- d) slight changes of the coastal platforms parametres in the last years (tab. 15);
- e) the developed set of accumulative bank forms, the slightlychanging outline of the coastline;
- f) the gradual increase of the subaqual accumulative forms quantity on the platform's surface;
- g) the constancy of the lithological image of the offshore;
- h) the increase of the area of the water vegetation islands on the platform;
- i) entering of the vegetation on the cliffs surface;
- j) intensive development of the mollusc *Dreissena polymorpha* colonies on the coastal platform slope. *Dreissena polymorpha* needs a stable bottom and is sensitive to the deposits movements, which irritate and hurt its filtrating system (Stańczykowska, Jurkiewicz-Karnkowska 1983).

The time indispensable to attain the particular stages depends on the reservoir parametres and fluctuations of the water level. The greater water reservoir and higher amplitudes of the water level fluctuations, the longer last the particular stages. The course of the water levels tells not only on the rate but also on the character of banks transformations (Ikonnikov, Vinogradova 1992). With the high fluctuations the platforms are indistinct, they mostly form in the abrasive type and there is a little amount of deposits on their surface (except the residuum and the beach) or they are lacking. The analyzed reservoir is the example of the

water-region of the slight (<1 m) and irregular yearly water level fluctuations and therefore during 12–15 years the fundamental outline of the whole coastline developed here. The next stage will last about 3–5 times longer. In this time almost full stabilization of banks and platforms will take place and the coastline will reach the equilibrium. The bank waving processes will become the secondary factor of the further evolution of the coastal zone. The shore will become a domain of the mass movements, erosion and wash-away and the offshore will be dominated by the biogenic processes — the higher water vegetation will enter here. The delta of the bed load will displace about 7–10 km towards the dam.

The nativity of the reservoir coastal zone evolution process is disturbed by the man activity. This influence started several years after the reservoir arise, when the construction of the indispensable protections of abrasive banks started and it was intensified in 1982, when the intensive dredging of the delta and shallowly flooded mid-channel islands was undertaken. About 70% of the dredged 15 mln m^3 sands and gravels was dredged in the coastal zone. The dredged banks make the environment of the potential overplus of the deposits supply to the subaqual part.

The attention of the reservoir banks investigators should be concentrated on the analysis of the transformation process of the whole coastal zone (above-water and underwater) in its close connection with conditions. It is necessary to recognize a state of exogenous processes in the valley and to set up a measurement system before its flooding. It would be advisable to get to know the hydro- and lithodynamics of this zone, not only changes of its relief. The repeated measurements and studies and also mapping of banks and their classification will enable to catch the dynamics of the shore transformation process and the deposits balance. For any physico-geographic conditions the deposits balance in the coastal zone is a basic coefficient of its equilibrium, because it associates all the processes occurring here. According to the cognitive and practical purposes — the near perspective of continuation of the Lower Vistula Cascade — I think it is indispensable to set a base of the data referring to the influence of reservoirs on the surrounding environment.

Translated by Dorota Szupryczyńska-Gembala

PRACE GEOGRAFICZNE IGIPZ PAN

140. Dziewoński K., Korcelli P. (red.), *Studia nad migracjami i przemianami systemu osadniczego w Polsce*, 1981, s. 267, 63 il., zł. 82,—
141. Rościszewski M., Mashbits Y.S., Siemek Z. (red.), *Third World, geographical problems of development. Proceedings of the III Polish-Soviet Seminar*, Warsaw, September 1979, 1981, s. 121, zł. 50,—
142. Słupik J., *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, 1981, s. 98, 34 il., 10 fot., zł. 32,—
143. Froehlich W., *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwierzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, 1982, s. 144, 68 il., 17 fot., zł. 120,—
144. Rościszewski M. (red.), *Różnicowanie się i nowe podziały światowej przestrzeni społeczno-gospodarczej*, 1983, s. 96, 13 il., zł. 50,—
145. Baumgart-Kotarba M., *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, 1983, s. 145, 39 il., 13 fot., zł. 110,—
146. Drozdowski E., *Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia wistulian w północnej części dolnego Powiśla*, 1986, s. 90, 22 il., 25 fot., zł. 150,—
147. Kostrowicki A.S. (red.), *Studium geoekologiczne rejonu jezior wigierskich*, 1988, s. 134, 23 il., zł. 210,—
148. Eberhardt P., *Regiony wyludniające się w Polsce*, 1989, s. 141, 10 map, zł. 750,—
149. Szulc H., *Morfogenetyczne typy osiedli wiejskich na Pomorzu Zachodnim*, 1988, s. 138, 36 il., 3 mapy, zł. 300,—
150. Leszczycki S., *Badania geograficzne nad osadnictwem w południowej Anatolii*, 1987, s. 113, 7 il. 45 fot., zł. 230,—
Kawecka-Endrukajtis B., Tuszyńska-Rękawek H., *Spis zawartości Prac Geograficznych I—150 (1954—1987)*, s. 43.
151. Rykiel Z. (red.), *Struktury i procesy społeczno-demograficzne w regionie katowickim*, 1988, s. 148, 31 il., zł. 650,—
152. Korcelli P., Gawryszewski A. (red.), *Współczesne przemiany regionalnych systemów osadniczych w Polsce*, 1989, s. 176, 35 il.
153. Bogacki M. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski południowo-wschodniej*, 1990, s. 145, 10 il.
154. Dziewoński K., *Koncepcje i metody badawcze z dziedziny osadnictwa*, 1990, s. 288.
155. Kotarba A. (red.), *System denudacyjny Polski*, 1991, s. 223, 83 il.
156. Kostrowicki A.S., *System „człowiek-środowisko” w świetle teorii ocen*, 1992, s. 115, 7 il.
157. Babiński Z., *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, 1992, s. 171, 62 il., 20 fot.
158. Matuszkiewicz J.M., *Krajobrazy roślinne i regiony geobotaniczne Polski*, 1992, s. 107, 24 il., 2 mapy.
159. Błażejczyk K., *Wymiana ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem w różnych warunkach środowiska geograficznego*, 1993, s. 123, 46 il.
160. Krawczyk B., *Typologia i ocena bioklimatu Polski na podstawie bilansu cieplnego ciała człowieka*, 1993, s. 102, 14 il.

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-04-04241-X

<http://rcin.org.pl>

M. BANACH: MORFODYNAMIKA STREFY BRZEGÓWEJ ZBIORNIKA WŁOCŁAWEK <http://rcin.org.pl>