

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego

REKONSTRUKCJA I PROGNOZA ZMIAN ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO W BADANIACH GEOGRAFICZNYCH

pod redakcją Mirosława Błaszkwicza
i Piotra Gierszewskiego

Tom dedykowany Profesorowi dr. hab.
Janowi Szupryczyńskiemu



Warszawa 2004

180. Krawczyk B., Węclawowicz G. (red.), *Badania środowiska fizycznogeograficznego aglomeracji warszawskiej*, 2001, s. 147, 42 il., 20 tab.
181. Kupiszewski M., *Modelowanie dynamiki przemian ludności w warunkach wzrostu znaczenia migracji międzynarodowej*, 2002, s. 174, 9 il., 18 tab.
182. Degórski M., *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*, 2002, s.189, 44 il., 31 tab.
183. Lankauf K.R., *Recesja lodowców rejonu Kaffiøry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen)*, 2002, s. 222, 54 il., 33 fot., 37 tab., 17 zał.
184. Węclawowicz G. (red.), *Warszawa jako przedmiot badań w geografii społeczno-ekonomicznej*, 2002, s. 278, 31 il., 33 tab.
185. Solon J., *Ocena różnorodności krajobrazu na podstawie kompleksowej analizy struktury przestrzennej roślinności*, 2002, s. 230, 80 il., 26 tab.
186. Soja R., *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*, 2002, s. 130, 24 il., 12 tab.
187. Kulikowski R., *Syntetyczne metody badań produktywności i towarowości rolnictwa*, 2003, s. 152, 42 il.
188. Błażejczyk K., Krawczyk B., Kuchcik M. (red.), *Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych*, 2003, s. 316, 93 il., 37 tab.
189. Kotarba A. (red.), *Holocene and late vistulian paleogeography and paleohydrology*, 2003, s. 298, 94 il., 3 tab., 9 fot.
190. Komorniki T., *Przestrzenne zróżnicowanie międzynarodowych powiązań społeczno-gospodarczych w Polsce*, 2003, s. 256, 90 il., 11 tab., 3 zał.
191. Starkel L., Singh S. (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji Region, India*, 2004, s. 116, 30 il., 16 tab., 12 fot.
192. Błażejczyk K., *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce*, 2004, s. 292, 106 il., 53 tab., 2 zał.
193. Gębica P., *Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej*, 2004, s. 230, 39 il., 4 tab., 8 fot.
194. Lamparski P., *Formy i osady czwartorzędowe w świetle badań georadarowych*, 2004, s. 116, 62 il., 10 tab.
195. Więckowski M., *Przyrodnicze uwarunkowania kształtowania się polsko-słowackich więzi transgranicznych*, 2004, s. 232, 42 il., 39 tab.
196. Śleszyński P., *Kształtowanie się zachodniej części centrum Warszawy*, 2004, s. 332 +1 zał., 72 il., 63 tab.
197. Kotarba A. (red.), *Rola malej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr*, 2004, s. 116, 33 il., 3 tab., 9 fot.
198. Korcelli-Olejniczak E., *Funkcje metropolitalne Berlina i Warszawy w latach 1990–2002. Współzależność pozycji w systemie miast Europy Środkowej*, 2004, s. 226, 11 il., 28 tab.
199. Roo-Zielińska E., *Fitoindykacja jako narzędzie oceny środowiska fizycznogeograficznego. Podstawy teoretyczne i analiza porównawcza stosowanych metod*, 2004, s. 258, 65 il., 67 tab.

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

PRACE GEOGRAFICZNE NR 200

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 200

**RECONSTRUCTION AND PROGNOSIS OF THE NATURAL
ENVIRONMENT'S CHANGES IN GEOGRAPHICAL STUDIES**

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

PRACE GEOGRAFICZNE NR 200

**REKONSTRUKCJA I PROGNOZA
ZMIAN ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO
W BADANIACH GEOGRAFICZNYCH**

pod redakcją Mirosława Błaszkwicza i Piotra Gierszewskiego

Tom dedykowany Profesorowi dr. hab.
Janowi Szupryczyńskiemu



WARSZAWA 2004

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

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

RADA REDAKCYJNA

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

RECENZENCI TOMU:

Zygmunt Babiński, Adam Kotarba, Leszek Starkel

ADRES REDAKCJI:

Dział Wydawnictw IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: e.janko@twarda.pan.pl

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska
Zdjęcie na okładce: Piotr Gierszewski

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2004

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-87954-54-3

Łamanie wykonano w Dziale Wydawnictw IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
Druk: Drukarnia KLIMIUK, ul. Foksal 11, 00-372 Warszawa; e-mail:
drukarnia@klimiuk.com.pl

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

Arkadiusz BARTCZAK – Zmienność opadu i przepływu rzeki nizinnej na przykładzie zlewni Zgłowiączki w wieloletciu 1961–2000	9
Mirosław BŁASZKIEWICZ, Barbara WORONKO, Edwin JASTRZĘBSKI – Rozwój procesów eolicznych w czwartorzędzie na Pojezierzu Starogardzkim zapisany w cechach teksturalnych osadów	27
Anna CEDRO – Wpływ warunków klimatycznych na kształtowanie się przyrostów radialnych cisa pospolitego (<i>Taxus baccata</i> L.) w Rezerwacie Cisy Staropolskie w Wierzchlesie	47
Bernard CEDRO – Rekonstrukcja zmian środowiskowych zapisanych w vistulian- skich i holocenijskich osadach doliny Regi w okolicy Mrzeżyna	59
Piotr GIERSZEWSKI – Zmiany chemizmu wód w profilu podłużnym dolnej Wisły – wpływ zabudowy hydrotechnicznej, prognoza zmian	69
Halina GROBELSKA – Wpływ podpiętrzania wód na rozwój strefy brzegowej jeziór na przykładzie Jeziora Pakoskiego (1975–2003)	101
Jacek KACZMARZYK – Holocenijska paleohydrologia środkowej Wieprzy w świe- tle cech sedimentologicznych osadów korytowych	119
Knut KAISER – Pedogeomorphological transect studies in Tibet: implications for landscape history and present-day dynamics	147
Sławomir KOBOJEK – Rola procesów eolicznych w denudacji obszarów wyżyn- nych Polski w vistulianie	167
Joanna KOŚCIELNIAK – Zmiany funkcjonowania górskich systemów korytowych w wyniku przeprowadzonych regulacji hydrotechnicznych	187
Władysław LANGE, Wojciech MAŚLANKA – Współczesne przemiany wybra- nych jezior Pomorza	209
Tomasz A. LABUZ, Piotr OLECHNOWICZ – Rekonstrukcja rozwoju rzeźby aku- mulacyjnego brzegu wydmowego na podstawie struktur sedimentacyjnych – studium przypadku z Mierzei Bramy Świny	237
Andrzej A. MARSZ – O momencie i procesach prowadzących do końca małej epoki lodowej	249
Zbigniew PODGÓRSKI, Jacek SZMAŃDA – Osady dennie małych zbiorników zaporowych Pojezierza Chełmińskiego na tle osadów wybranych środowisk sedimentacyjnych	265
Andrzej RACHOCKI – Siedemdziesięciolecie „ <i>Doliny dolnej Wisły</i> ”	279
Zbigniew RDZANY – Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia Warty na obszarze Wzniesień Łódzkich i Równiny Piotrkowskiej w świetle analizy osadów	295
Małgorzata ROMAN – Formy reliktowe po wałach lodowo-morenowych łądłodu zlodowacenia Wisły na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej	321
Anna STYSZYŃSKA – O wpływie stanu termicznego Atlantyku Północnego na współczesny bilans niektórych lodowców Spitsbergenu	343
Jacek B. SZMAŃDA – Znaczenie materiału źródłowego i transportu ziaren w aku- mulacji powodziowej – studium przypadku – aluwia pozakorytowe Wisły, Drwęcy i Tażyny	355
Wojciech TYLMANN, Roman GOŁĘBIEWSKI – Rekonstrukcja zmian zanie- czyszczenia jezior Gdańska w ostatnich kilkuset latach	373



Profesor dr hab. Jan Szupryczyński

PRZEDMOWA

W dniach 21–22 października 2004 roku odbyło się w Toruniu Sympozjum naukowe „*Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych*”. Zostało ono zorganizowane przez pracowników Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk w Warszawie i dedykowane prof. dr. hab. Janowi Szupryczyńskiemu w 70-ciolecie Jego urodzin.

Profesor Jan Szupryczyński był kierownikiem Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu IG i PZ PAN w latach 1968–2004. W tym czasie inspirował i uczestniczył w większości przedsięwzięć naukowych Zakładu związanych z następującą problematyką:

- rozwój zlodowaceń plejstocenijskich i współczesnych Spitsbergenu, Islandii oraz wysokich gór – Tien-szanu i Kaukazu; kształtowanie się rzeźby glacialnej, glaciofluwialnej i glacialimnicznej w strefach marginalnych współczesnych lodowców,
- rozwój pradoliny Noteci i sandrów na przedpolu moren czołowych fazy pomorskiej – ewolucji rzeźby sandrowej i dolinnej Wdy,
- kartowania geomorfologiczne i hydrograficzne na młodoglacialnym obszarze Polski,
- wpływ Zbiornika Włocławskiego na środowisko przyrodnicze.

Na dorobek naukowy prof. J. Szupryczyńskiego składa się łącznie 254 pozycji, w tym 70 rozpraw i artykułów (4 pozycje książkowe), 37 notatek naukowych, 15 artykułów popularnonaukowych, 32 recenzji i 100 sprawozdań.

Obok prac naukowych bardzo ważnym nurtem działalności Profesora Jana Szupryczyńskiego jest dydaktyka i bezpośrednia opieka naukowa nad młodymi pracownikami. Profesor wypromował 12 doktorów, z których sześciu uzyskało już stopień doktora habilitowanego, a pięciu z nich jest profesorami kontraktowymi na wyższych uczelniach, zaś jedna osoba profesorem tytularnym.

Sympozjum stało się okazją do naukowego spotkania byłych i obecnych współpracowników, a także szeregu osób zainteresowanych poruszaną problematyką rekonstrukcji i prognozy zmian środowiska przyrodniczego. W obradach naukowych uczestniczyło ponad 100 osób z różnych

ośrodków geograficznych Polski, a także z Niemiec i Austrii. Spośród zgłoszonych 50 referatów część zamieszczono w niniejszym wydaniu Prac Geograficznych.

Oddając ten tom w ręce czytelników serdecznie dziękujemy recenzentom, Profesorom dr. hab. Zygmuntowi Babińskiemu, Adamowi Kotarbie i Leszkowi Starkłowi za cenne uwagi merytoryczne i redakcyjne.

Wyrazy podziękowania należą się również Urzędowi Miasta w Toruniu i Geofizyce Toruń Sp. z o.o. za finansowe wsparcie tego tomu Prac Geograficznych.

Mirosław Błaszkiwicz, Piotr Gierszewski



Fot. 1. Jan Szupryczyński na wspinaczkę w Tatrach, 1956 r. (fot. J. Szczęsny)
Jan Szupryczyński during a climb in the Tatra Mountains, 1956 (phot. J. Szczęsny)



Fot. 2. Jan Szupryczyński z prof. Stanisław Siedleckim przed samopalem
na niedźwiedzie – Spitsbergen, 1959 r. (fot. J.J. Szczepański)
Jan Szupryczyński with prof. Stanisław Siedlecki near a flintstock for bears –
Spitsbergen, 1959 (phot. J.J. Szczepański)



Fot. 3. Jan Szupryczyński z dr. Fritzem Moravetzem – Spitsbergen, lodowiec Hansa, 1956 r. (fot. S. Baranowski)

Jan Szupryczyński with dr Fritz Moravetz – Spitsbergen, Hans Glacier, 1956 (phot. S. Baranowski)



Fot. 4. Jan Szupryczyński w obozie nad Vimsosen. Od lewej – lodowiec Nann, masywy Rundingen i Jens Erikfjellet, 1960 r. (fot. R. Suszczewski)

Jan Szupryczyński in the camp of Vimsosen. On the left – Nann Glacier, massifs of Rundingen and Jens Erikfjellet, 1960 (phot. R. Suszczewski)



Fot. 5. Wyprawa Polskiego Towarzystwa Geograficznego – Islandia, 1968 r. Od prawej – trzeci Jan Szupryczyński, piąty K. Klimek, szósty R. Galon, siódmy S. Kozarski. Od lewej – pierwszy S. Jewtuchowicz, drugi E. Wójcik. The members of the expedition of the Polish Geographical Society to the Iceland in 1968. Third from the right – J. Szupryczyński, fifth – K. Klimek, sixth – R. Galon, seventh – S. Kozarski. From the left – first – S. Jewtuchowicz, second – E. Wójcik.



Fot. 6. Jan Szupryczyński z prof. Alfredem Jahnem – Spitsbergen, fiord Hornsund, 1978 r. (fot. M. Grześ)
 Jan Szupryczyński with prof. Alfred Jahn – Spitsbergen, Hornsund Fjord, 1978 (phot. M. Grześ)



Fot. 7. Jan Szupryczyński – Spitsbergen, fiord Hornsund, 1978 r.
(fot. M. Grześ)

Jan Szupryczyński – Spitsbergen, Hornsund fjord, 1978 (phot. M.Grześ)



Fot. 8. Jan Szupryczyński pod szczytem Kopernika – Spitsbergen,
Ziemia Torella, 1979 r. (fot. B. Rudzki)

Jan Szupryczyński under the peak of Kopernik Mountain, Spitsbergen,
Torell Land, 1979 (phot. B. Rudzki)



Fot. 9. Jan Szupryczyński z prof. Hansem Fisherem – Alpy Tyrolskie, 2004 r. (fot. W. Petrowitz)

Jan Szupryczyński with prof. Hans Fisher – Tirol Alpes, 2004 (phot. W. Petrowitz)



Fot. 10. Jan Szupryczyński – Alpy, Bad Mitterndorf, 2005 r. (fot. M. Szupryczyńska)

Jan Szupryczyński – Alpes, Bad Mitterndorf, 2005 (phot. M. Szupryczyńska)

Arkadiusz Bartczak

ZMIENNOŚĆ OPADU I PRZEPIYWU RZEKI NIZINNEJ NA PRZYKŁADZIE ZLEWNI ZGŁOWIĄCZKI W WIELOLECIU 1961–2000

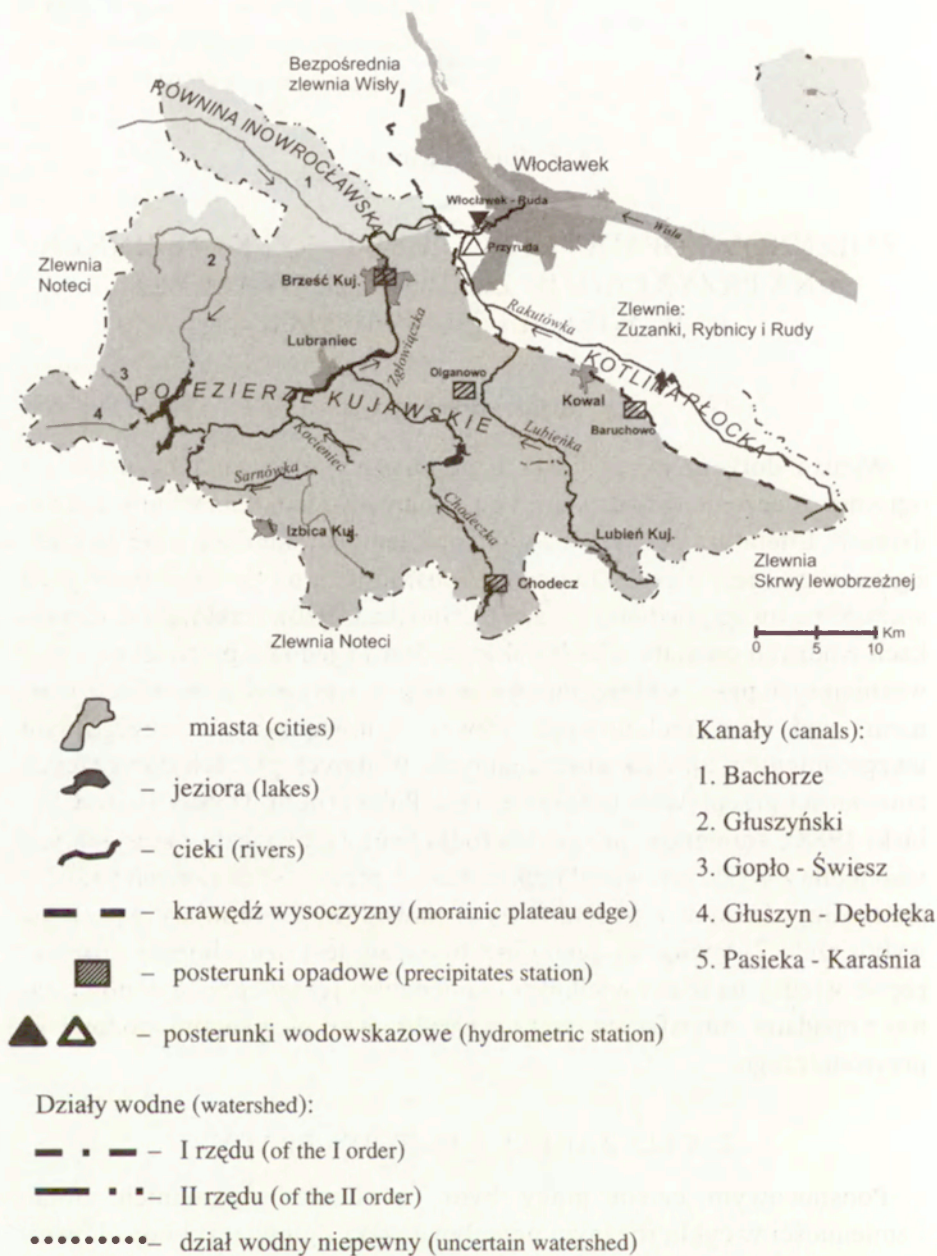
1. WPROWADZENIE

Wiedza dotycząca wielkości i zmienności odpływu rzecznoego ma ogromne znaczenie w hydrologii i gospodarce wodnej oraz w innych dziedzinach. Literatura poświęcona temu problemowi, odnosząca się do rzeki Zgłowiączki, jest niezwykle uboga. Spośród tych nielicznych pozycji na szczególną uwagę zasługuje praca R. Glazika (1970), traktująca o stosunkach wodnych powiatu włocławskiego. Jest to jedna z pierwszych i najważniejszych prac, w której omawiane są problemy związane m.in. z reżimem wód powierzchniowych zlewni Zgłowiączki ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych. W innych pracach dotyczących zmienności przepływów (odpływu) rzek Polski (m.in. Dobija 1986; Choński 1988), zmienność przepływu (odpływu) Zgłowiączki określana jest jako jedna z wyższych wśród rzek badanych przez wymienionych autorów do analizy. Jednym z podstawowych powodów, które miały wpływ na wybór rzeki Zgłowiączki, jako obiektu badań, jest uzupełnienie i rozszerzenie wiedzy na temat wielkości i zmienności jej przepływu w powiązaniu z opadami atmosferycznymi oraz wybranymi elementami środowiska przyrodniczego.

2. CEL, ZAKRES I METODY PRACY

Podstawowym celem pracy było określenie wieloletnich zmian i zmienności w cyklu rocznym przepływu rzeki Zgłowiączki i opadów atmosferycznych w jej zlewni.

Zmienność opadów i odpływu rzecznoego z analizowanej zlewni opracowano na podstawie danych pochodzących z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie. Dane hydrologiczne pochodzą z dwóch posterunków wodowskazowych na rzece Zgłowiączce, tj. Przyruda (za lata 1961–1980) i Włocławek-Ruda (za lata 1981–2000) (ryc. 1).



Ryc. 1. Położenie zlewni Zgłowiączki na tle jednostek hydrograficznych i fizycznogeograficznych oraz rozmieszczenie wybranych posterunków wodowskazowych i opadowych

Location of the Zgłowiączka River basin in geographical and hydrological aspects and distribution of the chosen hydrometric and precipitates stations

Na potrzeby niniejszej pracy średnie miesięczne i roczne wartości przepływów z tych posterunków połączono w jeden ciąg pomiarowy. Różnica w odległości pomiędzy posterunkami wynosi 1,2 km. Rzeka na tym odcinku nie przyjmuje żadnych dopływów, a parametry koryta są podobne. Powierzchnię zlewni dla połączonego posterunku przyjęto taką, jaka została określona przez IMGW dla posterunku Przyruda, tj. 1469 km². Zestawienie danych w jeden ciąg pomiarowy wykonano w celu wydłużenia do 40 lat analizowanego okresu. Dane dotyczące opadów atmosferycznych pochodzą ze stacji: Chodecz, Baruchowo, Brześć Kujawski i Olganowo.

Do oceny wieloletnich zmian średnich rocznych przepływów rzeki Zgłowiączki na tle opadów atmosferycznych zastosowano metodę krzywej kumulacyjnej rocznych współczynników przepływów i opadów. Przy pomocy tej metody można dokładnie wskazać datę zmian wielkości i tendencji opadów lub natężenia przepływu (Gregory 1976). Metoda ta była wykorzystywana m.in. przez A.T. Jankowskiego (1988), R. Glazika (1995a), D. Absalona (1998) w analizach zmian odpływu, wywołanych różnymi czynnikami.

Do określenia zmienności średniego rocznego przepływu oraz rocznych sum opadów w analizowanym wieloleciu zastosowano współczynnik zmienności „Cv”, rozumiany jako iloraz odchylenia standardowego i średniej wartości wieloletniej.

Do określenia zmienności opadów i przepływu dla jednoimiennych (miesięcznych) okresów np. listopadów, grudni, itd. zastosowano model wahań w czasie. Metoda ta została wprowadzona do analizy i opisu zjawisk hydrologicznych przez S. Czaję (1988, 1999). Zaletą tej metody jest możliwość liczbowej i graficznej oceny wielkości wahań sezonowych i przypadkowych na tle tendencji odpływu ze zlewni rzecznej (Czaja 1999).

– Modelem wahań w czasie – zgodnie z definicją M. Sobczyka (2001) – nazywamy konstrukcją teoretyczną opisującą kształtowanie się danego zjawiska jako funkcję zmiennej czasowej, wahań okresowych (periodycznych) i przypadkowych (nieregularnych).

W związku z powyższym analizę zmian wybranych parametrów hydro-meteorologicznych podzielono na trzy etapy prac:

a) Określono tendencję (trend) odpływu i opadów. Do analizy wybrano liniową funkcję trendu. Do obliczenia parametrów funkcji trendu wykorzystano metodę najmniejszych kwadratów, a otrzymane wyniki sprawdzono przy pomocy testu F Fishera-Snedecora na poziomie istotności $\alpha = 0,05$ (Ozga-Zielińska, Brzeziński 1997).

b) Do wyodrębnienia wahań sezonowych przyjęto metodę opartą na średnich jednoimiennych (miesięcznych) okresach. W takim przypadku wskaźniki sezonowości obliczono według wzoru:

$$S_i = \frac{\bar{y}_i \times d}{\sum y_i} \times 100 \quad [\%],$$

gdzie:

S_i – wskaźnik sezonowości dla i -tego podokresu (październików, listopadów, grudni, itd.),

\bar{y}_i – średnia wartość przepływu w badanym jednoimiennym podokresie [$m^3 s^{-1}$],

d – liczba miesięcy w roku

c) Wyodrębniono wahania przypadkowe, które obok czynników głównych i sezonowych wpływają w dużej mierze na charakter odpływu. W modelu wahań w czasie wahania przypadkowe reprezentowane są przez składniki resztowe, które można obliczyć według następującego wzoru:

$$z_i = y_i - \hat{y}_i - g_{ii},$$

gdzie:

z_i – wahania przypadkowe w wartościach bezwzględnych,

\hat{y}_i – wartość przepływu,

y_i – teoretyczna wartość funkcji trendu przepływu w okresie t ,

g_{ii} – bezwzględny poziom wahań sezonowych w i -tym podokresie cyklu.

Analizę warunków infiltracyjnych zlewni Zgłowiączki przeprowadzono na podstawie *Mapy geologicznej Polski* w skali 1 : 200 000. Klasyfikację przepuszczalności utworów powierzchniowych przyjęto zgodnie z kryteriami zawartymi w *Instrukcji opracowania mapy hydrograficznej Polski* w skali 1 : 50 000 (1964). Kryteria te pozwoliły na wyodrębnienie fragmentów zlewni różniących się od siebie warunkami infiltracyjnymi.

3. POŁOŻENIE, OBSZAR I GRANICE

Rzeka Zgłowiączka należy do największych lewobrzeżnych dopływów dolnej Wisły. Całkowita długość rzeki wynosi 79 km, a powierzchnia jej zlewni 1495,6 km². Łączna długość cieków wynosi 367,4 km, z czego na cieki naturalne przypada 297,2 km (80,9%), a na kanały – 70,2 km (19,1%). Gęstość sieci rzecznej wynosi 0,25 km cieku na 1 km² powierzchni. Podstawowy opis stosunków wodnych w zlewni Zgłowiączki został przedstawiony przez R. Glazika (1970).

Zgodnie z podziałem hydrograficznym Polski zlewnia Zgłowiączki ograniczona jest działami wodnymi I rzędu (zachodnia i południowa część zlewni), II rzędu (północno-wschodnia, południowo-wschodnia i wschodnia część) i IV rzędu (północno-wschodnia część zlewni). Przebieg działów wodnych jest na ogół pewny, z wyjątkiem jej części północnej w okolicach dolnego biegu rzeki Zgłowiączki na terenie miasta Włocławka, jak również w części północno-wschodniej.

Zgodnie z podziałem regionalnym Polski w układzie dziesiątym opracowanym przez J. Kondrackiego (1994) analizowana zlewnia jest częścią dwóch makroregionów i trzech mezoregionów. Przeważająca część – 86,9% powierzchni znajduje się na wysoczyźnie morenowej (Równina Inowrocławska i Pojezierze Kujawskie), a 13,1% w części pradolinie (Kotlina Płocka).

Zgodnie z obowiązującym podziałem administracyjnym (z roku 1998) zlewnia Zgłowiączki leży na terenie dwóch województw: kujawsko-pomorskiego i mazowieckiego.

Położenie zlewni na tle jednostek hydrograficznych i fizycznogeograficznych przedstawia rycina 1.

4. CHARAKTERYSTYKA ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO

Zlewnia Zgłowiączki charakteryzuje się zróżnicowaną rzeźbą i budową geologiczną. Największa część zlewni – Równina Inowrocławska i Pojezierze Kujawskie ukształtowane zostały w czasie ostatniego zlodowacenia – vistulianu.

Głównym elementem rzeźby Równiny Inowrocławskiej jest monotonna równina morenowa urozmaicona szerokimi dolinami, rynnami i zagłębieniami wytopiskowymi (Niewiarowski 1983). Równina morenowa w tej części wymienionych obszarów zalega na wysokości 90–95 m n.p.m. i jest zbudowana głównie z gliny zwałowej, niekiedy przykrytej utworami zaistoiskowymi lub piaszczystymi.

Środkowa i południowa część Pojezierza Kujawskiego jest bardziej urozmaicona. Dominującym elementem rzeźby jest wysoczyzna morenowa falista, w której wysokości bezwzględne wzniesień w części środkowej dochodzą do 140 m n.p.m., a dna obniżen przebiegają na poziomie ok. 100–120 m n.p.m. (Dylikowa 1982). W południowej części Pojezierza charakterystycznym elementem rzeźby jest ciąg moren czołowych fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia o wysokościach bezwzględnych dochodzących nawet do 147 m n.p.m. Obok form wypukłych w środkowej

i południowej części Pojezierza rzeźbę terenu urozmaicają formy wklęsłe w postaci rynien glacyfluwialnych i zagłębień wytopiskowych (Dylikowa 1982; Niewiarowski 1983). Rynny te zorientowane są południkowo i wykorzystywane jako doliny rzeczne (doliny rzek: Chodeczki, Lubieńki, Kocięcy i Sarnówki). Rynny na tym obszarze nie przekraczają 1 km szerokości, ciągną się na ogół od kilku do powyżej 20 km i są bardzo głęboko wcięte w otaczającą wysoczyznę (15–20 m). Jedną z lepiej rozpoznanych i opisanych dolin w analizowanym dorzeczu jest dolina Zgłowiączki, której geneza została szczegółowo wyjaśniona przez L. Andrzejewskiego (1984).

Północno-wschodnia część zlewni położona jest w Kotlinie Płockiej, w której występują terasy erozyjne, erozyjno-akumulacyjne i akumulacyjne, rynny subglacialne z zagłębieniami wytopiskowymi oraz pola wydmo-we.

Śród elementów środowiska przyrodniczego – obok opadów atmosferycznych, największy wpływ na zmienność przepływu Zgłowiączki ma budowa geologiczna, a w szczególności litologiczne właściwości utworów powierzchniowych. Decydują one o wielkości infiltracji lub spływu powierzchniowego wód opadowych i roztopowych. Zestawienie obszarów o różnej przepuszczalności zaprezentowano w tabeli 1.

Na podstawie przeprowadzonej analizy można stwierdzić, że zlewnia Zgłowiączki charakteryzuje się słabymi warunkami infiltracyjnymi. Mało przepuszczalne podłoże sprzyja spływowi powierzchniowemu na terenach o większych nachyleniach, natomiast na terenach płaskich woda może stagnować powodując wzrost parowania terenowego. Gлина zwałowa stanowi podłoże, na którym wytworzyły się gleby o szczególnie korzystnych warunkach do rozwoju rolnictwa. Należą do nich tzw. czarne ziemie kujawskie, gleby płowe oraz miejscami brunatne. W celu polepszenia warunków wodno – powietrznych w glebie, a tym samym lepszego wykorzystania naturalnych walorów dla uprawy roślin, wykonano szereg prac melioracyjnych. Polegały one głównie na zdrenowaniu tych terenów powodując szybszy odpływ wody w okresie wiosennych roztopów oraz letnich opadów.

Najlepsze warunki infiltracyjne występują w północno-wschodniej części zlewni Zgłowiączki w Pradolinie Wisły (zlewnia Rakutówki) oraz w źródłiskowych odcinkach rzek Lubieńki i Chodeczki. Następuje tu szczególnie duże zasilanie wód podziemnych wodą pochodzącą z wiosennych roztopów czy letnich deszczów. Woda infiltrująca na tym obszarze zasila prawdopodobnie, w okresach suchych, rzeki głęboko wcięte w ota-

Tabela 1. Przepuszczalność utworów powierzchniowych w zlewni Zgłowiączki
(wg kryteriów *Instrukcji opracowania mapy hydrograficznej Polski*, 1964)

Lp.	Przepuszczalność utworów	Rodzaj utworów	Obszar występowania	Powierzchnia dorzecza	
				km ²	%
1.	duża	– żwiry i utwory żwirowo-piaszczyste, – piaski akumulacji rzecznej i lodowcowej – piaski i żwiry ozów, – piaski, żwiry i głazy moren czołowych	– Kotlina Płocka, – fragmenty den dolin rzecznych i rynien glacialnych	209,5	14,0
2.	średnia	– piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach	– Kotlina Płocka	9,7	0,6
3.	mała	– glina zwałowa, – mułki i piaski jeziorne, – łyły, mułki i piaski kemów	– Równina Inowrocławska, – Pojezierze Kujawskie	1123,4	75,1
4.	praktycznie żadna (okresowo mała)	– łyły i mułki jeziorne, – łyły, mułki i piaski zastoiskowe	– niewielkie fragmenty w różnych częściach zlewni, – obszar miasta Włocławka	20,6	1,4
5.	zróżnicowana	– torfy i gytie, piaski różnoziarniste	– dna dolin rzecznych i rynien glacialnych, – zagłębienia bezodpływowe	132,4	8,8
RAZEM		-	-	1495,6	100

czającą wysoczyznę. Dotyczy to szczególnie następujących rzek: Lubieńki, Chodeczki oraz rzeki Zgłowiączki (na odcinku znajdującym się w części wysoczyznowej).

Warunki odpływu ze zlewni zmieniały się wraz z rozwojem rolnictwa na tym terenie, związanym przede wszystkim ze zmianą struktury użytkowania gruntów. Jak podaje B. Degórska (1996), już od XVIII wieku wschodnia część Kujaw podlegała intensywnemu wylesianiu. Proces ten związany był głównie z przystosowywaniem urodzajnych gleb (brunatnych, płowych, czarnych ziem i rdzawych) zajętych przez las na potrzeby i rozwój rolnictwa. Zmiany powierzchni leśnych były spowodowane prawdopodobnie w dużym stopniu rozwojem przemysłu oraz osadnictwa na tym terenie. Okres najintensywniejszego wylesienia – lata 1830–1930, pokrywa się bowiem z okresem dynamicznego rozwoju przemysłowego i osadniczego miast, a w szczególności miasta Włocławka. Od 1772 do 1970 roku powierzchnia zajęta przez las zmniejszyła się o ok. 45% (tab. 2).

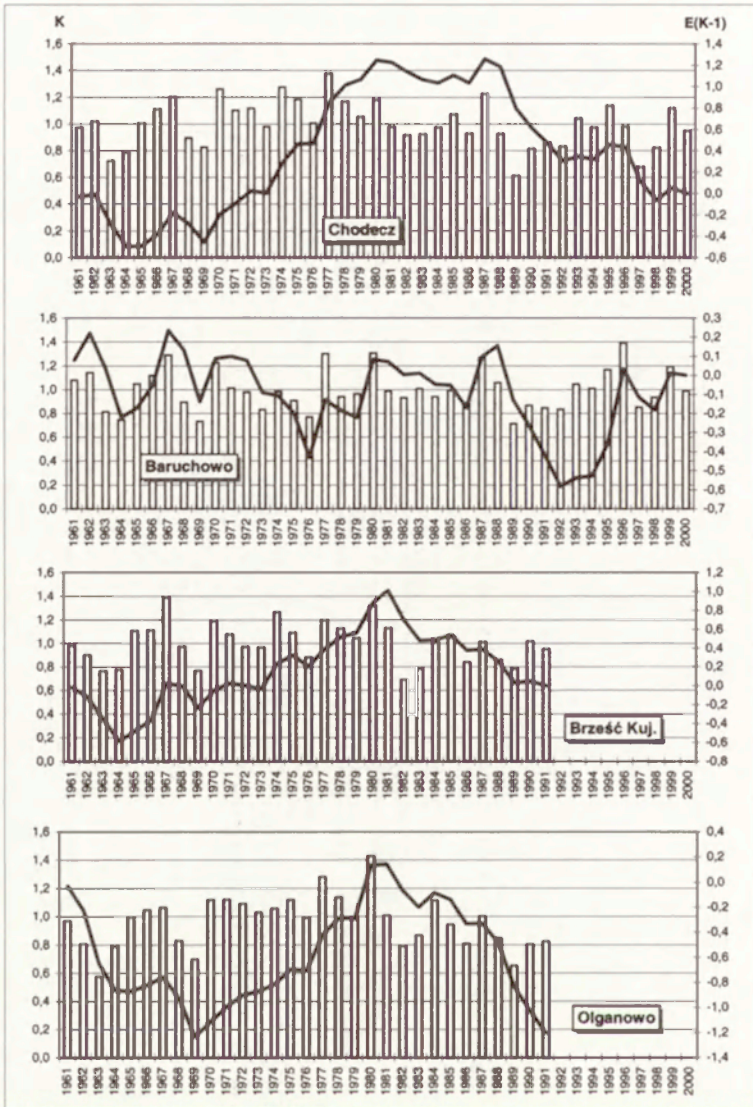
Dominującą formą użytkowania ziemi w dorzeczu są obecnie użytki rolne, które zajmują 1198,0 km², tj. 80,1% powierzchni dorzecza. Z kolei w strukturze użytków rolnych przeważają grunty orne, stanowiące w ogólnej powierzchni dorzecza 73,4% (1097,3 km²) natomiast udział użytków zielonych wynosi 6,7% (100,7 km²). Lasy zajmują jedynie 8,5% powierzchni dorzecza, co z hydrologicznego punktu widzenia jest wielkością niewielką. Pozostałe 11,4 % powierzchni dorzecza to grunty inne, np. tereny komunikacyjne, tereny osiedlowe i nieużytki.

5. WIELOLETNIE ZMIANY OPADÓW I ODPIYU

Analiza przebiegu krzywej skumulowanych różnic współczynników opadów pozwala zauważyć podobieństwa zmian opadów atmosferycznych w rozpatrywanym wieloleciu 1961–2000 na posterunkach w Chodczu, Brześciu Kujawskim i Olganowie (ryc. 2). Wyraźnie zarysowuje się tendencja wzrostowa opadów od roku 1964 – Chodec i Brześć Kujawski. W Olganowie tendencja ta rozpoczyna się od roku 1969. Kulminacja opadów przypada na rok 1980 w Chodczu, 1980–1981 w Olganowie i 1981 w Brześciu Kujawskim. Na posterunkach w Brześciu Kujawskim i Olganowie wyraźnie zaznacza się tendencja spadkowa opadów od roku 1981 do 1991. W przypadku opadów na posterunku w Chodczu, charakterystyczny jest siedmioletni okres od 1980 do 1987 roku, o w miarę stałej, z niewielkimi fluktuacjami tendencji utrzymywania się wysokich opadów. Po roku 1987 zarysowuje się stała tendencja zmniejszania się wielkości

Tabela 2. Zmiany powierzchni lasów we wschodniej części Kujaw w latach 1772–1970 (wg B. Degórskiej, 1996)

	Powierzchnia lasów											
	1772		1830		1890		1930		1950		1970	
	km ²	%	km ²	%	km ²	%	km ²	%	km ²	%	km ²	%
Równina Kujawska	72,6	8,9	71,0	8,7	22,5	2,8	16,3	2,0	14,7	1,8	17,1	2,1
Pojezierze Chodeckie	575,5	51,2	338,3	30,1	94,4	8,4	76,4	6,8	73,1	6,5	104,7	9,3
Kotlina Włocławska	330,0	57,2	331,8	57,5	265,4	46,0	264,8	45,9	275,2	47,7	320,2	55,5
Łącznie	978,1	39,1	741,1	32,1	328,3	19,1	357,5	18,2	363,0	18,7	442,0	22,3



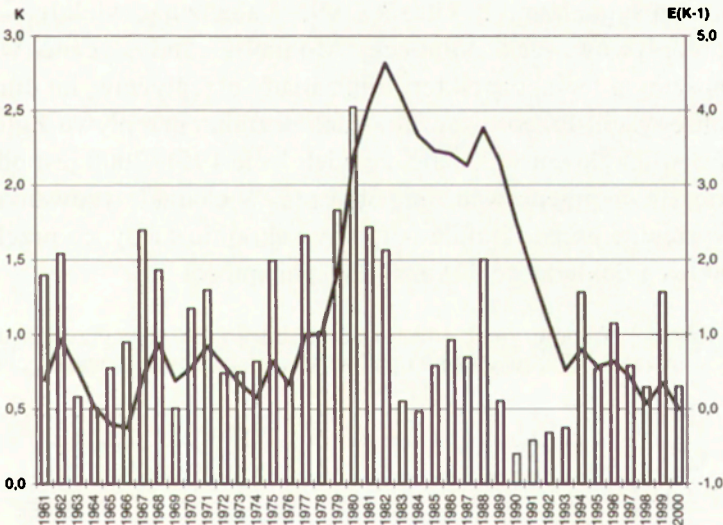
Ryc. 2. Diagramy i krzywe kumulacyjne rocznych współczynników sum opadów (K) w zlewni Zgłowiączki w wieloletniu 1961–2000

Diagrams and cumulative curves of the yearly precipitates coefficients (K) of Zgłowiączka River basin in 1961–2000 period

opadów z niewielką fluktuacją w latach 1993–1996. Nieco odmiennie wygląda przebieg krzywej skumulowanych różnic współczynników opadów na posterunku w Baruchowie w latach 1967–1976. Tendencja opadów w przeciwieństwie do pozostałych analizowanych posterunków jest w tym okresie malejąca. Dopiero po roku 1976 przebieg krzywej zbliża się do tendencji opadów na pozostałych posterunkach. Cechą charakterystyczną w przebiegu krzywej na posterunku w Baruchowie są częste, bardzo wyraźne i gwałtowne jej zmiany.

Na podstawie analizy krzywej skumulowanych różnic współczynnika przepływu (ryc. 3) można wydzielić w całym wieloleciu cztery charakterystyczne okresy:

- 1961–1976 – nie ma wyraźnych tendencji rosnących czy malejących, zaznaczają się jedynie fluktuacje w natężeniu przepływu, natomiast średni roczny odpływ jednostkowy ze zlewni w tym okresie wynosił $2,74 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.
- 1977–1982 – zaznacza się gwałtowna tendencja wzrostowa natężenia przepływu. Należy przypuszczać, że na wzrost opadów na posterunkach w Chodczu i Brześciu Kujawskim, od roku 1964, nałożył się wzrost opadów w Olganowie od roku 1969 oraz na posterunku w Baruchowie od 1976 roku, co doprowadziło do gwałtownej tendencji wzrostowej przepływów Zgłowiączki od roku 1976. Wydaje się, że na wzrost przepływów



Ryc. 3. Diagram i krzywa kumulacyjna rocznego współczynnika przepływu (K) Zgłowiączki w wieloleciu 1961–2000

Diagram and cumulative curve of the yearly discharge coefficient (K) of Zgłowiączka River basin in 1961–2000 period

Zgłowiączki decydujący wpływ miała wielkość opadów na posterunku w Baruchowie. Od 1977 do 1982 roku wielkość średniego natężenie przepływu znacznie przewyższa średnią z wielolecia. Kulminacja średniego natężenia przepływu wystąpiła w roku 1980. Średni roczny odpływ jednostkowy ze zlewni w tym okresie wynosił $4,69 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

– 1983–1993 – następuje tendencja spadkowa do roku 1987, a następnie już kulminacja w roku 1988. Widoczne jest wyraźne nawiązanie natężenia przepływu do tendencji opadów na posterunkach w Chodczu i Baruchowie. Po roku 1988 występuje wyraźna tendencja spadkowa natężenia przepływu, nawiązująca do tendencji spadkowej opadów na posterunku w Baruchowie, Olganowie i Brześciu Kujawskim. Średni roczny odpływ jednostkowy ze zlewni wynosił wtedy $1,68 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

– 1994–2000 – zaznacza się dalszy spadek krzywej (nie jest on tak gwałtowny, jak w okresie poprzednim) i zaznaczają się fluktuacje średniego natężenia przepływu. Przebieg krzywej nawiązuje do stanu z lat 1961–1976. Średni roczny odpływ jednostkowy ze zlewni w tym okresie wynosił $2,69 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

6. WIELOLETNIA ZMIENNOŚĆ ODPLYWU I OPADÓW

Największym problemem dla precyzyjnego określenia zmienności przepływu rzecznego jest dobór reprezentatywnego okresu do analizy. Problem ten sygnalizuje R. Glazik (1995b) analizując wieloletnią zmienność przepływów rzek północnej Mongolii. Statystyczne wskaźniki zmienności tym lepiej charakteryzują zmiany przepływów, im dłuższy jest okres obserwacji. Przeprowadzona analiza zmian przepływu Zgłowiączki i opadów w jej zlewni wskazuje, że wielolecie 1961–2000 jest odpowiednim okresem do przeprowadzenia obliczeń. W charakteryzowanym wieloleciu występuje okres skrajnie wilgotny i skrajnie suchy, co przekłada się na wielkość i dokładność wskaźników zmienności.

Tabela 3. Współczynnik zmienności średniego rocznego przepływu Zgłowiączki i rocznych sum opadów atmosferycznych w wieloleciu 1961–2000

		Średnia	Cv [%]
Q [m ³ s ⁻¹]	Zgłowiączka	3,95	51,18
	Baruchowo	527,80	17,05
P [mm]	Chodecz	560,80	16,89
	Brześć Kuj.*	455,40	17,34
	Olganowo*	539,06	19,11

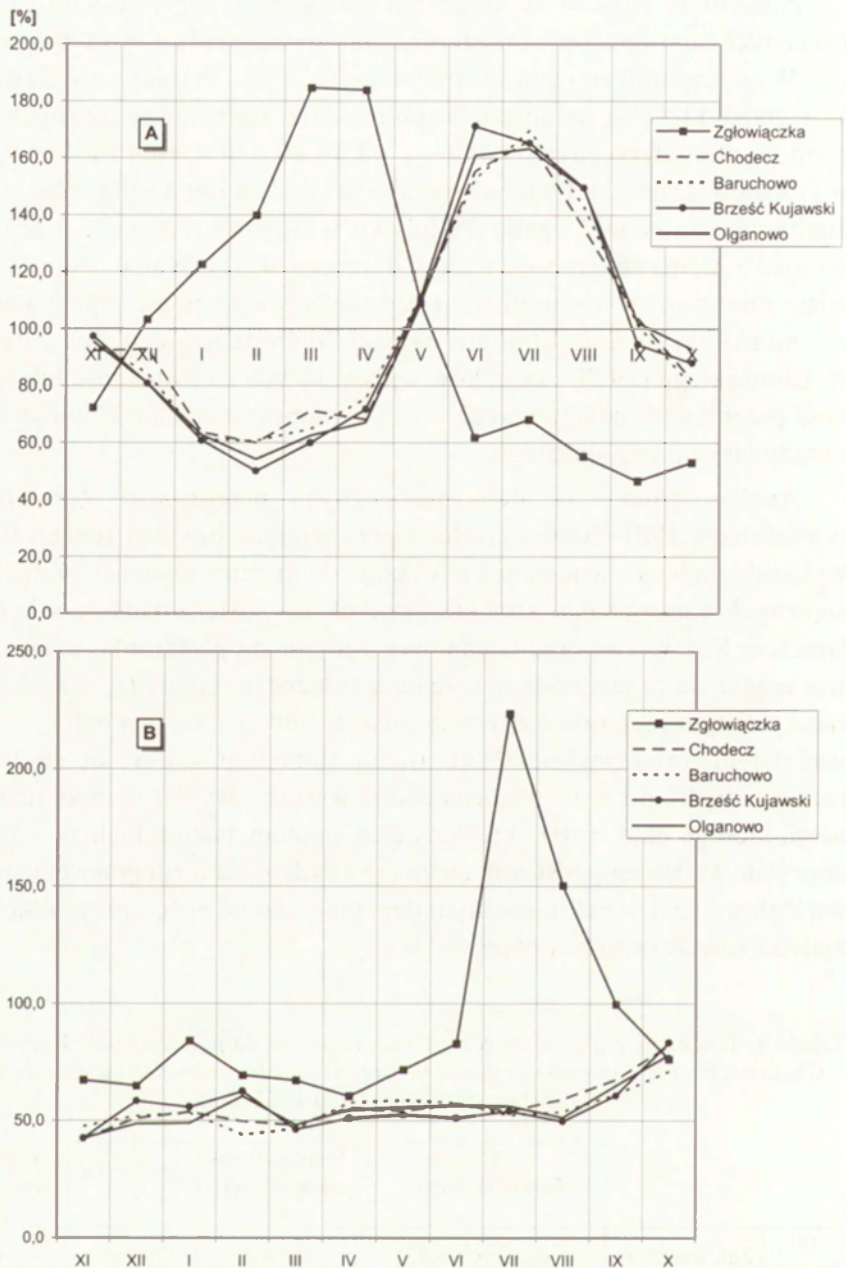
Analizując zmienność średniego rocznego przepływu Zgłowiączki i rocznych sum opadów atmosferycznych widoczna jest duża dysproporcja. Współczynnik zmienności średniego rocznego przepływu Zgłowiączki wynosi 51,18%, natomiast współczynnik zmienności rocznych sum opadów atmosferycznych waha się od 16,89% w Chodczu do 19,11% w Olganowie (tab. 3). Podobne różnice zauważyła również D. Woś (1987) analizując zmienność opadu i odpływu w dorzeczu Warty. Jej zdaniem wysoka zmienność odpływu rzek w dorzeczu Warty (Noteć, Ner i Wełna) zdeterminowana jest warunkami hydrometeorologicznymi oraz czynnikami morfologicznymi, litologicznymi i hydrogeologicznymi. Zdaniem A. Choińskiego (1988) czynników wpływających na zmienność lub stabilność przepływów należy szukać w całym zespole elementów obiegu wody i środowiska przyrodniczego.

Analiza zmian średnich miesięcznych przepływów Zgłowiączki w wieloleciu 1961–2000, określona przy pomocy liniowej funkcji trendu wykazuje malejącą tendencję i nawiązuje do ujemnej tendencji zmian miesięcznych sum opadów atmosferycznych na posterunkach w Chodczu, Brześciu Kujawskim oraz Olganowie. Jedynie na posterunku w Baruchowie tendencja ta jest dodatnia. Jednak zależności pomiędzy wartościami rzeczywistymi, a teoretycznymi w postaci funkcji liniowej należy traktować jedynie orientacyjnie. Prosta trendu słabo dopasowuje się do danych rzeczywistych, o czym świadczą niskie wartości współczynnika determinacji, którego błąd został określony przy pomocy testu F Fishera – Snedecora (tab. 4). Na tej podstawie można stwierdzić, że o zmienności przepływu Zgłowiączki w cyklu rocznym decyduje sezonowość i przypadkowość zjawisk towarzyszących obiegowi wody.

Tabela 4. Tendencje zmian miesięcznych sum opadów na posterunkach: Baruchowo, Chodecz, Brześć Kujawski i Olganowo oraz średnich miesięcznych przepływów Zgłowiączki w wieloleciu 1961–2000

		Równanie trendu	Współczynnik determinacji R^2	Statystyka F	Poziom krytyczny P
Q [$m^3 s^{-1}$]	Zgłowiączka	$y = -0,0036x + 4,831$	0,0162	7,8855	0,1191
	Baruchowo	$y = 0,004x + 43,014$	0,0004	0,1686	0,9971
P [mm]	Chodecz	$y = -0,0099x + 49,123$	0,0019	0,8946	0,6722
	Brześć Kuj.*	$y = -0,0044x + 38,781$	0,0003	0,1224	0,9997
	Olganowo*	$y = 0,0006x + 44,819$	0,000004	0,0014	1,0000

* – dane z lat 1961–1991



Ryc. 4. Wahania sezonowe Si [%] (A) i przypadkowe V [%] (B) średnich miesięcznych przepływów rzeki Zgłowiączki oraz miesięcznych sum opadów atmosferycznych w Chodczu, Baruchowie, Brześciu Kujawskim i Olganowie w latach 1961–2000

Seasonal "Si" [%] (A) and accidental "V" [%] (B) changeability of monthly discharge mean of Zgłowiączka River and monthly precipitates in Chodecz, Baruchowo, Brześć Kuj., Olganowo in 1961–2000 period.

Najwyższe wartości wahań sezonowych, a więc takich, które powtarzają się z roku na rok w tych samych jednostkach kalendarzowych (Sobczyk 2001), przypadają na marzec i kwiecień (ryc. 4A). Przepływ w tych miesiącach jest wyższy od średniej wieloletniej o ok. 84%. Najniższe przepływy sezonowe występują od czerwca do października, z minimum osiąganym we wrześniu, gdzie przepływ może stanowić jedynie 46,5% średniego przepływu z wielolecia. Opady atmosferyczne powyżej średniej występują od maja do września z kulminacją w czerwcu (Brześć Kujawski) i lipcu (Baruchowo, Chodecz, Olganowo). Sezonowość opadów w tym okresie nie przekłada się jednak na wielkość sezonowego przepływu w rzece. Spowodowane jest to wysokim parowaniem, jak również zużyciem wody opadowej przez rośliny, będące wówczas w okresie wegetacji. Sezonowe opady poniżej średniej występują od października do kwietnia z minimum przypadającym w styczniu i lutym. Opady z okresu, kiedy czasowo zalegają na powierzchni w postaci pokrywy śnieżnej, przekładają się na sezonowy wzrost przepływu.

Wahania przypadkowe powodują zaburzenie sezonowego rytmu przepływu i są spowodowane wyjątkowymi warunkami meteorologicznymi, np. bardzo wysokimi opadami atmosferycznymi. Najczęściej mają one charakter ekstremalny. W analizowanym czterdziestolecu najwyższe wahania przypadkowe przepływu występowały w lipcu, gdzie przewyższenie wyniosło 223,5% średniego przepływu dla lipca (ryc. 4B).

7. WNIOSKI

Analiza wieloletnich zmian przepływu Zgłowiączki pozwoliła wyróżnić cztery okresy o różnych tendencjach:

- 1) lata 1961–1976 – brak tendencji przepływu,
- 2) 1977–1982 – gwałtowna tendencja wzrostowa natężenia przepływu,
- 3) 1983–1993 – tendencja spadkowa przepływu,
- 4) 1994–2000 – dalszy spadek przepływu lecz nie tak gwałtowny, jak w okresie poprzednim.

Widoczna jest różnica pomiędzy wielkością współczynników zmienności przepływu i opadów. Dysproporcja taka świadczyć może o znacznym wpływie czynników pośrednich na zmienność przepływu. Do czynników tych zaliczyć należy przede wszystkim słabe warunki infiltracyjne, sposób użytkowania gruntów oraz przeprowadzone prace hydrotechniczne.

Zmienność przepływu i opadów w cyklu rocznym uwarunkowana była głównie czynnikami sezonowymi i przypadkowymi. Świadczy o tym słabe dopasowanie linii trendu do danych rzeczywistych oraz niska wartość współczynnika determinacji.

Analiza sezonowej zmienności przepływu i opadów wskazuje na duże znaczenie opadów z półrocza zimowego (XI–IV) w kształtowaniu się przepływu. Opady poniżej średniej przypadają na okres od października do kwietnia z minimum w styczniu i lutym. Opady z części tego okresu, kiedy czasowo zalegają na powierzchni w postaci pokrywy śnieżnej przekładają się na sezonową wielkość przepływu z kulminacją w marcu i kwietniu.

Opady z półrocza letniego (V–X) nie wpływają w sposób bezpośredni na wielkość sezonowego przepływu w tym samym okresie. Spowodowane jest to najprawdopodobniej wysokim parowaniem oraz „konsumowaniem” wody opadowej przez rośliny znajdujące się w tym czasie w okresie wegetacji. Sezonowy rytm niskich przepływów w półroczu letnim może zostać przerwany wysokimi przepływami. Najczęściej pojawiają się one w lipcu i mają charakter ekstremalny.

Ze względu na wysoki współczynnik zmienności średnich rocznych wartości przepływów, zlewnię Zgłowiączki należy zakwalifikować do zlewni charakteryzujących się dużą aktywnością hydrologiczną.

LITERATURA

- Absalon D., 1998, *Antropogeniczne zmiany odpływu rzecznego w zlewni Rudy*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Andrzejewski L., 1984, *Dolina Zgłowiączki – jej geneza oraz rozwój w późnym glacie i holocenie*, Dokum. Geogr. IG i PZ PAN, 3, ss. 84.
- Choiński A., 1988, *Zróżnicowanie i uwarunkowania zmienności przepływów rzek polskich*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Seria Geografia, 39, Poznań, ss. 99.
- Czaja S., 1988, *Zmiany stosunków wodnych w zlewni Brynicy w wyniku gospodarczej działalności człowieka*, Geographia, Studia et dissertationes, 11, s. 60–93.
- 1999, *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej)*, Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Degórska B., 1996, *Zmiany lesistości wschodniej części Kujaw w ostatnim dwustuleciu jako wynik oddziaływania człowieka na środowisko*, Przegl. Geogr., 68, 1–2, s. 115–136.
- Dobija A., 1986, *Sezonowa zmienność średnich miesięcznych odpływów jednostkowych w Polsce*, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geogr., 64, s. 81–91.

- Dylikowa A., 1982, *Środowisko geograficzne i przyrodnicze*, [w:] *Województwo wrocławskie – Monografia regionalna*, Uniwersytet Łódzki, Urząd Wojewódzki we Wrocławku, Łódź-Wrocław, s. 11–107.
- Glazik R., 1970, *Stosunki wodne powiatu wrocławskiego*, *Przeł. Geogr.*, 42, 4, s. 661–684.
- 1995a, *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie północnej Mongolii*, *Prace Geogr.*, IGiPZ PAN, 164, ss. 190.
 - 1995b, *Wieloletnia zmienność przepływów rzek północnej Mongolii*, *Przeł. Geogr.*, 67, 3–4, s. 301–320.
- Gregory S., 1976, *Metody statystyki w geografii*, PWN, Warszawa.
- Instrukcja opracowania mapy hydrograficznej Polski w skali 1 : 50 000*, 1964, Rajmund Galon, Teodor Naumienko, Mieczysław Klimaszewski (red.), *Dokum. Geogr. IG PAN*, 3, Warszawa, ss. 83.
- Jankowski A.T., 1988, *Wpływ przemysłu i urbanizacji na zmiany odpływu Rawy (próba oceny)*, [w:] I. Dynowska (red.), *Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski*, *Dokum. Geogr. IG i PZ PAN*, 4, s. 51–63.
- Kondracki J., 1994, *Regiony fizycznogeograficzne Polski*, PWN, Warszawa.
- Niewiarowski W., 1983, *Postglacjalne ruchy skorupy ziemskiej na Pojezierzu Kujawskim w świetle badań geomorfologicznych*, *Przeł. Geogr.*, 55, 1, s. 13–31.
- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1997, *Hydrologia stosowana*, PWN, Warszawa.
- Sobczyk M., 2001, *Statystyka*, PWN, Warszawa.
- Woś D., 1987, *Zmienność opadu i odpływu w dorzeczu Warty*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 37, Seria A, *Geografia Fizyczna*, s. 233–243.
- Źródła Kartograficzne:
- Mapa geologiczna Polski (A – mapa utworów powierzchniowych) w skali 1:200 000, 1978, Arkusz Płock, Wyd. Geologiczne.
- Mapa geologiczna Polski (A – mapa utworów powierzchniowych) w skali 1:200 000, 1978, Arkusz Toruń, Wyd. Geologiczne.
- Mapa geologiczna Polski (A – mapa utworów powierzchniowych) w skali 1:200 000, 1978, Arkusz Brodnica, Wyd. Geologiczne.
- Mapa geologiczna Polski (A – mapa utworów powierzchniowych) w skali 1:200 000, 1980, Arkusz Konin, Wyd. Geologiczne.

CHANGEABILITY OF PRECIPITATES AND DISCHARGE OF LOWLAND RIVER FOR EXAMPLE OF ZGŁOWIĄCZKA RIVER BASIN IN 1961–2000 PERIOD

Summary

The main purpose of the project was the qualification of many years' changes and variations in an annual period of the Zgłowiączka river discharge and precipitates in the catchment area.

For the qualification of many years' changes of discharge and precipitates were used the cumulative curves of the yearly discharge coefficients and sums of precipitates.

The variation of these processes was characterized by the changeability coefficients (C_v). In the project was also used one of the statistics method called – the model of fluctuations in time. The method enables to qualify, at the same time: up trend, seasonal fluctuations and accidental fluctuations of the river discharge and precipitates.

The analysis of many years' changes of the Zgłowiączka river discharge enabled to distinguish four periods, characterized by different tendencies: 1) 1961–1976 – lack of clearly appeared discharge tendencies, 2) 1977–1982 years, when appeared sudden and distinct up trend tendency of the river discharge, 3) 1983–1993 – period in which appeared downtrend tendency of discharge, 4) 1994–2000 – when can be observed further downtrend tendency, but not as vehement as it was earlier.

There is an apparent difference between discharge coefficient and precipitates. The mean yearly changeability coefficient of the Zgłowiączka river discharge amounts 51,18%, but the yearly changeability coefficient of precipitates fluctuates between 16,89% in Chodecz, and 19,11% in Olganowo. Such disproportion can testify, that there is an influence of indirect coefficients on discharge changeability.

The quantity of discharge and precipitates in the analyzed period was mainly conditioned by seasonal and accidental coefficients. It is testified by adapted the line of trend to a real informations and a true value of the coefficient of determination.

The analysis of the seasonal discharge and precipitates changeability shows that there is a great influence of precipitation in the winter half-year (XI–IV) on discharge trend. The sum of precipitates below the mean exists in the period from October to April with the minimum falls in January to February. Precipitates from a part of this period, when they temporarily exist on the surface as a snow cover, become a seasonal rate of discharge with the culmination in March and April.

Precipitates in the summer half year (V–X) don't have such significant influence on the seasonal rate of discharge in this period. It is probably caused by evaporating process, but also by the absorption of water resources by vegetative plants.

Seasonal trend of low discharges in the summer half-year (V–X) can be stopped by high discharges that appear in July and have an extreme character.

Adres autora:

*Arkadiusz Bartczak
Włocławskie Towarzystwo Naukowe
Plac Wolności 20, 87–800 Włocławek*

E-mail: arekbartczak@poczta.onet.pl

Mirosław Błaszkiwicz, Barbara Woronko, Edwin Jastrzębski

ROZWÓJ PROCESÓW EOLICZNYCH W CZWARTORZĘDZIE NA POJEZIERZU STAROGARDZKIM ZAPISANY W CECHACH TEKSTURALNYCH OSADÓW

1. WSTĘP

Rozwój procesów eolicznych jest zależny od wielu czynników, między innymi od stopnia pokrycia roślinnością (Tengberg, Chen 1998), siły wiatru (Allen 2000), jak również charakteru osadu, który może być włączony do transportu eolicznego. W plejstocenie dogodne warunki do rozwoju procesów eolicznych istniały na obszarze dzisiejszych pustyń, które w okresie maksimum rozprzestrzenienia lądolodów miały większy zasięg, niż ma to miejsce dzisiaj (Gardner, Scoging 1983). Intensywny transport eoliczny zachodził również w warunkach klimatu peryglacjalnego, na odsłoniętych powierzchniach sandrowych położonych na przedpolu lądolodów, zarówno w okresach ich rozprzestrzeniania się, jak i zaniku (Goździk 1995a, b, c, d; Vandenberghe, Ming-Wo 2002).

W Polsce o intensywnym rozwoju procesów eolicznych w okresie innym, niż schyłek vistulianu (Pernarowski 1962; Dylikowa 1968; Nowaczyk 1986; Dzierwa, Mycielska-Dowgiałło 2003), po raz pierwszy niezależnie napisali E. Mycielska-Dowgiałło (1978) oraz J. Goździk (1980a, b). Prowadzone badania w Kotlinie Sandomierskiej (Mycielska-Dowgiałło 1978) oraz w Kopalni Węgla Kamiennego w Bełchatowie (Goździk 1980a, b) wykazały, że w osadach różnej genezy, akumulowanych w okresie bezpośrednio poprzedzającym nasunięcie lądolodu środkowopolskiego, występuje bardzo wysoki udział ziarn okrągłych matowych, których powierzchnia była kształtowana w środowisku eolicznym. Dla określenia zawansowania rozwoju procesów eolicznych E. Mycielska-Dowgiałło (1993) wprowadza termin „*stopień eolizacji osadów*”, który wyrażony jest udziałem ziarn kwarcowych genezy eolicznej w osadach o innej genezie. Późniejsze badania potwierdziły i uszczegółowiły wcześniej uzyskane wyniki. Stwierdzono, że największa intensywność procesów eolicznych na terenie Polski miała miejsce w okresie bezpośrednio poprzedzającym nasunięcie lądolodu Odry

(Kotarbiński i in. 2000; Brud i in. 2001; Mycielska-Dowgiałło, Woronko 2001, 2004a, b; Pochocka-Szwarc i in. 2001; Woronko 2001a). Przy czym zarówno ich intensywność, jak i długość działania zmieniała się z północy ku południowi oraz ze wschodu na zachód Polski (Mycielska-Dowgiałło, Woronko 2001, 2004a, b). Wiązało się to przede wszystkim ze zróżnicowanym czasem pokrycia poszczególnych obszarów przez lądolód i ich wystawienia na działalność procesów eolicznych w warunkach peryglacjalnych, z wieloletnią zmarzliną w podłożu i bardzo skąpą roślinnością (Zieliński, Goździk 2001; Mycielska-Dowgiałło, Woronko 2004b).

2. METODY BADAŃ

Podstawowym materiałem wykorzystanym do analiz były osady z dwóch wierceń kartograficznych, zwanych dalej otworami Pałubinek i Sucumin (ryc. 1), wykonanych w trakcie realizacji arkusza Zblewo *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1 : 50 000 (Błaszkiwicz 2003). W celu scharakteryzowania osadów czwartorzędowych pobrane zostały próbki ze wszystkich wyróżnionych serii osadowych. Osady zostały poddane analizie obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej (0,8–1,0 mm) według A. Cailleux (1942) w modyfikacji J. Goździka (1980b, 1995a) oraz E. Mycielskiej-Dowgiałło i B. Woronko (1998) (72 próbki z Sucumina i 50 dla Pałubinka). Analiza ta łączy stopień obtoczenia ziarn wg skali W.C. Krumbeina (1941) oraz charakter ich powierzchni. Na tej podstawie wyróżnia się siedem typów powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej:

- NU – ziarna świeże, bez śladów obróbki, o stopniu obtoczenia 0,1–0,2 wg skali Krumbeina (1941);

- RM – ziarna okrągłe matowe (0,7–0,9), reprezentujące środowisko eoliczne. Wysoki stopień obtoczenia powierzchni świadczy o długotrwałym modelowaniu powierzchni ziarn;

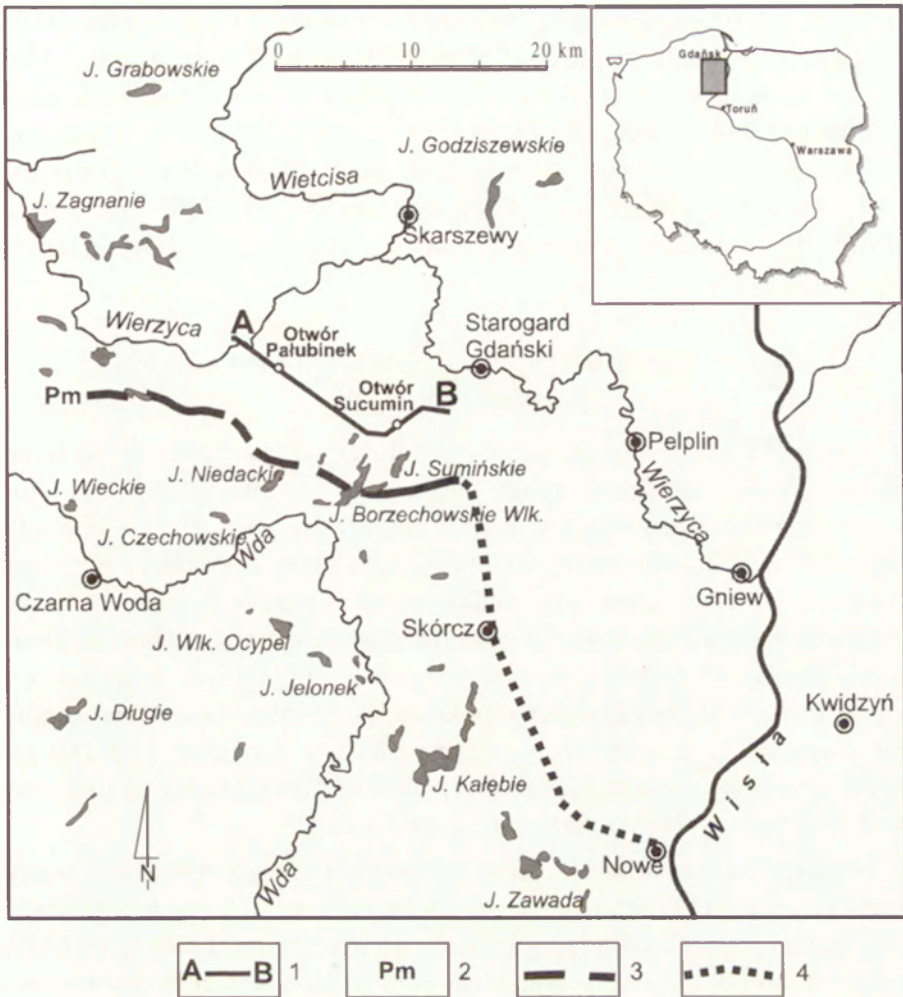
- EL – ziarna okrągłe błyszczące (0,7–0,9), pochodzące ze środowiska wysokoenergetycznego plażowego;

- EM/RM – ziarna o zmatowionych krawędziach i narożach oraz pośrednim stopniu obtoczenia (0,3–0,6). Ich powierzchnia była kształtowana przez relatywnie krótki czas w środowisku eolicznym;

- EM/EL – ziarna błyszczące, o pośrednim stopniu obtoczenia (0,3–0,6). Reprezentują środowisko wysokoenergetyczne plażowe;

- INNE – ziarna o różnym stopniu obtoczenia, których powierzchnia była kształtowana przez intensywne wietrzenie chemiczne i mechaniczne;

- C – pęknięte, w których ubytek powierzchni wynosi co najmniej 30% (Goździk 1995a).



Ryc. 1. Położenie obszaru badań. 1 – lokalizacja przekroju geologicznego; 2 – faza pomorska; 3 – przebieg fazy pomorskiej (według M. Błaszkiwicza 2003); 4 – przebieg fazy pomorskiej w zachodnim skrzydle lobu Wisły (według L. Roszko 1968).

Localisation of research area. 1 – localisation of the geological section; 2 – the Pomorska phase; 3 – limit of Pomorska Phase, 4 – limit of Pomorska Phase in western part of the Wisła lobe according to Roszko 1968.

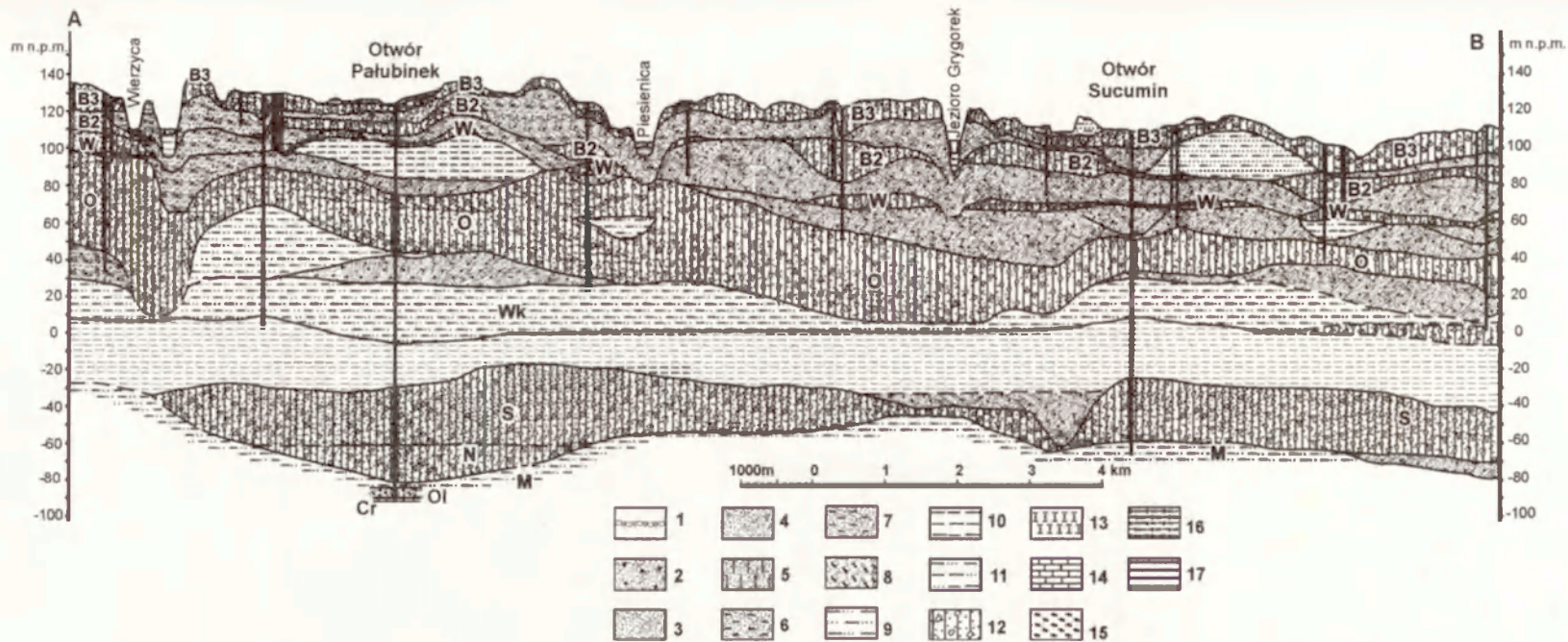
Ponadto dla tych samych próbek została przeprowadzona analiza obto-czenia ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej na graniformametrze spychaczowym B. Krygowskiego (1964). Uzyskane wyniki były podstawą do wyliczenia udziału procentowego ziarn, które stoczyły się przy nachyleniu płytki graniformametriu 8° (grupa γ). Według J. Goździka (2001a, b) ziarna te reprezentują środowisko eoliczne. Równocześnie została wykonana analiza zawartości kwarcu w osadzie, która pośrednio może być mia-

rażą długości trwania procesów eolicznych (Mycielska-Dowgiałło 2001; Mycielska-Dowgiałło, Woronko 2004a, b; Woronko 2001b; Dzierwa, Mycielska-Dowgiałło 2003). Ponadto dla wybranych serii została wykonana analiza minerałów ciężkich (frakcji 0,1–0,2 mm) (25 próbek z Sucumina i 12 z Pałubinka) oraz analiza uziarnienia osadów (20 próbek z Sucumina i 10 z Pałubinka). W profilu zostały opróbowane jedynie nie zaburzone fragmenty rdzenia, a pominięto osady uzyskane z próby okrucowej z płuczki.

3. GŁÓWNE JEDNOSTKI LITOSTRATYGRAFICZNE CZWARTORZĘDU

Pojezierze Starogardzkie, prawie w całości, jest położone na zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu Wisły fazy pomorskiej (ryc. 1). Powierzchnię podczwartorzędową na tym obszarze tworzą najczęściej osady mioceńskie, wykształcone w postaci węglistych ilów i mułków, z przewarstwieniami brunatnych piasków mułkowatych i mułków piaszczystych. We wschodniej części Pojezierza Starogardzkiego na tej powierzchni odsłaniają się oligoceńskie piaski glaukonitowe, a w rejonie Gniewu także utwory górnej kredy. Cały badany obszar pokryty jest grubym płaszczem osadów czwartorzędowych o średnich miąższościach w granicach 150–180 m. W niektórych sytuacjach, jak np. w rejonie Pałubinka, miąższość czwartorzędu znacznie przekracza 200 m (Błaszkiwicz 2003).

Najstarszymi utworami czwartorzędowymi na obszarze badań są osady zlodowaceń południowopolskich, wśród których wyróżniono trzy pokłady glin morenowych, związanych kolejno z transgresjami lądolodów Nidy, Sanu i Wilgi (ryc. 2). Szczególnie istotny z punktu widzenia rzeźbotwórczej roli był lądolód Sanu. Pozostawił on po sobie nie tylko prawie ciągłą warstwę gliny morenowej, ale także ponad trzydziestometrową serię osadów zastoiskowych. W obydwu wierceniach kartograficznych (Pałubinek i Sucumin) pomiędzy osadami genezy zastoiskowej, a niżej leżącymi glinami zwałowymi, stwierdzono obecność, około metrowej miąższości, warstwy inicjalnych osadów zastoiskowych z pojedynczymi głazikami pochodzącymi z wytapiania gór lodowych, pływających po zbiorniku. Środowiskiem sedymentacyjnym dla tych osadów było rozległe jezioro proglacjalne, początkowo o marginalnym charakterze, z bezpośrednim sąsiedztwem krawędzi aktywnego lądolodu. Morfologicznym efektem sedymentacji zastoiskowej było prawie całkowite wyrównanie powierzchni terenu ukształtowanej w czasie recesji lądolodu Sanu. Można sądzić, iż to jezioro zastoiskowe miało regionalny zasięg. Osady zastoiskowe, o zbli-



Ryc. 2. Przekrój geologiczny A – B (według M. Błaszkwicz 2003). 1 – bruk; 2 – żwiry i piaski; 3 – piaski; 4 – piaski żwirowate; 5 – piaski, żwiry i głązy; 6 – piaski pyłowate; 7 – piaski ilaste; 8 – piaski glaukonitowe; 9 – mułki piaszczyste; 10 – mułki ilaste; 11 – mułki, ility i piaski; 12 – gliny zwałowe; 13 – kreda jeziorna; 14 – margle; 15 – torfy; 16 – gytie; 17 – namuły; Cr – kreda; Ol – oligocen; M – miocen; N – zlodowaczenie Nidy; S – zlodowaczenie Sanu; G – zlodowaczenie Wilgi; Wk – interglacjał wielki; O – zlodowaczenie Odry; W – zlodowaczenie Warty; B2 – stadiál Świecia zlodowaczenia Wisły; B3 stadiál górny zlodowaczenia Wisły.

The geological section A–B (according to Błaszkwicz 2003). 1 – lag; 2 – gravels and sands; 3 – sands; 4 – gravelly sands; 5 – sands, gravels, boulders; 6 – silty sands; 7 – clayey sands; 8 – glauconite sands; 9 – sandy silts; 10 – clayey silts; 11 – silts, clay, sands; 12 – boulder clay; 13 – lacustrine chalk; 14 – marl; 15 – peat; 16 – gythia; 17 – mud; Cr – Cretaceous; Ol – Oligocene; M – Miocene; N – Nida Glaciation; S – San Glaciation; G – Wilga Glaciation; Wk – Great Interglacial; O – Odra Glaciation; W – Warta Glaciation; B2 – Świecie Stadial of Wisła Glaciation; B3 – Upper Stadial of Wisła Glaciation.

zonym wykształceniu litofacjalnym, dużych miąższościach oraz podobnej pozycji hipsometrycznej występują również na wschód od Starogardu Gdańskiego oraz w rejonie Skórcza, jednakże tam zostały one stratygraficznie powiązane z interstadią pilickim (Listkowska 1985; Rabek 1987).

Całość osadów zlodowaceń południowopolskich pokryta jest piaskami i mułkami rzeczno-jeziornymi interglacjału mazowieckiego, o miąższościach dochodzących do 30 m. Ich sposób wykształcenia, a przede wszystkim wyniki analizy charakteru powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej, wskazują na przechodzenie akumulacji fluwialnej w fluwioperylacjalną wraz z postępującą transgresją lądolodu Odry. Zlodowacenia środkowopolskie pozostawiły po sobie dwa pokłady glin zwałowych: odrzański i warciański, oddzielone od siebie osadami fluwioglacjalnymi i limnoglacjalnymi. Wśród tych ostatnich warto zwrócić uwagę na siedemnastometrową serię zastoiskową, przewierconą w otworze kartograficznym Pałubinek (ryc. 2), złożoną z laminowanych, brązowo-szarych mułków ilasto-piaszczystych. W części centralno-spagowej serii, w obrębie osadów laminowanych, występują także partie mułków masywnych. Cała seria zastoiskowa przechodzi sedymentacyjnie w wyżej leżącą w profilu glinę zwałową zlodowacenia Warty. Wykształcenie litofacjalne tych osadów oraz pozycja w profilu wskazują na ich akumulację w transgresywnym jeziorze marginalnym, przekroczonym następnie przez lądolód warciański.

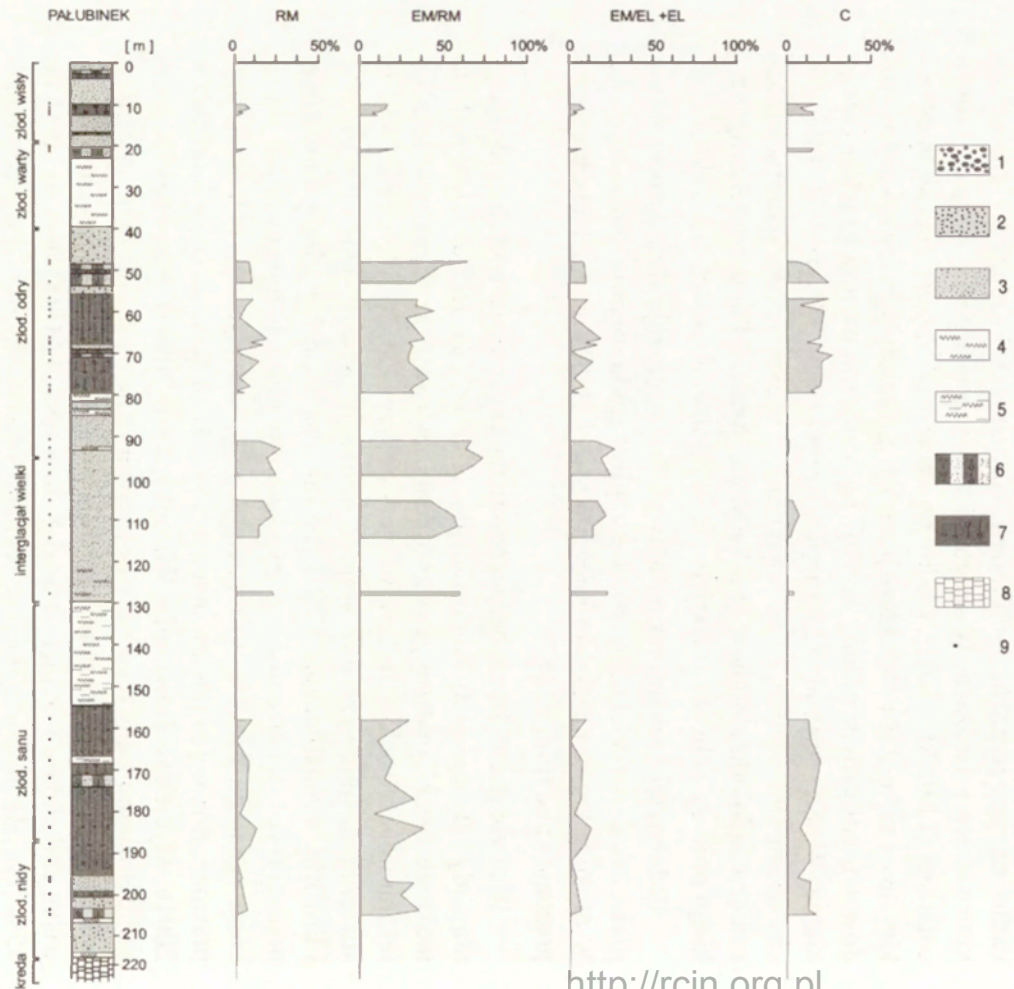
Najmłodszą jednostkę stratygraficzną, w randze piętra, tworzą osady zlodowacenia Wisły. Średnia miąższość osadów tego zlodowacenia waha się od 20 do 30 m i tylko w nielicznych przypadkach odbiega od tych wartości. W obrębie osadów zlodowacenia Wisły występują dwa poziomy glin zwałowych odpowiadające stadiąlowi środkowemu (stadiął Świecia – glina B3 – wg A. Makowskiej 1979, 1986) i górnemu (stadiął leszczyńsko-poznański – glina B4). Lokalnie gliny zwałowe tych stadiął nie są rozdzielone i tworzą jeden kompleks gliński. Zasadnicze rysy rzeźby na analizowanym obszarze ukształtowały się w wyniku transgresji i recesji lądolodu stadiąłu górnego. W fazie anaglacjalnej tego stadiąłu akumulowane były piaski i żwiry wodnolodowcowe, osady zastoisk transgresywnych oraz kompleks brązowych glin zwałowych o miąższościach dochodzących do 20 m. Z kolei w trakcie recesji lądolodu tworzyły się osady sandrów, kemów, ozów, pokryw ablacyjnych i najmłodszych zastoisk.

4. STOPIEŃ EOLIZACJI OSADÓW POSZCZEGÓLNYCH JEDNOSTEK LITOSTRATYGRAFICZNYCH

W wierceniu Pałubinek najstarsza, czwartorzędowa seria piaszczysta (złodowacenie Nidy) charakteryzuje się bardzo wysokim udziałem ziarn błyszczących (EL, EM/EL), dochodzącym do 63% (ryc. 3). Ich powierzchnia była kształtowana w wysokoenergetycznym środowisku plażowym. Wzbogacenie osadu w tego typu ziarna to wynik egzaracji osadów trzeciorzędowych, stanowiących podłoże, po którym poruszał się łądolód. Ponadto osady te charakteryzuje wysoka (13–17%) zawartość ziarn pękniętych (C). Spąg nawierconych osadów zawiera bardzo mało ziarn, których obróbka następowała w środowisku eolicznym (EM/RM – 17%). Ponadto na powierzchni tych ziarn korazja jest widoczna jedynie na krawędziach i narożach. W spągu tej serii wzrasta udział ziarn o obróbce eolicznej (EM/RM – 36%). Godny uwagi jest fakt pojawienia się niewielkiej ilości ziarn RM (7%), które przez długi czas były przewiewane w środowisku eolicznym i ślady korazji są widoczne na powierzchni całego ziarna. W całej serii udział kwarcu nie przekracza 70% (ryc. 3). Takie cechy teksturalne osadów świadczą o tym, że w okresie poprzedzającym nansunięcie łądolodu złodowacenia Nidy, na obszarze Pojezierza Starogardzkiego procesy eoliczne rozwijały się w bardzo ograniczonym zakresie.

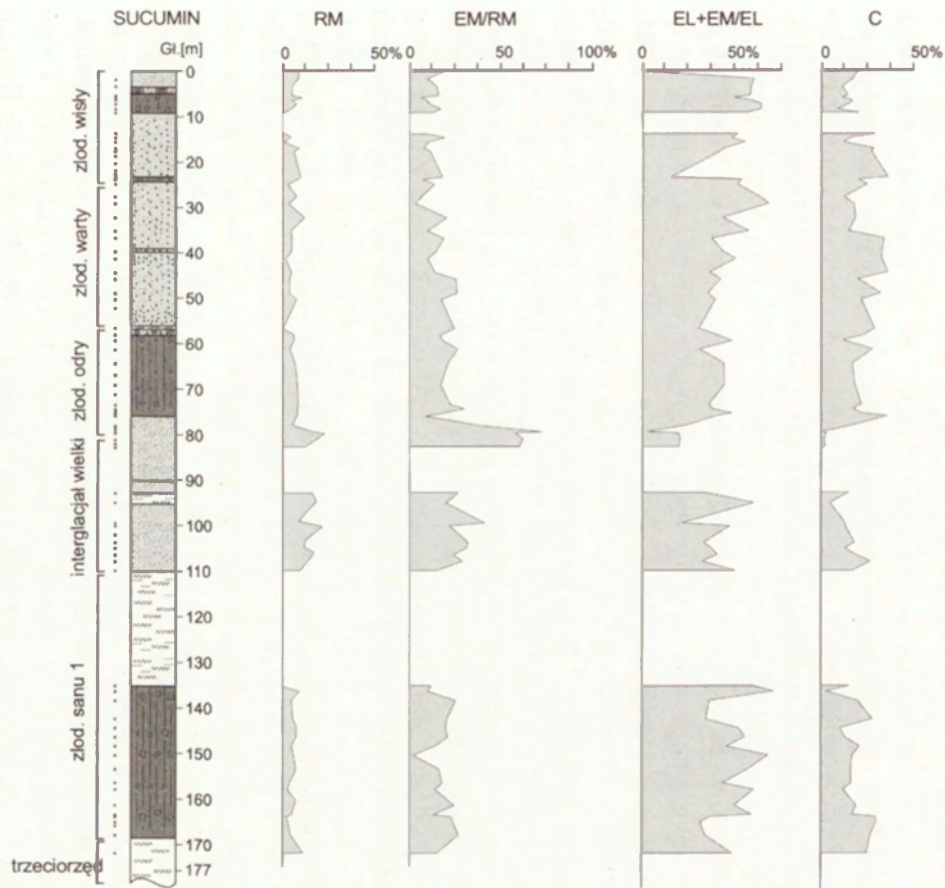
Podobnymi cechami teksturalnymi charakteryzują się w stropie osady piaszczyste rozdzielające poziomy glin złodowacenia Nidy (ryc. 3). W otworze kartograficznym Sucumin osady złodowacenia Nidy nie są reprezentowane (ryc. 2, 4).

W otworze Pałubinek bezpośrednio na glinach zwałowych złodowacenia Nidy zalegają gliny złodowacenia Sanu (ryc. 3). Ich rozdzielenie było możliwe dzięki analizie petrograficznej żwirów oraz różnicy w cechach teksturalnych osadów frakcji piaszczystej (ryc. 3). Na głębokości 184 m stwierdzono podwyższony stopień eolizacji osadów. Udział ziarn RM i EM/RM wynosi łącznie 52% i jest on wyższy, niż w glinie morenowej poniżej (ryc. 3). Obecność tego typu ziarn w glinie lodowcowej jest wynikiem egzaracji osadów wzbogaconych w ziarna genezy eolicznej, najprawdopodobniej przewiewanych w warunkach peryglacialnych (Goździk 2001b; Mycielska-Dowgiałło, Woronko 2001, 2004a). Natomiast w wierceniu Sucumin gliny tego wieku charakteryzuje bardzo duża homogeniczność, wyrażona równomiernym rozkładem ziarn kształtowanych w środowisku eolicznym. Przeciętnie udział ziarn RM i EM/RM wynosi od 15 do 35% (ryc. 4). Różnice między cechami teksturalnymi gliny lodowcowej w obu analizowanych wierceniach mogą jedynie potwierdzać tezę, że wa-



Ryc. 3. Wyniki badań wybranych cech teksturalnych osadów w profilu Pałubinek. 1 – bruk; 2 – piasek gruboziarnisty ze żwirem; 3 – piasek drobnoziarnisty; 4 – mułki; 5 – mułek ilasty; 6 – piasek gliniasty; 7 – glina zwałowa; 8 – kreda; 9 – miejsca poboru próbek.

Results of analysis of selected textural features of mineral sediments in the Pałubinek borehole log. 1 – variably grained sand; 2 – fine sand; 3 – silty sand; 4 – silt; 5 – clayey silt; 6 – loamy sand; 7 – boulder clay; 8 – chalk; 9 – sampling point



Ryc. 4. Wyniki badań wybranych cech teksturalnych osadów w profilu Sucumin. Objaśnienia jak na ryc. 3.

Results of analysis of selected textural features of mineral sediments in the Sucumin borehole log (descriptions in fig. 3).

runki sprzyjające egzaracji lodowcowej i rozwojowi procesów eolicznych nie wszędzie są jednakowe (Piotrowski i in. 2001). Z drugiej strony podwyższony procent ziarn o obróbce eolicznej w spągu gliny zlodowacenia Sanu w wierceniach Pałubinek, pośrednio świadczy o tym, że w okresie rozdzielającym zlodowacenie Nidy od Sanu, istniały sprzyjające warunki dla rozwoju procesów eolicznych na tym terenie. Jednocześnie można wnioskować, że okres, w którym wiatr był ważnym czynnikiem modelującym powierzchnię ziarn kvarcowych, nie trwał długo, bowiem jedynie 13% z nich, to ziarna typu RM. Prawdopodobnie miało to miejsce w okresie bezpośrednio poprzedzającym nasunięcie łądolodu Sanu.

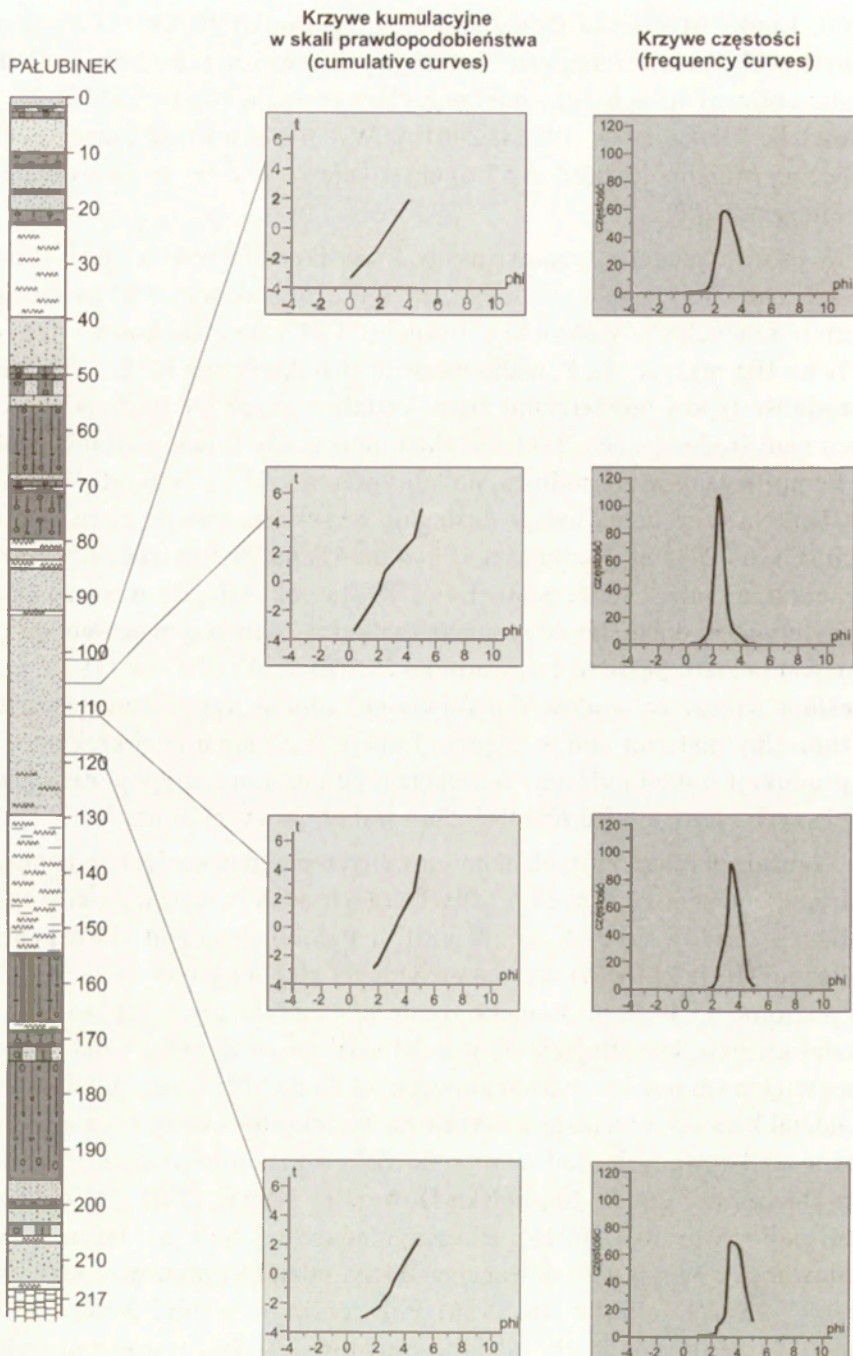
Kolejna nawiercona seria (gł. 154,1–129,7 m) jest reprezentowana, w obu analizowanych otworach, przez zastoiskowe osady mułkowo-ilaste (ryc. 2, 3, 4). Ich drobnoziarnisty charakter (zbyt mała ilość ziarn frakcji 0,8–1,0 mm i 0,5–0,8 mm) uniemożliwiła przeprowadzenie, uwzględnionych w opracowaniu, analiz.

Osady interglacjału wielkiego (gł. 129,7–96 m w otworze Pałubinek i 110,5–80 m w Sucuminie) zaklasyfikowane zostały jako rzeczno-jeziorne (Błaszkiwicz 2003). W otworze Pałubinek charakteryzuje je bardzo wysoki udział ziarn genezy eolicznej (ryc. 3). Ziarna RM stanowią 23%, natomiast udział ziarn typu EM/RM wynosi 60%. Wysoki stopień eolizacji osadów nie jest wyrażony podwyższonym udziałem kwarcu (69%), co powinno charakteryzować osady podlegające wielokrotnej redepozycji (Mycielska-Dowgiałło 1995, 2001; Mycielska-Dowgiałło i in. 2001, 2004a). Wykonane analizy uziarnienia dla tych osadów pokazują, że średnia średnica ziarn M_z waha się od 3,61 phi do 2,23 phi. Są one średnio wysortowane (od 0,66 do 0,48). W spągu charakteryzuje je ujemna skłonność, natomiast w stropie dodatnia. Przebieg krzywej kumulacyjnej stromo nachylonej reprezentuje, prawie we wszystkich przypadkach, jeden człon odpowiadający saltacji (ryc. 5). Taki układ krzywej kumulacyjnej jest charakterystyczny dla osadów eolicznych długotrwale przewiewanych (Racinowski i in. 2001). Natomiast obecność rozproszonej materii w osadzie świadczy o tym, że są to osady aluwialne. Według P.L. Gibbarda i J.Lewina (2002) pojawia się ona w osadach rzecznych w okresie od 1/3 do 2/3 trwania interglacjału. Najprawdopodobniej mamy do czynienia z osadem, który został uformowany przez procesy eoliczne, a który następnie w wyniku erozji bocznej rzeki włączony został do aluwioów. Transport tych osadów w rzece odbywał się na małym dystansie i w krótkim czasie, co nie pozwoliło na wykształcenie się w ich obrębie typowych, teksturalnych cech osadów aluwialnych. Środowisko fluwialne niezmiernie wolno zmienia charakter powierzchni ziarn kvarcowych (Cailleux 1942; Kuenen

1960; Lindé, Mycielska-Dowgiałło 1980; Woronko 2001b). Dlatego też nabyte cechy powierzchni ziarn kwarcowych w czasie transportu w środowisku eolicznym, są bardzo dobrze zachowywane w osadach aluwialnych (Goździk 1980a; 1991, 1995a, 2001b). Wysoką zawartość ziarn geocy eolicznej (minimalna ilość to 57%) obserwuje się w całej analizowanej serii interglacjalnej.

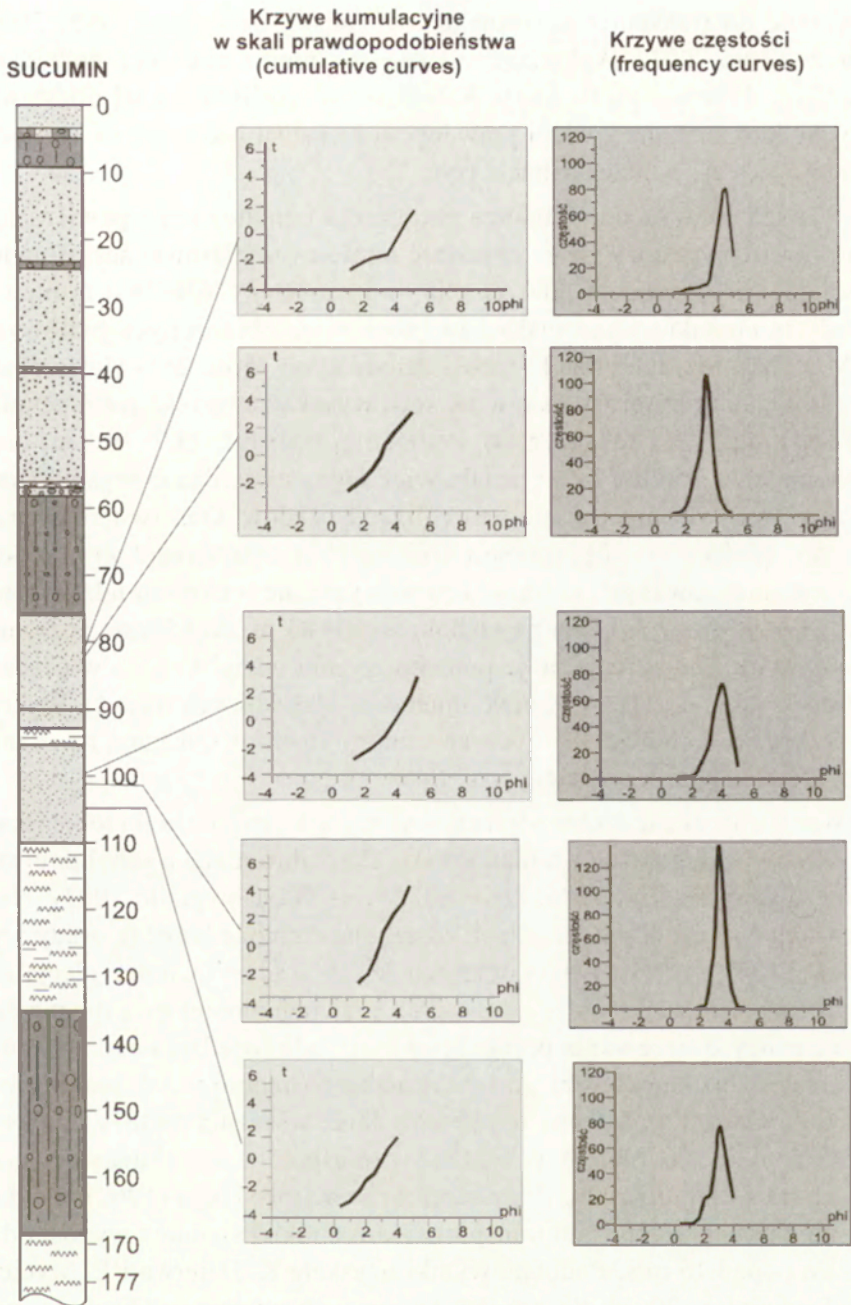
W profilu Sucumin spągowe osady, klasyfikowane również jako jezioro-rzeczne interglacjalne wielkiego, nie wykazują tak wysokiej zawartości ziarn noszących ślady obróbki eolicznej (od 24% na głębokości 110 m do 47% na 105 m) (ryc. 4). Ponadto osady te charakteryzuje bardzo duża różnorodność typów powierzchni ziarn, kształtowanych we wszystkich znanych nam środowiskach. Taki charakter mają osady fluwioglacjalne, będące kompilacją osadów podłoża, po którym poruszał się lądolód (Woronko 2001a). Na szczególną uwagę zasługuje wysoka zawartość ziarn pękniętych (C), od 27% na głębokości 108 m do 5% na 95,1 m. Badania eksperymentalne (Moss 1966; Slatt, Eyles 1981) pokazały, że w środowisku wody płynącej dochodzi do redukcji wielkości ziarn, a tym samym do powstawania ziarn pękniętych (Woronko 2001b). J. Wright i in. (1998) podkreślają wręcz, że środowisko fluwialne, zdolne transportować bardzo różnorodny materiał pod względem frakcji, jest najbardziej efektywnym w produkcji frakcji pyłastej. W trakcie tego procesu następuje niszczenie większych ziarn, a więc również ziarn frakcji powyżej 1 mm.

W osadach piaszczystych akumulowanych przed nasunięciem lądolodu Odry, w obu analizowanych profilach stwierdzono bardzo wysoki stopień eoliczacji osadów (ryc. 3, 4). W profilu Pałubinek udział ziarn geocy eolicznej (RM, EM/RM) wynosi od 81% na głębokości 99 m do 93–91% na poziomie 95,1–93 m. Ponadto osady te charakteryzuje bardzo wysoki udział kwarcu, kształtujący się w całej serii powyżej 86%, a dla osadów o największym udziale ziarn matowych od 88 do 99% (ryc. 3). Tak wysoki udział kwarcu w osadzie wskazuje na wielokrotne i długotrwałe przerabianie analizowanych osadów w środowisku eolicznym (Barczuk, Mycielska-Dowgiałło 2001; Mycielska-Dowgiałło 1995, 2001; Mycielska-Dowgiałło, Woronko 2004b). Dla przykładu w wydmy w Liszynie, akumulowanej u schyłku zlodowacenia Wisły, udział kwarcu w osadzie wynosi 93–95% (Kamińska i in. 1986). Potwierdza to również wzrost, w stosunku do serii sąsiednich, udziału granatów (20,5%) wśród minerałów ciężkich oraz minerałów bardzo odpornych zarówno na wietrzenie chemiczne, jak i abrazję mechaniczną (ryc. 3). Jednocześnie nastąpiła redukcja minerałów blaszkowych (biotyt, chlort), których brak jest w analizowanych osadach. Z powodu ich lamelarnej budowy, są one łatwo



Ryc. 5. Krzywe kumulacyjne w skali prawdopodobieństwa osadów wzbogaconych w ziarna o obróbce eolicznej z wiercenia Pałubinek. Objasnienia: jak na ryc. 3.

Cumulative and frequency curves of deposits with high share of grains of aeolian origin from the Pałubinek borehole log (descriptions in fig. 3).



Ryc. 6. Krzywe kumulacyjne w skali prawdopodobieństwa osadów wzbogaconych w ziarna o obróbce eolicznej z wiercenia Sucumin. Objaśnienia jak na ryc. 3.

Cumulative and frequency curves of deposits with high share of grains of aeolian origin from the Pałubinek borehole log (descriptions in fig. 3).

włączane do transportu eolicznego (Mycielska-Dowgiałło 1995, 2001; Barczuk i in. 2001). Wykonane analizy uziarnienia pokazują, że badany osad jest dobrze wysortowany. Natomiast wykreślone na tej podstawie krzywe kumulacyjne w skali prawdopodobieństwa wskazują na transport osadów jedynie poprzez saltację (ryc. 5).

W wierceniu Sucumin analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych wykazała obecność około dwu metrowej serii fluwioglacjalnej bezpośrednio poniżej gliny odrzańskiej (76,0–78,0 m p.p.t.). Osady te charakteryzuje niska zawartość ziarn obtoczonych matowych (RM i EM/RM). Ich udział wynosi zaledwie od 15 do 26% (Jastrzębski 2004). Ponadto obserwuje się w tej serii wysoką zawartość ziarn pękniętych (C), od 22 do 36% (ryc. 4). Poniżej tej serii (gł. 79,7–78,1 m) oraz w osadach ze schyłku interglacjału wielkiego, stwierdzono wysoki (najwyższy w całym profilu) stopień eolizacji osadów. Obserwuje się przy tym postępujący rozwój procesów eolicznych na tym terenie wraz z akumulacją analizowanych osadów. Jest to wyrażone wzrostem udziału ziarn RM i EM/RM, od 74–75% na głębokości 81–83 m, do 95% na poziomie około 80 m. Charakteryzuje je ponadto wysoki udział kwarcu w osadzie (83 do 92%) oraz całkowity brak minerałów blaszkowych (ryc. 4). Wykreślone krzywe kumulacyjne dla tych osadów również wskazują na transport głównie poprzez saltację (ryc. 6).

Wyniki uzyskane z obu wierceń, wykazują bardzo duże podobieństwo do osadów wydmowych z terenu Polski, akumulowanych u schyłku vistulianu (Kamińska i in. 1986; Dzierwa, Mycielska-Dowgiałło 2003). Najprawdopodobniej w obu profilach zostały nawiercone kopalne osady wydmowe, bądź eoliczne piaski pokrywowe lub osady fluwioperyglacjalne. Analizując krzywe kumulacyjne w skali prawdopodobieństwa można dokonać próby oszacowania prędkości wiatru, odpowiedzialnego za transport materiału akumulowanego w okresie bezpośrednio przed nasunięciem lądolodu Odry. Uzyskane w ten sposób dane, wskazują na to, że maksymalne średnice ziarn biorących udział w transporcie, kształtują się w granicach od $-2\ \phi$ do $1\ \phi$. Z wyliczeń L. Pernarowskiego (1962) wynika, że siła wiatru potrzebna do transportu ziarn o takiej średnicy wynosi od 7 m/s do ponad 15 m/s. Podobne wyniki uzyskała K. Dzierwa i E. Mycielska-Dowgiałło (2003) dla osadów budujących wydmy w Cięciwie, powstałą u schyłku zlodowacenia Wisły. Akumulacja analizowanych osadów najprawdopodobniej następowała w strefie peryglacjalnej, w warunkach całkowitego braku roślinności, umożliwiając tym samym intensywny rozwój procesów eolicznych.

W spągu odrzańskiej gliny lodowcowej, w obu analizowanych otworach nie stwierdzono równie wysokiego udziału ziarn o obróbce eolicznej. Może to wskazywać na ograniczoną inkorporację tych osadów przez łądolód Odry. W wierceniu Pałubinek stwierdzono również wzrost ziarn o obróbce eolicznej w osadach korelowanych ze schyłkiem zlodowacenia Odry (ryc. 3). Przy czym stopień ich eolizacji jest zdecydowanie niższy w porównaniu z osadami akumulowanymi w fazie anaglacjalnej tegoż zlodowacenia. Wyrażone jest to niższym udziałem ziarn o obróbce eolicznej (od 59–73%) oraz mniejszym, około pięćdziesięcioprocentowym udziałem kwarcu w osadzie. Najprawdopodobniej mamy tutaj do czynienia z osadami fluwioperyglacjalnymi, zasilanymi materiałem z transportu eolicznego.

Z kolei w osadach z otworu Sucumin, młodszych niż zlodowacenie Odry, nie stwierdzono znaczącego udziału procesów eolicznych w ich akumulacji. Ilość ziarn o obróbce eolicznej nie przekracza 40% (ryc. 4), a w osadach korelowanych ze zlodowaceniem Wisły nawet 25%. Podobnymi cechami charakteryzują się osady wodnolodowcowe tego wieku nawiercone w otworze Pałubinek (ryc. 3).

5. WNIOSKI

Wykonane analizy teksturalne osadów nawierconych w otworach Pałubinek i Sucumin wskazują na to, że najintensywniejszy rozwój procesów eolicznych na obszarze Pojezierza Starogardzkiego miał miejsce w okresie poprzedzającym nasunięcie łądolodu Odry. Wniosek ten w pełni koresponduje z wynikami uzyskanymi z innych obszarów Polski (Kotarbiński i in. 2000; Brud i in. 2001; Bałuk i in. 2002; Mycielska-Dowgiałło, Woronko 2001, 2004a, b; Pochocka-Szwarc i in. 2001; Woronko 2001a). Bardzo dobry stan rdzeni pozwolił ponadto bliżej scharakteryzować warunki środowiska, sprzyjające rozwojowi procesów eolicznych na tym terenie. Najprawdopodobniej przypominały one warunki panujące na pustyni arktycznej. Transport nawierconych osadów eolicznych odbywał się przy wietrze wiejącym z prędkością dochodzącą nawet do 15 m/s. Ponadto osady te wykazują bardzo wysoki stopień eolizacji, co wskazuje na to, że były one długotrwałe i wielokrotnie przewiewane. W pozostałych okresach czwartorzędu na badanym obszarze nie stwierdzono tak intensywnego rozwoju procesów eolicznych. Analiza stopnia eolizacji osadów okazała się także bardzo pomocna w wydzieleniu pokryw fluwioperyglacjalnych w profilach osadów czwartorzędowych.

LITERATURA

- Allen P.A., 2000, *Procesy kształtujące powierzchnię Ziemi*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Bałuk A., Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 2002, *Profil osadów plejstoceńskich w Niksowiznie na Równinie Kurpiowskiej – wyniki badań litologicznych i ich interpretacja*, *Przegl. Geol.*, 50, s. 447–451.
- Barczuk A., Mycielska-Dowgiałło E., 2001, *Znaczenie składu mineralnego osadów dla rozpoznania obecności procesów eolicznych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, UW, Warszawa, s. 39–42.
- Błaszkiwicz M., 2003, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000*, ark. Zblewo, Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Brud S., Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 2001, *Interpretacja stratygraficzna osadów z otworu Kozły-1 z wykorzystaniem stopnia ich eolizacji*, *Przegl. Geol.*, 49, 9, s. 688–691.
- Cailleux A., 1942, *Les actions éoliennes périglaciaires en Europe*, *Mm. Soc. Geol. de France*, 41, s. 1–176.
- Dylikowa A., 1968, *Fazy rozwoju wydym w środkowej Polsce w schyłkowym plejstocenie*, *Folia Quater.*, 27, s. 120–125.
- Dzierwa K., Mycielska-Dowgiałło E., 2003, *Rekonstrukcja dynamiki procesów eolicznych i czasu ich trwania na podstawie wybranych cech teksturalnych osadów wydmy w Cięciwie*, *Przegl. Geol.*, 51, 2, s. 163–167.
- Gardner R., Scoging H., 1983., *Mega-geomorphology*, Clarendon Press.
- Gibbard P.L., Lewin J., 2002, *Climate and related controls on interglacial fluvial sedimentation in lowland Britain*, *Sediment. Geol.*, 151, s. 187–210.
- Goździk J., 1980a, *Würmskie osady peryglacjalne w Łodzi – Teofilowie*, *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Łódzkiego, Nauki Mat. Przyr.* II., 22, s. 3–19.
- 1980b, *Zastosowanie morfometrii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego Belchatów*, *Studia Regionalne*, IV (IX), PWN, Warszawa-Łódź, s. 101–114.
- 1991, *Sedimentological record of aeolian processes from the Upper Plenivistulian and the turn of Pleni-Latevistulian in Central Poland*, [w:] S. Kozarski (red.), *Late Vistulian (=Weichselian) and Holocene aeolian phenomena in Central and Northern Europe*, *Zeitschrift für Geomorph. N.F. Supplement Band.*, 90, s. 70–88.
- 1995a, *Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasku dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Metody badań osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, UW, Warszawa, s. 115–132.
- 1995b, *Periglacial impact on some features of glacial deposits in central Poland*, [w:] J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (red.), *Glacial deposits in north-east Europe*, A.A. Balkema, s. 319–327.
- 1995c, *Vistulian sediments in the Belchatów open cast mine, central Poland*, *Quat. Stud. Pol.*, 13, s. 13–26.
- 1995d, *Wpływ warunków eolicznych na genezę górno-plenivistuliańskich aluwii w środkowej Polsce*, *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 20, s. 99–107.

- 2001a, *O zależności między pomiarami graniformametrycznymi a stopniem zaokrąglenia ziarn*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, UW, Warszawa, s. 21–33.
- 2001b, *Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych z środkowo-zachodniej części kopalni Belchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, UW, Warszawa, s. 81–93.
- Jastrzębski E., 2004, *Podział stratygraficzny osadów czwartorzędowych na podstawie cech teksturalnych osadów w wierceniach Pałubinek i Sucumin (Pojezierze Stargardzkie)*, Maszynopis pracy magisterskiej, WGiSR Uniw. Warsz.
- Kamińska R., Konecka-Betley K., Mycielska-Dowgiałło E., 1986, *The Leszno dune in the Vistula valley (east of Płock)*, Biul. Perygl., 31, s. 141–162.
- Kotarbiński J., Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 2000, *Wybrane cechy sedymentologiczne osadów ułatwiające ich podział stratygraficzny, na przykładzie otworu Galumin I.*, Przegl. Geol., 48, s. 1030–1034.
- Krumbein W.C., 1941, *Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles*, Journal Sediment. Petrol., 11, s. 64–72.
- Krygowski B., 1964, *Graniformametri mechaniczna. Teoria, zastosowanie*, Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN, 4.
- Kuenen Ph.H., 1960, *Experimental abrasion 4: aeolian action*, Journal of Geology, 68, s. 427–449.
- Lindé K., Mycielska-Dowgiałło E., 1980, *Some experimentally produced microtextures on grain surfaces of quartz sand*, Geografiska Annaler, 62, 3–4, s. 171–184.
- Listkowska H., 1985, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000*, ark. Skórcz. Inst. Geol. Warszawa.
- Makowska A., 1979, *Interglacja eemski w Dolinie Dolnej Wisły*, Stud. Geol. Pol., 63.
- 1986, *Morza plejstocenijskie w Polsce – osady, wiek i paleogeografia*, Prace Inst. Geol., 120.
- Moss A.J., 1966, *Origin, shaping and significance of quartz sand grains*, Journal Geol. Soc., 13, s. 97–136.
- Mycielska-Dowgiałło, E., 1978, *Rozwój rzeźby fluwialnej północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedymentologicznych*, Rozprawy Uniw. Warsz., Warszawa.
- 1993, *Estimates of Late Glacial and Holocene aeolian activity in Belgium, Poland and Sweden*, Boreas, 22, s. 165–170.
- 1995, *Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Metody badań osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, UW, Warszawa, s. 29–104.
- 2001, *Teksturalne cechy osadów wskazujące na stopień ich eolizacji i pozycje stratygraficzną*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, UW, Warszawa, s. 9–17.
- Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 1998, *Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna*, Przegl. Geol., 46, s. 1275–1281.

- 2001, *Wybrane cechy sedymentologiczne osadów ułatwiające ich podział stratygraficzny, na przykładzie otworów Galumin 1, Kozły K-1, Niksowizna i Olszewo Węgorzewskie*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, UW, Warszawa, s. 43–58.
- 2004a, *The degree of aeolization of Quaternary deposits in Poland as a tool for stratigraphic interpretation*, *Sedimentary Geology*, 168, s. 149–163.
- 2004b, *Zagadnienie serii interglacjalnych w świetle cech teksturalnych osadów*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Seria Geografia, 68, Wyd. Naukowe UAM, Poznań, s. 313–328.
- Nowaczyk B., 1986, *Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym wistulianie i holocenie*, Seria Geografia, 28, Wyd. Naukowe UAM, Poznań.
- Pernarowski L., 1962, *O procesach wydmotwórczych*, *Czas. Geogr.*, 33, s. 173–197.
- Piotrowski J.A., Mickelson D.M., Tulaczyk S., Krzyszkowski D., Junge F.W., 2001, *Were deforming subglacial beds beneath past ice sheets really widespread?*, *Quaternary International*, 86, s. 139–150.
- Pochocka-Szwarc, K., Mycielska-Dowgiałło, E., Woronko, B., 2001, *Nowe spojrzenie na stratyografię czwartorzędu w otworze Olszewo Węgorzewskie oparte na analizie wybranych cech teksturalnych i mineralno-petrograficznych osadów*, *Przegl. Geol.*, 49, 11, s. 1078–1083.
- Rabek W., 1987, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. Starogard Gdański, Inst. Geol., Warszawa.
- Racinowski R., Szczypek T., Wach J., 2001, *Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych*, Wyd. US., Katowice.
- Roszko L., 1968, *Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski*, [w:] *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*, *Prace Geogr. IG PAN*, 74, s. 65–100.
- Slatt R.M., Eyles N., 1981, *Petrology of glacial sand: implications for the origin and mechanical durability of lithic fragments*, *Sedimentology*, 28, s. 171–183.
- Tengberg A., Chen D., 1998, *A comparative analysis of nebkhas in central Tunisia and northern Burkina Faso*, *Geomorphology*, 22, s. 181–192.
- Woronko, B., 2001a, *Stopień eolizacji osadów czwartorzędowych na stanowisku Dębe k/Warszawy*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, UW, Warszawa, s. 33–39.
- 2001b, *Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, UW, Warszawa, s. 33–38.
- Wright J., Smith B., Whalley B., 1998, *Mechanism of loess-size quartz silt production and their relative effectiveness: laboratory simulations*, *Geomorphology*, 23, s. 15–34.
- Vandenberghe J., Ming-ko Woo, 2002, *Modern and ancient periglacial river types*, *Progress in Physical Geography*, 24, 4, s. 479–506.

Zieliński T., Goździk J., 2001, *Paleoenvironmental interpretation of a Pleistocene alluvial succession in central Poland: sedimentary facies analysis as a tool for paleoclimatic inference*, *Boreas*, 30, s. 240–253.

DEVELOPMENT OF AEOLIAN PROCESSES IN QUATERNARY IN STAROGARD LAKE DISTRICT RECORDED IN TEXTURAL FEATURES OF DEPOSITS

Summary

The aim of the research was to determine the role of aeolian processes in selected Quaternary lithostratigraphical units in the Starogard Lake District. The research was performed on samples taken from two borehole logs: Pałubinek and Sucumin where thickness of the Quaternary deposits is: 205,6 m and 168,3 m respectively. In the area of interest 6 units of glacial tills were described: 2 from Nida and San, 2 from Odra and Warta and 2 from Wisła Glaciation (Świecie and Upper Stadials). The till units are separated by glacialacustrine and glacialfluvial sediments, however there are some sandy loam sediments of the Great Interglacial between the Sanian and Odranian till.

In order to detect aeolian processes recorded within the Quaternary deposits, the analysis of rounding and frosting of quartz sand grains according to A. Cailleux (1942) modified by J. Goździk (1980b, 1995a) and E. Mycielska-Dowgiałło and B. Woronko (1998) were performed.

Sediments of Nida and San age are characterized by relatively low aeolian imprint. The low aeolization is also registered in sediments of younger glaciations. High aeolization was detected in sediments of the Great Interglacial and particularly in sediments deposited just prior to the Odra Glaciation. These sediments have indices similar to those in contemporary dune fields and are interpreted as those subjected to long-term and multiple wind-blowing. Good preservation of the cores from the bore holes allows for precise description of the palaeoenvironment of sedimentation. It appears to be that of the arctic desert with the wind speed up to 15 m/s. The analysis of sediments aeolization also revealed to be very useful in identification of fluvioperiglacial units in profiles of the Quaternary deposits.

Adresy autorów:

Błaszkiwicz Mirosław

*Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niziu w Toruniu, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN,
ul Kopernika 19, 87-100 Toruń,
E-mail: mirek@geopan.torun.pl*

Woronko Barbara, Jastrzębski Edwin

*Pracownia Sedymentologiczna, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski,
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa,
E-mail: bworonko@uw.edu.pl*

Anna Cedro

WPLYW WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH NA KSZTAŁTOWANIE SIĘ PRZYROSTÓW RADIALNYCH CISA POSPOLITEGO (*TAXUS BACCATA* L.) W REZERWACIE CISY STAROPOLSKIE W WIERZCHLESIE

WSTĘP

Cis ze względu na wysokie walory drewna od wieków wykorzystywany był przez człowieka jako materiał do budowy broni (łuków, kuszy i strzał), narzędzi, mebli oraz jako materiał rzeźbiarski. Było to powodem zmniejszenia się liczby stanowisk cisa na terenie Polski, a także ochrony tego drzewa przed nadmierną eksploatacją. Pierwsze próby zachowania gatunku zostały podjęte w XV wieku przez króla Władysława Jagiełłę, obecnie *Taxus baccata* L. znajduje się na terytorium Polski pod ścisłą ochroną (Czartoryski 1975; Środoń 1975; Kaźmierczakowa, Zarzycki 2001). Jednak podjęte działania nie zmieniły statusu tego gatunku jako powoli znikającego i bardzo słabo odnawiającego się na terenie Polski i Europy (Navyś 2000; Kaźmierczakowa, Zarzycki 2001; Dobrowolska, Farfa 2002).

OBSZAR BADAŃ

Najbardziej znanym i największym zbiorowiskiem cisa w naszym kraju jest Rezerwat Przyrody Cisy Staropolskie im. Leona Wyczółkowskiego w Wierzechlesie w Borach Tucholskich. Rezerwat ten utworzony w 1827 roku pierwotnie chronił zbiorowisko ponad 5000 cisów. Obecnie na obszarze 90 ha na siedlisku lasu mieszanego i grądu rośnie około 3500 drzew tego gatunku (Boiński 1997). W podłożu na osadach moreny dennej i piaskach glacialfluwialnych wykształciły się gleby glejowe, czarne ziemie i gleby torfowo-murszowe. Teren Rezerwatu graniczy z jeziorem wytopiskowym Mukrz, którego poziom w wyniku prowadzonych melioracji ulegał zmianie w ciągu minionych lat.



Ryc. 1. Lokalizacja powierzchni badawczej
Location of the investigated plot

METODY BADAŃ

Na prowadzenie badań w Rezerwacie uzyskano zgodę Kujawsko-Pomorskiego Konserwatora Przyrody. Prace terenowe przeprowadzono w sierpniu 2003 roku, do badań wybierając 31 cisów oraz 20 sosen, które będą tematem odrębnego opracowania. Do badań wybierano osobniki o prostym przebiegu pnia, bez wyraźnych uszkodzeń korony i kory. Próby pobierano świdrem Presslera na wysokości 1,3 m od poziomu gruntu przewiercając drzewo uzyskując tym samym dwa promienie z każdego drzewa. Próby w celu zabezpieczenia przed uszkodzeniem pakowane były w plastikowe tulejki i natychmiast po przewiezieniu do laboratorium wklejane w specjalne listewki, ścinane nożami preparacyjnymi oraz w przypadku dużych redukcji przyrostów rocznych barwione w celu podkreślenia granicy słoju rocznego przyrostu (Cedro 2004).

Pomiar szerokości przyrostu rocznego oraz dalsze postępowanie laboratoryjne i statystyczne wykonano w Zakładzie Klimatologii i Meteorologii Morskiej Uniwersytetu Szczecińskiego. Szerokość przyrostu radialnego mierzona była na aparaturze do pomiarów dendrometrycznych z komputerową rejestracją wyników (z dokładnością do 0,01 mm) przy wykorzystaniu programu DendroMeter (Mindur 2000). Następnie wykorzystując klasyczne metody datowania, wskaźniki statystyczne oraz gra-

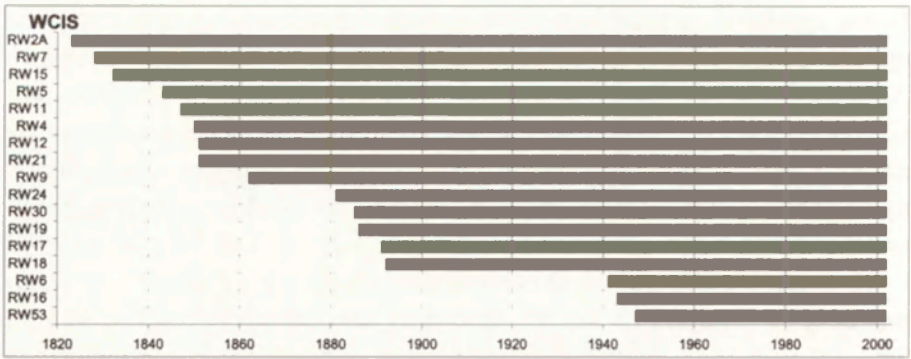
ficzną zgodność w przebiegu dendrogramów datowano uzyskane sekwencje przyrostów rocznych [wykorzystując programy: *Tree Rings* autorstwa A. Krawczyka (1995), A. Krawczyka i M. Krapca (1995) oraz *Dendro-Graph* autorstwa A. Walanusa (2001)]. Dendrogramy charakteryzujące się najwyższą zgodnością przebiegu i najwyższymi wskaźnikami statystycznymi wykorzystano do zestawienia chronologii lokalnej, której poprawność sprawdzano w programie Cofecha (z pakietu DPL, Holmes, 1983 i 1994). Lata wskaźnikowe obliczono korzystając z programu TCS (Walanus 2002) z minimum 10 drzew oraz przy minimalnym progu zgodności 90% (Meyer 1997–1998). Analiza funkcji odpowiedzi przeprowadzona zastała w okresie 16 miesięcy (od czerwca roku poprzedzającego okres wegetacji do września aktualnego sezonu wzrostu). Analizowano średnie miesięczne temperatury powietrza i sumy miesięcznych opadów ze stacji meteorologicznej IMGW w Chojnicach, zlokalizowanej 42 km na NE od Rezerwatu, w okresie 1961–2000 (40 lat). Te same dane oraz wszelkie inne dostępne opracowania klimatologiczne wykorzystano w analizie lat wskaźnikowych (*Roczniki Meteorologiczne IMGW, Ergebnissen der...*).

Z tkanek drewna wykonano preparaty mikroskopowe przy wykorzystaniu mikrotomu, następnie używając barwnika astra blue i sufraniny podkreślono szczegóły budowy anatomicznej (Chaffey 2002). Skrawki cienkie wykonane były w trakcie *2nd Winter School on Wood Anatomy of Tree Rings* w Ticino organizowanej przez prof. F. Schweingruber i H. Gartnera. Zdjęcia struktur mikroskopowych drewna (w przekroju poprzecznym) zrobiono w Zakładzie Paleoceanologii Uniwersytetu Szczecińskiego dzięki uprzejmości prof. dr hab. A. Witkowskiego.

WYNIKI

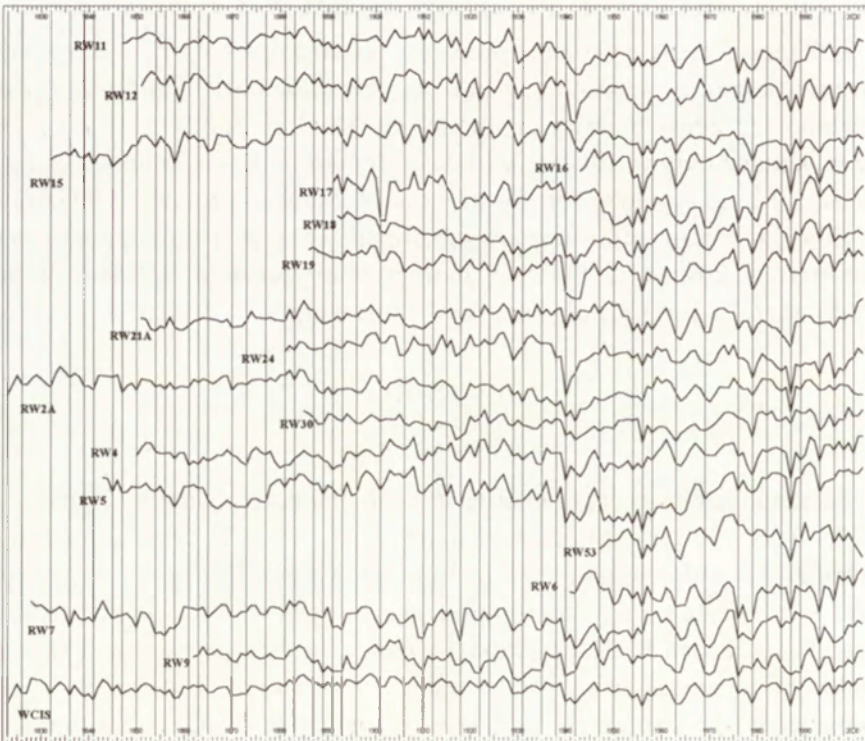
CHRONOLOGIA

Zestawiona chronologia lokalna dla badanej powierzchni o sygnaturze WCIS liczy 180 lat i reprezentuje okres 1823–2002. W skład chronologii wchodzi 17 indywidualnych dendrogramów, najdłuższy o sygnaturze RW2A liczy tyle lat co chronologia, najkrótszy RW53 ma 56 przyrostów (ryc. 2 i 3). Próba RW2A pochodzi z Cisu Chrobry uznawanego za największy i najstarszy okaz tego gatunku w Rezerwacie. Imię króla, którego nazwę nosi cis sugeruje, że drzewo ma ponad 900 lat, także w opracowaniach tego obszaru wiek Chrobrego szacowany jest na około 1000 lat. Określona liczba przyrostów nie jest wiekiem drzewa, ponieważ w około 70% pień drzewa jest spróchniały i niemożliwe jest pobranie próby, a tym samym ustalenie dokładnego wieku drzewa. Jednak średnia szerokość sło-



Ryc. 2. Datowanie dendrochronologiczne sekwencji wchodzących w skład chronologii lokalnej WCIS

Dendrochronological dating of growth sequences forming the local chronology WCIS



Ryc. 3. Zestawienie krzywych dendrochronologicznych wchodzących w skład chronologii lokalnej cisa WCIS

Dendrochronological patterns forming the local chronology WCIS, produced from samples of yews

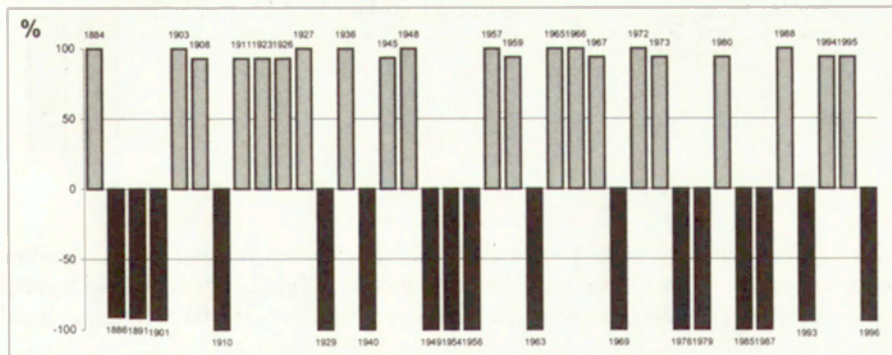
jów, stosunek części pnia spróchniałego do zdrowego drewna i trend wzrostowy pozwalają szacować wiek Chrobrego na około 500–600 lat.

W chronologii lokalnej nie uwzględniono roku 2003 (roku poboru prób), ponieważ w chwili prac terenowych nie zakończył się jeszcze sezon wegetacyjny i aktywność kambium. Zestawienie krzywych dendrochronologicznych wchodzących w skład chronologii WCIS wskazuje na istnienie lat ekstremalnych charakteryzujących się głębokimi minimami w przebiegu dendrogramów (1940, 1963, 1979, 1987 i 1993) i maksimami (1884, 1899, 1927, 1946, 1961, 1967 i 1975). Średnia szerokość przyrostu rocznego cisa w Rezerwacie Cisy Staropolskie wynosi 0,57 mm.

ANALIZY DENDROKLIMATOLOGICZNE

Analiza lat wskaźnikowych (charakteryzujących się wystąpieniem takiej samej reakcji przyrostowej u większości drzew danej populacji) wykazała istnienie 38 lat wskaźnikowych (21 lat ze zwiększeniem szerokości przyrostu rocznego i 17 ze spadkową tendencją wzrostową – ryc. 4). Tak duża ilość lat wskaźnikowych świadczy o wysokim stopniu zgodności przebiegu dendrogramów i podobnych reakcjach badanych drzew na zmieniające się warunki środowiskowe. Dokładne dane meteorologiczne ze stacji Chojnice pozwoliły na analizę 17 lat wskaźnikowych, warunki pogodowe w pozostałych latach analizowane były z dostępnych danych dla Pomorza.

Pozytywne lata wskaźnikowe powiązane są z występowaniem wysokich temperatur w okresie zimowym (od grudnia roku poprzedzającego sezon wzrostu do marca aktualnego sezonu wegetacji) i obfitymi opadami w miesiącach letnich (szczególnie w czerwcu i lipcu). Przykładem roku charakteryzującego się wzrostową tendencją przyrostową u większości



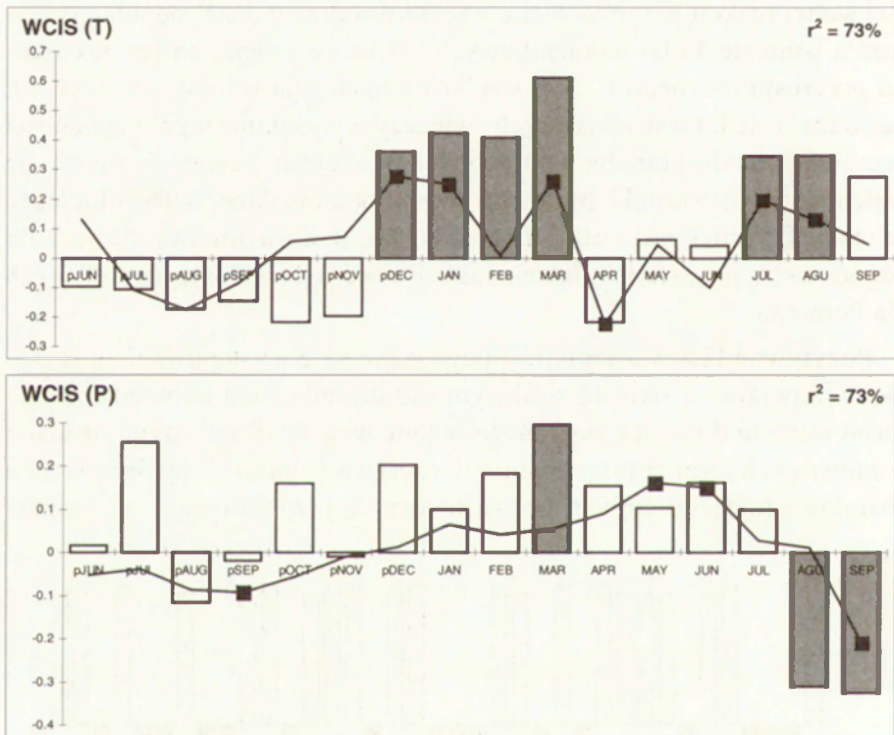
Ryc. 4. Lata wskaźnikowe w chronologii WCIS

Signature years in the local chronology WCIS

badanych drzew może być rok 1967, w którym zanotowano ciepłą zimę (od XII 1966 do III 1967) oraz obfite opady w sezonie letnim.

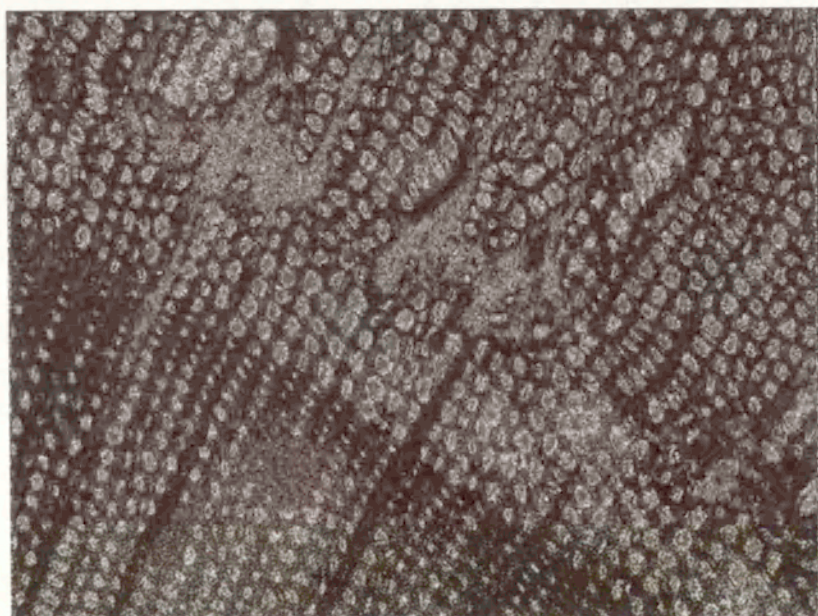
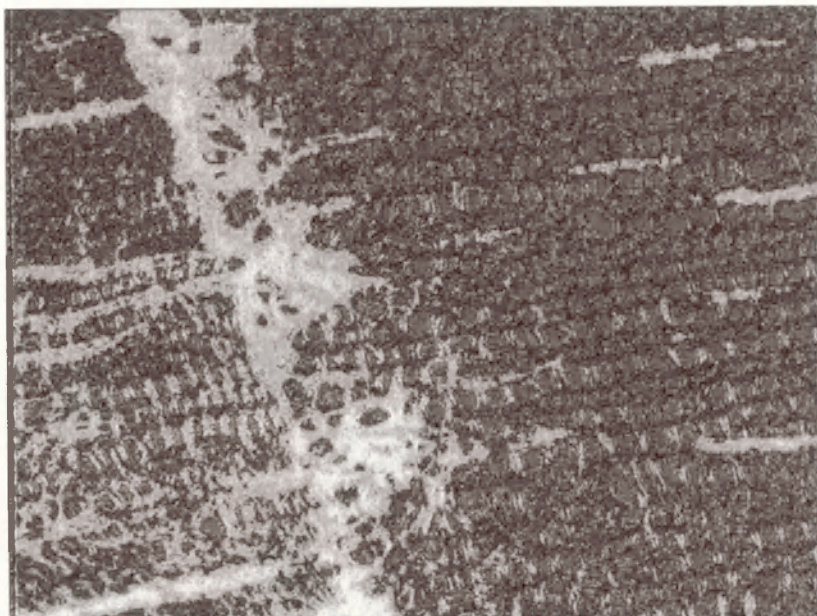
Lata negatywne charakteryzują się długimi i mroźnymi zimami. Rok 1987 zaznacza się w przebiegu dendrogramów (ryc. 3) głębokim minimum, co spowodowane zostało reakcją cisów na wyjątkowo mroźną zimę (najchłodniejszy I i III w okresie obserwacji), a także na temperaturę większości miesięcy roku poniżej średniej wieloletniej (średnia temperatura 1987 roku jest o $1,5^{\circ}\text{C}$ niższa od średniej wieloletniej dla tego obszaru).

Wpływ termiki zim wydaje się mieć dominujący wpływ na szerokość przyrostu rocznego cisa w świetle przeprowadzonej analizy warunków pogodowych w obliczonych latach wskaźnikowych. Jednak wystąpienie



Ryc. 5. Wyniki analizy funkcji odpowiedzi dla temperatury powietrza (T) i opadów atmosferycznych (P); współczynniki korelacji prostej – słupki, współczynniki regresji wielokrotnej – linia ciągła; wartości istotne statystycznie przy $\alpha = 0,05$ – czarne słupki

Results of response function for temperature (T) and precipitation (P); bars show simple correlation coefficients, the lines represent regression coefficients. Values statistically significant for $\alpha = 0.05$ – gray bars and black squares



Fot. 1 i 2. Słoje mrozowe w drewnie cisa pospolitego
Frost rings in wood of yews

w jednym roku mroźnej zimy w połączeniu z letnią suszą może powodować głębokie i długotrwałe depresje przyrostowe.

Analiza funkcji odpowiedzi wskazuje na znaczący wpływ temperatur okresu zimowego na kształtowanie się szerokości drewna u cisa. Pozytywne wartości wskaźników korelacji i regresji występują od grudnia do marca. Także warunki opadowe przełomu wiosny i lata (maj i czerwiec) warunkują aktywność kambium w danym roku wegetacyjnym. Ciepłe zimy poprzedzające okres wegetacji i obfite opady w miesiącu maju i czerwcu wpływają korzystnie na szerokość przyrostu radialnego cisa (ryc. 5). Wysoka wartość wskaźnika determinacji ($r^2 = 73\%$) świadczy o dużym wpływie warunków klimatycznych na reakcje przyrostowe drzew z gatunku *Taxus baccata* L.

ANALIZA STRUKTUR MIKROSKOPOWYCH DREWNA

Analiza mikroskopowych struktur drewna cisa ze stanowiska Rezerwat Cisy Staropolskie wykazała istnienie wielu słoików mrozowych (Fot. 1 i 2). Deformacje mrozowe powstają na skutek niszczącej działalności kryształów lodu powstających w komórkach kambium i tworzących się tkankach drewna. Słoje mrozowe powstają najczęściej tuż na początku okresu wegetacyjnego (w kwietniu) lub w maju w wyniku gwałtownych spadków temperatur powietrza. Przymrozki są cechą charakterystyczną klimatu Północnej Polski, a okres przymrozkowy w Borach Tucholskich trwa do końca maja (Kozłowski, Michalska 2004). W roku 1977 i 1987 słoje mrozowe pojawiają się jednocześnie u kilku drzew. Rok 1977 charakteryzuje się najchłodniejszym kwietniem w okresie obserwacji (1961–2000) ze średnią temperaturą powietrza wynoszącą tylko $4,1^{\circ}\text{C}$, a rok 1987 bardzo mroźną zimą oraz chłodnym majem (średnia temperatura tego miesiąca ponad 2°C poniżej średniej wieloletniej). W obu przypadkach występują: redukcja szerokości przyrostu rocznego oraz deformacje drewna wczesnego.

PODSUMOWANIE I Dyskusja

Przeprowadzone analizy dendroklimatologiczne (lat wskaźnikowych i funkcji odpowiedzi) wskazują na wpływ termiki miesięcy zimowych i opadów przełomu wiosny i lata na proces kształtowania się rocznego przyrostu drewna. Niskie temperatury zimy (od grudnia do marca) wpływają negatywnie na szerokość przyrostu radialnego, podobna reakcja drzew występuje w przypadku suchego maja i czerwca. Dodatkowo ana-

liza mikroskopowych struktur drewna wykazała dużą wrażliwość cisów na przymrozki wiosenne (deformacje mrozowe i redukcje szerokości przyrostów). Uzyskane wyniki są zgodne z wymaganiami siedliskowymi cisa. Drzewo to wrażliwe na niskie temperatury powietrza (szczególnie termikę zim i początku wiosny) i małą wilgotność powietrza rośnie najlepiej w klimacie o cechach morskich (Bugala 1975; Król 1975; Dobrowolska, Farfał 2002). Uwagę na wrażliwość cisów na mrozy zwracają też W. Bugała i H. Chylarecki (1957–1958) oraz W. Bugała i M. Hłyniowa (1965). W obu przypadkach po wystąpieniu szczególnie ostrych i mroźnych zim zaobserwowano przemarzanie igieł, pędów oraz pączków kwiatowych lub wymarzanie starszych okazów cisa pospolitego w Arboretum Kórnickim. Jednocześnie stwierdzono odporność cisów rosnących pod okapem starszych drzew na letnie susze (Bojarczuk, Bugala 1984; Bugala 1987).

W Polsce dotychczas nie przeprowadzono analizy dendroklimatologicznej cisa pospolitego, także opracowania spoza naszego kraju dla tego gatunku są bardzo rzadkie. W Północnym Iranie *Taxus baccata* L. wrażliwy jest na temperatury miesięcy zimowych oraz opady przełomu zimy i wiosny (korelacje proste – Parsapajouh i in. 1986). Analizę tę przeprowadzono korzystając z danych gęstości drewna (analiza radiodensytometryczna) i serii danych klimatycznych dla 29 lat. Jednak całkowicie odmienny klimat i położenie (Iran: 1200–1800 m n.p.m., Parsapajouh i inni, 1986) badanych powierzchni nie pozwalają na porównania uzyskanych wyników.

PODZIĘKOWANIA

Dziękuję mężowi dr. Bernardowi Cedro i panu Andrzejowi Mazurowi za pomoc w poborze prób, a także pani Ewie Żmudzkiej za oprowadzenie po Rezerwacie.

LITERATURA

- Boiński M., 1997, *Rezerwat Przyrody Cisy staropolskie im. Leona Wyczółkowskiego w Wierchlesie*, Towarzystwo Miłośników Borów Tucholskich, Bydgoszcz.
- Bojarczuk T., Bugala W., 1984, *Wpływ suszy w latach 1982–1983 na drzewa i krzewy w Arboretum Kórnickim*, Arboretum Kórnickie, XXIX, s. 13–33.
- Bugała W., 1975, *Cis (Taxus L.)*, [w:] S. Białobok (red.), *Cis pospolity. Nasze drzewa leśne*, III, PWN, s. 18–39.
- 1987, *Wpływ suszy w latach 1982–1985 na drzewa i krzewy w Arboretum Kórnickim*, Sylwan, 4, s. 15–21.

- Bugała W., Chyralecki H., 1957–1958, *Szkody mrozowe wśród drzew i krzewów Arboretum Kórnickiego wyrządzone w czasie zimy 1955/56 r.*, Arboretum Kórnickie, III, s. 111–174.
- Bugała W., Hłyniowa M., 1965, *Szkody mrozowe u drzew i krzewów w Arboretum Kórnickim spowodowane przez surową zimę w roku 1962/63*, Arboretum Kórnickie, X, s. 67–104.
- Cedro A., 2004, *Zmiany klimatyczne na Pomorzu Zachodnim w świetle analizy przyrostów rocznych sosny zwyczajnej, daglezi zielonej i rodzimych gatunków dębów*, Wydawnictwo In Plus, Szczecin.
- Chaffey N., 2002, *Wood microscopical techniques*, [w:] *Wood formation in trees*, Taylor & Francis, s. 17–40.
- Czartoryski A., 1975, *Z przeszłości cisa*, [w:] S. Białobok (red.), *Cis pospolity. Nasze drzewa leśne*, III, PWN, s. 134–149.
- Dobrowolska D., Farfał D., 2002, *Cis pospolity (Taxus baccata L.) w naszych lasach wczoraj i dziś*, Sylwan, 7, s. 37–47.
- Ergebnissen der Meteorologischen Beobachtungen 1903–1923*, Kaiserliche Marine, Hamburg.
- Holmes R.J., 1983, *Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement*, Tree-Ring Bull, 43, s. 69–78.
- Holmes R.J., 1994, *Dendrochronology Program Library. Users Manual*, University of Arizona, Tucson.
- Kaźmierczakowa R., Zarzycki K. (red.), 2001, *Polska czerwona księga roślin: paprotniki i rośliny kwiatowe*, Kraków.
- Koźmiński C., Michalska B. (red.), 2004, *Atlas zasobów i zagrożeń klimatycznych Pomorza*, ZAPOL, Szczecin.
- Krawczyk A., 1995, *Program komputerowy TREE RINGS*, Kraków.
- Krawczyk A., Krąpiec M., 1995, *Dendrochronologiczna baza danych*, [w:] *Materiały II Krajowej Konferencji: Komputerowe wspomaganie badań naukowych*, Wrocław, s. 247–252.
- Król S., 1975, *Zarys ekologii*, [w:] S. Białobok (red.), *Cis pospolity. Nasze drzewa leśne*, III, PWN, s. 78–99.
- Meyer F.D., 1997–1998, *Pointer years analysis in dendrochronology: a comparison of methods*, Dendrochronologia, 16/17, s. 193–204.
- Mindur B., 2000, *Dendrometer 1.0*, Kraków.
- Navys E., 2000, *English yew (Taxus baccata L.) in forests of Baltic States and the main reasons for its distinction from Lithuania*, Baltic Forestry, 6 (2), s. 41–46.
- Parsapajouh D., Braker O.U., Habibi H., Schar E., 1986, *Etude dendroclimatique du bois de Taxus baccata du nord de l'Iran*, Schweiz. Z. Forstwes., 137, 10, s. 853–868.
- Roczniki Meteorologiczne IMGW (1948–2000)*.
- Srodoń A., 1975, *Historia cisa na naszych ziemiach*, [w:] S. Białobok (red.), *Cis pospolity. Nasze drzewa leśne*, III, PWN, s. 7–17.
- Walanus A., 2001, *DendroGraph – program druku krzywych grubości słoju przyrostów rocznych. Instrukcja obsługi programu DendroGraph*, Kraków.
- 2002, *Instrukcja obsługi programu TCS. Program TCS do obliczania lat wskaźnikowych*, Kraków.

THE INFLUENCE OF CLIMATIC CONDITIONS ON RADIAL
INCREMENTS OF YEW (*TAXUS BACCATA* L.)
FROM THE CISY STAROPOLSKIE RESERVE IN WIERZCHLAS

Summary

The study presents results of dendroclimatological research of yew trees (*Taxus baccata* L.) from the natural reserve Cisy Staropolskie (memorial to Leon Wyczółkowski) in the forest Bory Tucholskie. The investigated reserve is the biggest and the most widely known community of this tree species in Poland. The samples were taken from 31 yew trees with a Pressler increment borer, then measurements of width of the annual increments were carried out and a chronology constructed (according to the standard procedure, many times presented in the literature) in the Laboratory of Climatology and Marine Meteorology, University of Szczecin. The local chronology, produced from 17 individual dendrograms and labelled WCIS, is 180 years long and covers the period 1823–2002. The average width of the annual increments of yew from the discussed reserve amounts to 0.57 mm. The constructed chronology was used as a basis for dendroclimatological analyses; signature years and response function. Within the whole 180-year chronology WCIS as many as 38 signature years were determined (21 positive and 17 negative ones), which indicates high convergence of the analysed dendrograms and uniform growth reactions of the investigated population of trees on varying environmental conditions. The positive signature years are connected with relatively high winter temperatures (in the months December–March), whereas the negative years are characterised by long and frosty winters. Coincidence of frosty winters followed by shortage of precipitation in summer months may result in deep minima in dendrograms. Also the analysis of the response function points out winter thermal conditions as a factor affecting the cambium activity at yew trees. Although certain effect of the rainfall in the turn of spring and summer (May and June) on radial increments of the analysed trees (positive values of correlation and regression) may be noted as well, they are winter temperatures that seem to have the predominating influence on growth reactions at yew trees. The microscope analysis of structures of the yew wood revealed the existence of numerous frost rings in the early wood. Such deformations appeared, among others, in 1977 and 1987, the years with frequent fall of air temperatures below 0°C in April and May. This indicates high vulnerability of yew on spring frosts.

The results of the performed dendroclimatological analyses are in agreement with habitat requirements of the yew, negatively reacting on low temperatures in winter and low air humidity. However, lack of dendrochronological analyses of the yew in Poland as well as in Europe, where this poorly restoring tree species is more and more rare, does not allow for comparison of the obtained relationships between the increment rates and climate.

Adres autora:

Anna Cedro

*Zakład Klimatologii i Meteorologii Morskiej, Instytut Nauk o Morzu, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Szczeciński
ul. Wąska 13, 70–415 Szczecin*

E-mail: Anna.Cedro@univ.szczecin.pl

Bernard Cedro

REKONSTRUKCJA ZMIAN ŚRODOWISKOWYCH ZAPISANYCH W VISTULIAŃSKICH I HOLOCENŃSKICH OSADACH DOLINY REGI W OKOLICY MRZEŻYNA

WPROWADZENIE

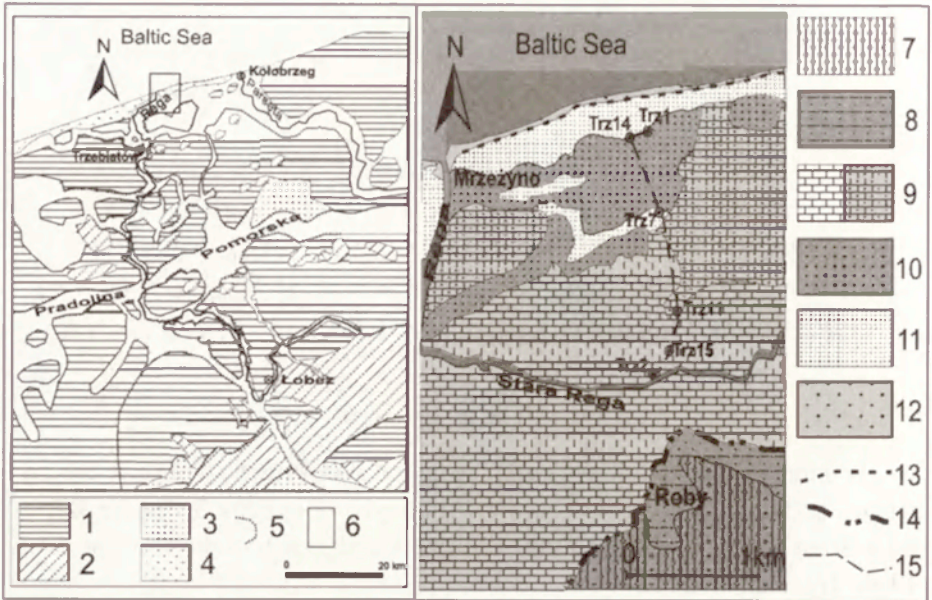
W latach 2002–2004 prowadzono prace wiertnicze w rejonie ujściowego odcinka doliny Regi w okolicy Mrzeżyna pomiędzy brzegiem Bałtyku a Starą Regą. Wykonano tu 6 wierceń sięgających głębokości od 7 do 13 m (ryc. 1).

Najstarszą jednostką morfologiczną opracowanego obszaru jest wysoczyzna morenowa zbudowana z glin zwałowych i piasków lodowcowych (Dobrcka 1992). Dominującą formą w rzeźbie obszaru badań jest równina torfowa powstała po zatopieniu i wypełnieniu doliny marginalnej wód roztopowych. Znaczny obszar powierzchni zajmuje równina piasków przewianych. Na równinie piasków przewianych wykształciły się wydmy o różnej wielkości i wysokości względnej od 2 do 14 m. Z najmłodszych form tworzących się jeszcze współcześnie wyróżniono jeszcze klif i plażę.

Na omawianym obszarze były dotychczas prowadzone tylko nieliczne, bardziej szczegółowe prace geologiczne i paleogeograficzne (Cedro 2003; Krzywińska i in. 2003). Jedynie z okolic Niechorza pochodzą informacje o rozwoju kopalnego zbiornika jeziornego usytuowanego na wysoczyźnie zbudowanej z glin zwałowych, a obecnie podciętej przez współczesny brzeg klifowy Bałtyku (Kopczyńska-Lamparska 1976; Kopczyńska-Lamparska i in. 1976; Brykczyńska 1978; Cieśla, Marciniak 1982; Kopczyńska-Lamparska i in. 1984).

ZAKRES I CEL BADAŃ

Głównym celem realizowanego projektu badawczego jest próba rekonstrukcji rozwoju doliny Regi w strefie przylegającej bezpośrednio do wybrzeża Bałtyku. Zmierzają one także w kierunku odtworzenia zmian zasięgu Południowego Bałtyku w tym rejonie, a także zmian poziomu morza i jego wpływu na rozwój doliny Regi. Realizacja tego zasadniczego celu



Ryc. 1. Schematyczna mapa geomorfologiczna wg B. Augustowskiego (1977) i E. Dobrackiej (1992), zmodyfikowana. 1 – wysoczyzny dennomorenowe, 2 – wzniesienia czołowomorenowe, kemowe i ozowe, 3 – sandry, 4 – pola wydmore, 5 – wysokie krawędzie wysoczyzn i dolin, 6 – obszar badań, 7 – gliny wysoczyzny morenowej, 8 – piaski fluwioglacjalne wysoczyzny morenowej, 9 – równina torfowa (i torfy zapiaszczone), 10 – równiny piasków przewianych, 11 – wydmy, 12 – plaża, 13 – klif, 14 – krawędź wysoczyzny, 15 – linia przekroju

Geomorphological map by B. Augustowski (1977) and E. Dobracka (1992), modified. 1 – morainic plateau, 2 – accumulation morainic hills, 3 – outwash plains, 4 – dunes fields, 5 – high edges of uphills and valleys, 6 – research area, 7 – till, 8 – fluvioglacial sand, 9 – peat and humus sand plains 10 – aeolian sand fields, 11 – dunes, 12 – beach, 13 – cliff, 14 – high edges of undulating morainic hills, 15 – line of section

badawczego wymaga rozwiązania szeregu zagadnień cząstkowych, z których najważniejsze to:

- rozpoznanie miąższości, rozprzestrzenia i charakteru litologicznego osadów doliny Regi,
- określenie tempa i warunków sedymentacji osadów w dolinie Regi,
- określenie zasięgu bezpośrednich i pośrednich wpływów Morza Bałtyckiego na rozwój Regi,
- określenie holocenijskich trendów zmian aktywności sedymentacji fluwialnej.

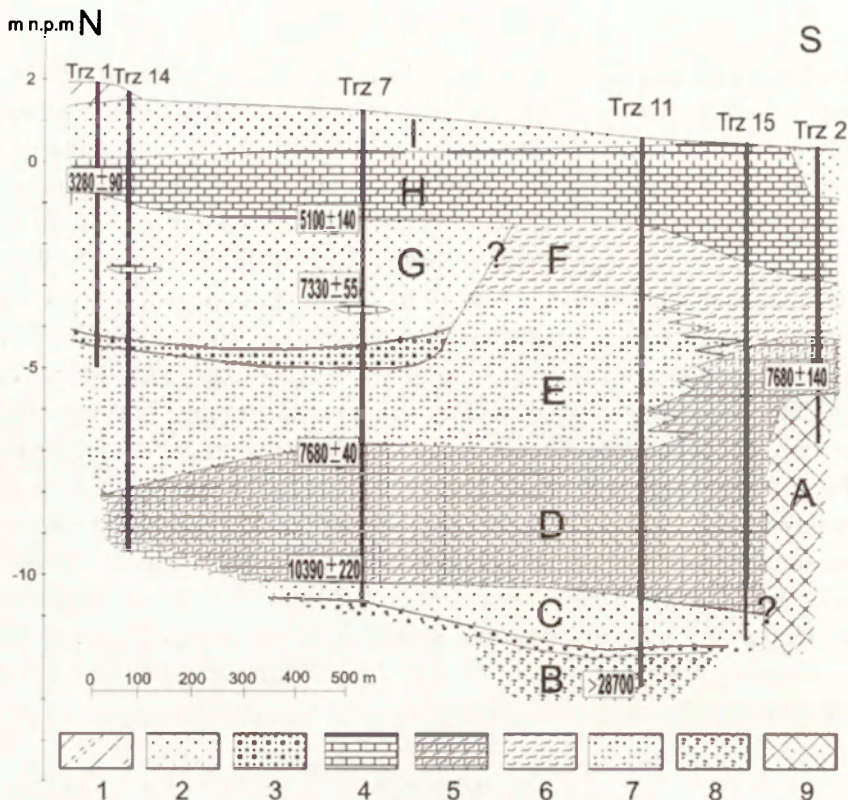
METODY BADAŃ

Budowę geologiczną dolnego odcinka doliny Regi poznano dzięki wykonaniu szeregu własnych wierceń badawczych umożliwiające precyzyjny pobór próbek do analiz laboratoryjnych. Wiercenia te wykonano przy pomocy wiertnicy geologicznej MERES (Rotnicki i in. 1999) znajdującej się w Zakładzie Geologii i Paleogeografii Instytutu Nauk o Morzu Uniwersytetu Szczecińskiego. Pobrano próby z 6 profili wiertniczych. Wiercenia te sięgały głębokości od 7 do 13 m. Wiertnica ta pozwala uzyskiwać rdzenie o nienaruszonej strukturze i dużej czystości. Pobrane próby o objętości około 200 cm³ przeznaczono do dalszych badań granulometrycznych. Skład mechaniczny z wybranych profili osadów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych oznaczono metodą sitową, wykorzystując zestaw sit firmy Retsch oraz wstrząsarkę tej samej firmy typu AS200 control „g”. Skład mechaniczny osadów piaszczysto-mulistych i mulisto-ilastych oznaczono przy pomocy laserowego miernika wielkości cząstek (Mastersizer) o zakresie pomiarowym od 300 do 0,3 mikrometra firmy Malvern. Wiek izotopowy wybranych próbek osadów organicznych oznaczono metodą radiowęglową w Laboratorium C-14 Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach.

WYNIKI

Na podstawie zestawienia profili wiertniczych (ryc. 2) wykonano interpretację południkowego przekroju geologicznego na odcinku od drogi Mrzeżyno–Rogowo (na północy) do Starej Regi przy moście prowadzącym w kierunku wsi Roby (na południu).

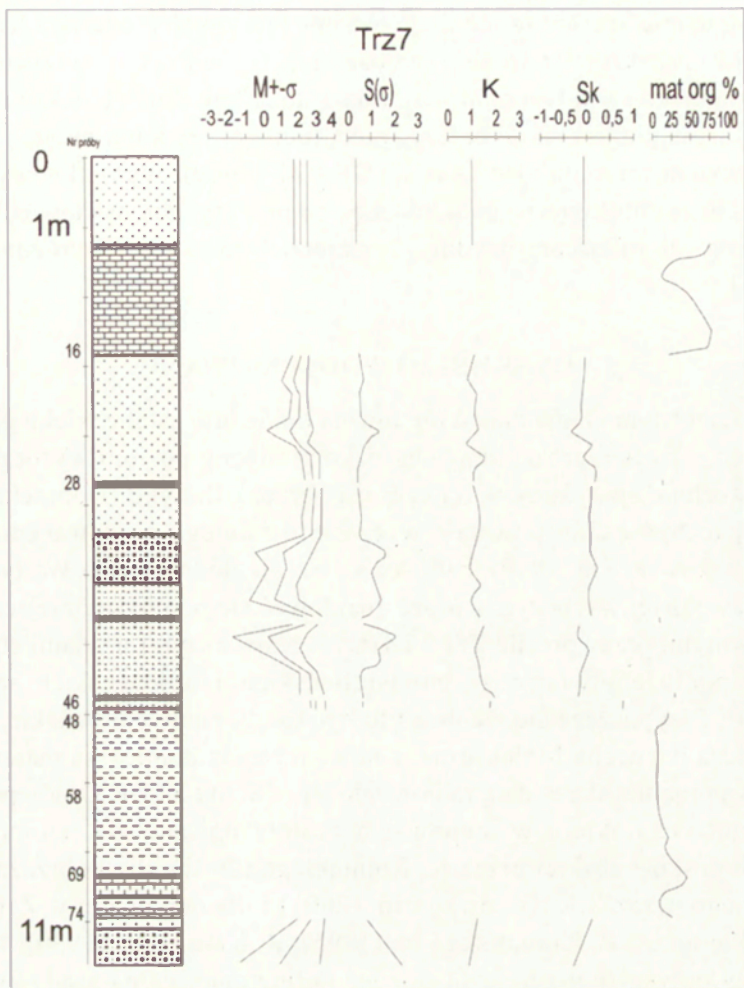
Wydzielono 9, w kolejności, serii osadowych: osady gliny morenowej, pleni-vistuliańskie osady piaszczysto-mułkowe, pradolinne osady piaszczyste i żwirowe, wczesnoholoceńskie osady jeziorno-bagienne, osady morskie, osady fluwialne, osady jeziorne (gytie), osady bagienne (torfy) oraz osady eoliczne. Na poziom (A) składają się gliny zwałowe nie przewiercone do spągu. Serię B reprezentują piaski drobnoziarniste z licznymi przewarstwieniami napławionej materii organicznej. Piasków tego poziomu nie przewiercono osiągając około 1 m. Próba z tej warstwy została oznaczona jako starsza od 28 700 lat BP (Gd-15661). Osady serii B oddzielone są cienką warstwą bruku rezydualnego od wyżej leżących piasków (seria C) wypełniających dolinę marginalną ciągnącą się wzdłuż wybrzeża współczesnego Bałtyku od Kołobrzegu do Kamienia Pomorskiego (Augtowski 1977). Piaski te osiągają do 1,5 m miąższości w profilu Trz 11. W warstwie bruku licznie reprezentowane są otoczaki i ziarna



Ryc. 2. Przekrój geologiczny: Mrzeżyno-Rogowo – Stara Rega wraz z wydzielonymi seriami osadowymi; 1 – nasyp, 2 – piaski, 3 – piaski i żwiry, 4 – torfy, 5 – torfy, gytie, 6 – gytie i muły jeziorne, 7 – gytie, 8 – piaski morskie, 9 – glina, (oznaczenia literowe w tekście)

Geological section: Mrzeżyno-Rogowo – Old Rega and distinguished sediment series; 1 – mound, 2 – sands, 3 – sands and gravels, 4 – peat, 5 – peat, gyttja, clays and limnic silts, 6 – gyttja, 7 – marine sands, 8 – sands with organic material, 9 – clay; (capital)

żwiru skał węglanowych (wapieni). W serii D wyróżniono łył jeziorne i gytie z licznymi wkłádkami torfu (ryc. 3). Pospolite sá tutaj szczátki fauny i flory. Miáższość osadów tej serii wynosi od 3 do 5 m. Osady serii D występują na północ od kopalnej krawędzi zbudowanej z glin zwałowych. Spąg tej serii wydatowano w profilu Trz 7 na 10 390±220 lat BP (Gd-15670) a strop na 7680±40 lat BP (Gd-12641). Seria E jest zbudowana w przewadze z piasku drobnoziarnistego, miejscami średnio i gruboziarnistego. Licznie występują tu fragmenty oraz całe muszle morskich i brackicznych gatunków *Cardium sp.*, *Macoma sp.* i *Mytilus sp.*, często sá one spotykane w pozycji przyżyciowej. Miáższość serii E waha się w granicach od 2 do 3,5 m. W serii tej notowane sá osady facji brzegowej (liczne drobiny organiczne wraz z pojedynczymi okrucami bursztynu). W osady



Ryc. 3. Zmienność składu granulometrycznego w profilu Trz 7
Granulometric diversity in Trz 7 profile

morskie włożone są utwory rzeczne, wydzielone jako seria G. Granicę między seriami E i G wyznacza warstwa żwirów rzecznych, miejscami z liczną obecnością ciemnych związków manganu wytraconych na powierzchni ziaren żwiru i otoczków. W serii G występują piaski średnio i drobnoziarniste z dużą zawartością materii organicznej. Miejscami spotykane są wkładki torfów wydatowane na 7330 ± 55 lat BP (Gd-15658) w profilu Trz 7. Miąższość osadów rzecznych wynosi około 3 m. Równoległe do serii rzecznej, jednakże położone dalej na południe występują osady gytii wydzielone jako seria F. Jest to gytia glonowa z dużą ilością muszli malakofauny słodkowodnej, między innymi *Bithynia tentaculata* i *Theodoxus fluviatilis*. Miąższość osadów tej serii wynosi około 2 m.

Przestrzennie zróżnicowane facje osadów rzecznych (seria G) i jeziornych (seria F) przykrywają średnio rozłożone torfy, najczęściej turzycowe, wydzielone jako seria H o miąższości od 1 do 2,7 m. Torfy te także odsłaniają się w na pobliskim wybrzeżu, nieco poniżej poziomu morza. Spąg tej serii wydatowano na 5100 ± 140 lat BP (Gd-15660). Wszystkie wymienione jednostki litologiczne znajdują się pod przykryciem osadów eolicznych (tworzących miejscami wydmy) o zmiennej miąższości wyróżnione jako seria I.

DYSKUSJA I PODSUMOWANIE

Na obecnym etapie badań nie można dokładnie ustalić wieku glin zwalowych serii A reprezentujących nisko położony poziom wysoczyzny powszechnie spotykany w tej części Pobrzeża Bałtyku (Dobrcka 1992). Mogą to być osady powstałe w czasie ostatniego zlodowacenia Wisły (Krzyszowski i in. 1999), bądź też starszego zlodowacenia Warty. Kopalna krawędź tej wysoczyzny może znajdować się pomiędzy miejscami wyznaczonymi przez profile Trz 2 i Trz 15. Najstarszymi osadami stanowiącymi podłoże utworów późnovistuliańskich i holocenijskich są piaski serii B. Przypuszcza się, że mogą to być osady plenivistuliańskie, o czym świadczą ich cechy litologiczne, a także wyraźna domieszka materii organicznej oraz uzyskana data radiowęglowa $>28\ 700$ lat BP. Osady podobnego typu i charakteru występowania zostały opisane dla rejonu Niziny Gardnieńsko-Łebskiej przez K. Rotnickiego (2001), dla Pobrzeża Szczecińskiego przez R.K. Borówkę i in. (2001) i dla dna morza w Zatoce Pomorskiej przez R. Kramarską i in. (1995); R. Kramarska (1999). Piaski te zostały przykryte przez wypełniające dolinę marginalną osady żwirowopiaszczyste serii C. Mogą to być jedyne pozostałe (na obszarze badań) ślady zlodowacenia Wisły. Późniejsza sedymentacja biogeniczna (wypełniająca dno doliny) reprezentowana przez osady serii D formowała się od późnego vistulianu (data $10\ 390$ lat BP) do wczesnego holocenu, podobnie jak na dnie Zalewu Szczecińskiego (Borówka i in. 2002). Osady morskiej serii E, związane z ingresją morza na omawiany teren, zostały stwierdzone w pobliżu kopalnej krawędzi wysoczyzny i mogą być wyznacznikiem ówczesnego zasięgu morza. Podniesienie poziomu wód morskich spowodowało jednocześnie rozpoczęcie akumulacji biogenicznej na obszarze kopalnej wysoczyzny 7680 ± 140 lat BP (Gd-30067). W osady morskie włożone są utwory rzeczne serii G. Rzędna, na której występuje spąg osadów rzecznych (wyznaczony przez bruk korytowy) znajduje się obecnie na głębokości 5 m poniżej poziomu morza. Może się to wiązać ze

zmianami poziomu Morza Bałtyckiego w okresie 8–4 tys. lat BP opisany-
mi przez K. Rotnickiego (2001). W chwili obecnej na podstawie porówna-
nia pojawienia się osadów morskich w Zalewie Szczecińskim (data ~6230
BP – Borówka i in. 2005) i w okolicy Mrzeżyna (ryc. 2) (data ~7680 BP)
można wnioskować o nierównowiekowych zmianach zasięgu (i być może
poziomu) Bałtyku w rejonie Zatoki Pomorskiej (Mojski 1985). Osady se-
rii G i F mogą być równowiekowe i występować obocznie. Bez precyzyj-
nego ustalenia wieku tych osadów rozstrzygnięcie powyższej kwestii,
w chwili obecnej jest niemożliwe. Osady sedimentacji bagiennej repre-
zentowane przez torfy serii H pokryły cały omawiany obszar. Akumulacja
osadów tej serii rozpoczęła się około 5100 lat BP. W późniejszym okresie
cały teren badań został pokryty przez osady eoliczne serii I.

LITERATURA

- Augustowki B., 1977, *Pomorze*, PWN, Warszawa, 349 ss.
- Borówka R.K., Latałowa M., Osadczyk A., Święta J., Witkowski A., 2002, *Paleo-
geography and paleoecology of Szczecin Lagoon*, [w:] R. Lampe (red.),
*Holocene evolution of the South-Western Balic Coast – geological,
archeological and paleo-environmental aspects*, Greiswalder Geogra-
phische Arbeiten, 27, s. 107–113.
- Borówka R.K., Osadczyk A., Witkowski A., Wawrzyniak-Wydrowska B., 2001,
The deposit sequences of the Szczecin Lagoon, [w:] A. Witkowski, W. Ko-
walski (red.), 15. *Treffen Deutschsprachiger Diatomologen*, 22–
25.03.2001, Łukęcin (Lüchentin), Polen, Szczecin, s. 13–33.
- Borówka R.K., Osadczyk A., Witkowski A., Wawrzyniak-Wydrowska B.,
Duda T., 2005, *Late Glacial and Holocene depositional history in the
eastern part of the Szczecin Lagoon (Great Lagoon) basin – NW Poland*,
Quaternary International, 130, s. 87–96.
- Bryczyńska E., 1978, *Próba odtworzenia rozwoju roślinności w późnym glacialu
i holocenie w okolicach Niechorza na Pomorzu Zachodnim*, *Kwartalnik
Geologiczny*, 22, 2, s. 361–377.
- Cedro B., 2003, *Postglacjalne i holoceneskie osady fluwialne, jeziorno-bagienne
i morskie w Dolinie Regi koło Mrzeżyna (doniesienie wstępne)*, [w:]
R.K. Borówka, A. Witkowski (red.), *Człowiek i środowisko przyrodnicze
Pomorza Zachodniego*, Oficyna IN PLUS Szczecin, s. 47–49.
- Cieśla A., Marciniak B., 1982, *Rozwój późnoglacjalny zbiorników jeziornych
z Niechorza (Pomorze Zachodnie) w świetle analizy diatomologicznej
i geochemicznej*, *Kwartalnik Geologiczny*, 26, 1 s. 191–215.
- Dobrcka E., 1992, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, Ark.
Trzebiatów*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kopczyńska-Lamparska K., 1976, *Radiocarbon dating of the Late Glacial and
Holocene deposits of western Pomerania*, *Acta Geologia Polonica*, 26, 3
s. 413–418.

- Kopczyńska-Lamparska K., Bryczyńska E., Marciniak B., 1976, *Development of kettle lake basin near Niechorze In Late Glacial and Holocene (NW. Pomerania)*, [w:] II International Symposium on Paleolimnology, Mikołajki Abstracts.
- Kopczyńska-Lamparska K., Cieśla A., Skompski S., 1984, *Evolution of fossil lake basin of the Late Glacial and Holocene in the cliff near Niechorze (Pomeranian Lakeland, Poland)*, *Quaternary Studies in Poland*, 5, s. 39–58.
- Kramarska R., 1999, *Zarys geologii czwartorzędu południowo-zachodniej części Bałtyku*, [w:] R.K. Borówka, A. Piotrkowski, Z. Wiśniewski (red.), *Problemy geologii, hydrogeologii i ochrony środowiska wybrzeża morskiego Pomorza Zachodniego*, LXX Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Międzyzdroje, s. 43–52.
- Kramarska R., Uścińowicz S., Zachowicz J., 1995, *Czwartorzęd*, [w:] J.E. Mojski (red.), *Atlas geologiczny południowego Bałtyku w skali 1:500 000*, Państwowy Instytut Geologiczny, Sopot-Warszawa, s. 22–30.
- Krzymińska J., Dobracki R., Koszka-Maróń D., 2003, *Zmiany środowiskowe w zachodniej części strefy brzegowej Południowego Bałtyku w późnym glacie i holocenie w świetle analizy malakologicznej i ostrakologicznej*, [w:] W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia*, 5, Pomorska Akademia Pedagogiczna we Słupsku, s. 15–24.
- Krzyszowski D., Dobracka E., Dobracki R., Czerwonka J.A., Kuszal T., 1999, *Stratigraphy of Weichselian deposits In the cliff sections between Łukęcin and Niechorze, Baltic coast, Northwestern Poland*, *Quaternary Studies In Poland*, 16, s. 27–45.
- Mojski J.E., 1985, *Atlas geologiczny południowego Bałtyku w skali 1 : 50 000*, Państwowy Instytut Geologiczny, Sopot-Warszawy.
- Rotnicki K., 2001, *Względne zmiany poziomu Bałtyku Południowego na polskim Wybrzeżu Środkowym w holocenie w świetle badań Niziny Gardnieńsko-Łebskiej*, [w:] K. Rotnicki (red.), *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich Południowego Bałtyku w vistulianie i holocenie*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 63–80.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., Szczot S., 1999, „MERES” – małowabarytowe urządzenie do płytkich wierceń geologicznych, [w:] R.K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski (red.), *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań-Szczecin, s. 161–168.

ENVIRONMENTAL CHANGES RECONSTRUCTION RECORDED
IN VISTULIAN AND HOLOCENE SEDIMENTS OF REGA VALLEY
IN MRZEŻYNO VINICITY

SUMMARY

The oldest (?) sediments in the discussed area seem to be glacial till of the A series, representing low-lying upland level, commonly encountered in this part of the Baltic Coast (Dobracka 1992). Fossil edge of this upland could be situated between the sites delimited by the profiles Trz 2 and Trz 15. Next sediments are represented by sands of the B series. They are supposedly Pleni-Vistulian sediments, which may also be indicated by the date $>28\ 700$ BP. Such an age might be additionally pointed out by similarities of lithological features and occurrence type to the sediments described from the area of the Gardno-Leba Lowland by K. Rotnicki (2001), from the Szczecin Coast (Borówka et al. 2001), and from the bottom of the Pomeranian Bay (Kramarska et al. 1995). Subsequent biogenic sedimentation, filling the bottom of the ice-marginal valley, and being represented by the sediments of the D series, took place in the period from Late Vistulian (the date of 10390 BP) to Early Holocene, similarly as in the bottom of the Szczecin Bay (Borówka et al. 2002). Marine sediments of the E series, related to an ingression of the sea on the discussed terrain, and encountered at the fossil edge of the upland, may indicate the extent of the sea in that time. The rise of the sea level also triggered biogenic accumulation in the area of the fossil upland 7680 ± 140 BP (Gd-30067). Marine sediments are intercalated by river deposits of the G series. The contour line the bottom of the river deposits, defined by the bed pavement, occurs at is currently at a depth of five metres below the sea level. This should be connected with changes of the Baltic Sea level in the period 8000–4000 BP, described and discussed by K. Rotnicki (2001). The sediments of the G and F series could be of the same age and occur colaterally. Without precise dating determination of their relationships and exact positions is at present impossible. The deposits of marshy sedimentation, represented by peat of the H series, covered the whole of the investigated area. Accumulation of sediments of that series commenced about 5100 BP. Since then the whole area has been covered with eolian sediments of the I series.

Adres autora:

Bernard Cedro

*Zakład Geologii i Paleogeografii, Uniwersytet Szczeciński
ul Felczaka 3a, 71-412 Szczecin*

E-mail: petromin@univ.szczecin.pl

Piotr Gierszewski

ZMIANY CHEMIZMU WÓD W PROFILU PODŁUŻNYM DOLNEJ WISŁY – WPŁYW ZABUDOWY HYDROTECHNICZNEJ, PROGNOZA ZMIAN¹

WPROWADZENIE

Chemizm wód rzecznych jest wypadkową warunków naturalnych oraz rodzaju i natężenia antropopresji w zlewni. Na jego formowanie wpływa wiele procesów abiotycznych i biotycznych (m. in. wietrzenie, erozja, sedymentacja, ewaporacja, adsorbcja i desorbcja, wymywanie, aktywność biologiczna) zachodzących nie tylko w zlewni, ale również w korycie rzeki (Chapman i in. 1993). W związku z hierarchiczną i gradientową strukturą systemu rzecznego z biegiem rzeki zmienia się wiele elementów wpływających na funkcjonowanie ekosystemu (Schumm 1977; Vannote i in. 1980).

Gradientowym zmianom od źródeł do ujścia rzeki podlegają również komponenty decydujące o właściwościach fizycznych i chemicznych wód rzecznych (m. in. Lorenz i in. 1997). Ich zmienność w profilu podłużnym rzeki uwarunkowana jest przede wszystkim chemizmem wód kolejnych dopływów a także zróżnicowaniem gleb, budowy geologicznej i użytkowania terenu wzdłuż biegu rzeki (Townsend i in. 1983; Schultz i in. 1993). W warunkach naturalnych dostawa materii i kształtowanie się chemizmu wód dokonuje się przede wszystkim w górnych częściach dorzeczy. Najistotniejsze transformacje hydrochemiczne zachodzą na pierwszych 200 km biegu rzeki, to jest między małymi strugami a rzekami średniej wielkości (4–6 rzędu) (Sedell i in. 1989). Do podobnych wniosków dochodzą A. Stach i in. (2003). Na podstawie wyników badań w zlewni górnej Parsęty wskazują oni, że identyfikacja stref i źródeł zasilania koryta rzecznego na podstawie interpretacji hydrochemicznej możliwa jest tylko w przypadku niewielkich cieków (1–3 rzędu). Badania M. Meybecka (2002) w dorzeczu Sekwany wykazały, że również bezpośredni wpływ zanieczyszczeń antropogenicznych na jakość wody widoczny jest przede wszystkim w ciekach niższego rzędu. Stężenia wielu

¹ Opracowanie wykonane w ramach projektu badawczego KBN: 3 PO4E 01722

substancji (m. in. NO_3 , PP, K, Cl) wiązanych z zanieczyszczeniami obszarowymi osiągały maksymalne wartości w ciekach 1 i 2 rzędu odwadniających zlewnie rolnicze o niewielkiej gęstości zaludnienia w górnej części zlewni i nie zmieniały się zasadniczo z biegiem rzeki. Wpływ punktowych źródeł zanieczyszczeń, zaznaczający się skokowym wzrostem stężeń wielu substancji, widoczny był już w ciekach 2–6 rzędu odwadniających zlewnie, w których gęstość zaludnienia wzrastała do 20–100 osób na km^2 .

Wraz z przyrostem dorzecza i zwiększaniem rozmiarów rzeki lokalne różnice składu chemicznego wody zanikają. Przyczyn tego należy szukać we wzrastającej najczęściej homogeniczności środowiska naturalnego zlewni dopływów oraz w wielokrotnie większych przepływach rzeki głównej, w porównaniu z przepływami dopływów. Szczególnie małą zmiennością warunków ekologicznych i podatnością na zmiany charakteryzują się duże rzeki nizinne. Cechuje je mniejsza bioróżnorodność (Vanote i in. 1980), ale większa produktywność (Sedell i in. 1989) w porównaniu z ciekami niższych rzędów. Poniżej dużych dopływów, których zlewnie charakteryzują się wyraźnie odmiennymi warunkami naturalnymi bądź też dużym natężeniem antropopresji, może jednak dochodzić w rzece głównej do skokowych zmian stężeń substancji rozpuszczonych o różnym gradiencie i kierunku. Koncentracja pewnych substancji będzie więc stopniowo wzrastać z biegiem rzeki, natomiast innych będzie się zmniejszać w związku z większą retencyjnością dolnych odcinków dużych rzek, która sprzyja kumulacji materii (Livingstone 1963; Chełmicki 2001). Istotny wpływ na chemizm wody w dolnych odcinkach rzek mają zalewowe strefy nadbrzeżne, które są istotnym źródłem dostawy materii allochtonicznej w okresie przepływów powodziowych (Sedell i in. 1989). Jednak w związku z tym, że duże rzeki nizinne są najczęściej obwałowane, dostawa materii z tego kierunku jest bardzo ograniczona.

Z tych powodów, ale także w związku z dużymi zmianami warunków hydrologicznych i hydrochemicznych przez zabudowę hydrotechniczną (regulacja koryt, wały przeciwpowodziowe, zapory piętrzące) rozciąganie koncepcji kontinuum rzecznoego na duże rzeki jest problematyczne (Allan 1998). System dużej rzeki jest więc bardziej sekwencją segmentów o różnej długości i szerokości, między którymi występują sprzężenia zwrotne na poziomie przepływu energii i materii, niż prostym kontinuum (Poole 2002).

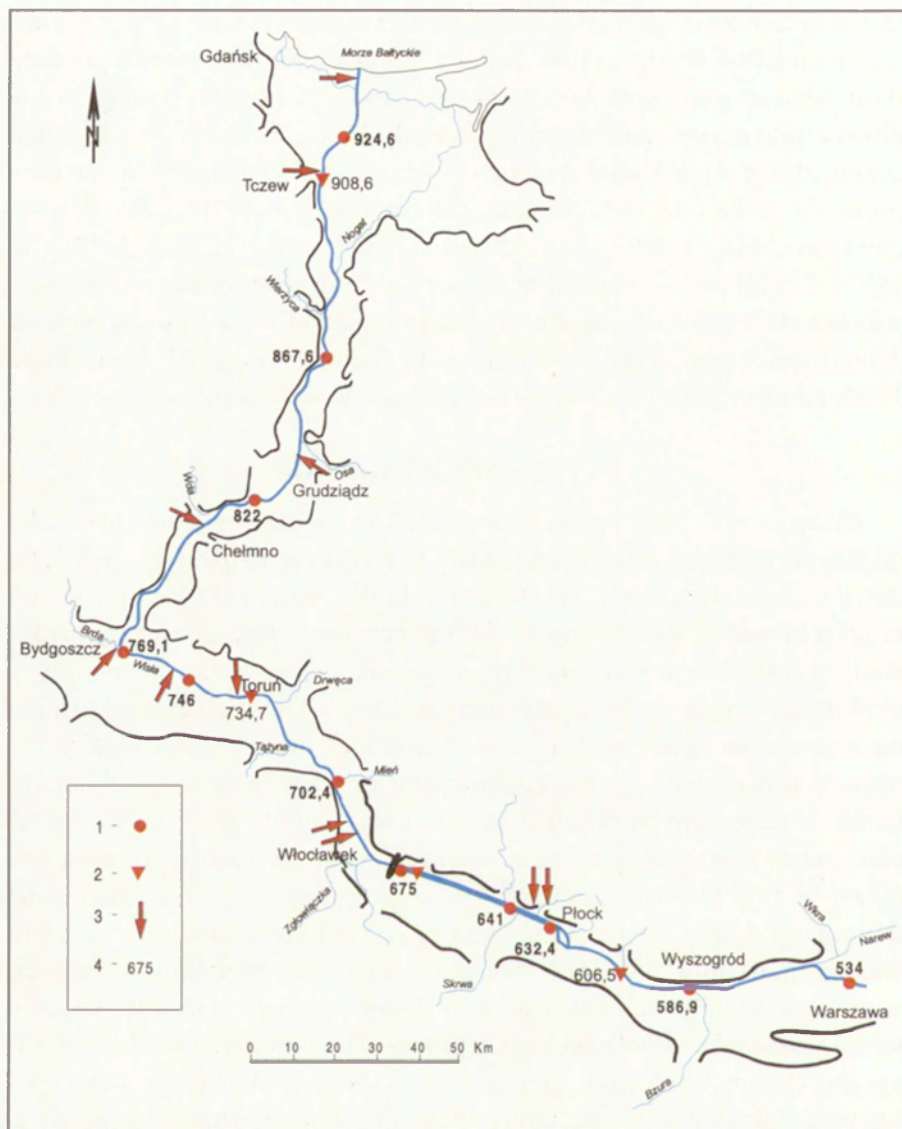
Stopień rozpoznania funkcjonowania dużych nizinnych systemów rzecznych jest niedostateczny. Dotyczy to również dolnej Wisły, która nie była dotąd obiektem odrębnych szczegółowych analiz hydrochemicznych.

Podstawowym źródłem danych na temat składu chemicznego wód Wisły są badania monitoringowe prowadzone przez Państwową Inspekcję Ochrony Środowiska. Ich zbiorcze wyniki przedstawiane są w raportach rocznych „*Stan czystości rzek, jezior i Bałtyku*”. Na podstawie tego materiału pomiarowego powstało kilka opracowań, w których przedstawiono główne przyczyny zanieczyszczenia wody Wisły, aktualny stan oraz tendencje zmian jej jakości w świetle obowiązujących w danym okresie norm (m.in. Bogacka i in. 1882; Mańczak, Jarmolińska 1982; Dojlido, Woyciechowska 1983, 1989; Woyciechowska 1990; Kajak 1992; Zięba i in. 1993). Lepiej pod względem hydrochemicznym rozpoznany jest zbiornik włocławski wraz z odcinkiem Wisły znajdującym się w zasięgu jego oddziaływania (m.in. Żytkowicz i in. 1990; Giziński i in. 1993; Gierszewski 1999; Kentzer 2000) oraz ujściowy odcinek Wisły (Bogdanowicz 1999).

CEL I ZAKRES BADAŃ

Zasadniczym problemem pracy jest określenie przyczyn hydrochemicznego zróżnicowania dolnej Wisły w warunkach zróżnicowanej zabudowy hydrotechnicznej rzeki. W tym celu dokonana została analiza wielkości i kierunku zmian stężeń wybranych cech fizyczno-chemicznych wody wzdłuż biegu rzeki oraz zmian jej jakości, wyrażonych sumarycznym indeksem jakości wody (Stojda i in. 1985). Określona została zmienność sezonowa stężeń analizowanych substancji oraz dynamika ich zmienności w powiązaniu z przebiegiem zjawisk hydrologicznych. Za pomocą metod statystycznych (analiza czynnikowa, metoda grupowania hierarchicznego) zidentyfikowano parametry decydujące o zróżnicowaniu właściwości fizyczno-chemicznych wody oraz dokonano hydrochemicznej delimitacji dolnej Wisły. Na podstawie szacunków ładunków transportowanego materiału określono rolę poszczególnych fragmentów dorzecza w procesie kształtowania jakości wód Wisły. Szczególną uwagę zwrócono na rolę zbiornika włocławskiego w procesie transformacji właściwości fizyczno-chemicznych wody rzecznej. Na podstawie aktualnego stanu jakości wód dolnej Wisły i skutków, jakie wywiera zbiornik włocławski na środowisko hydrochemiczne rzeki, przedstawiono prognozę zmian chemizmu wody Wisły w przypadku budowy stopnia piętrzącego w Nieszawie.

W pracy wykorzystano wyniki podstawowego i regionalnego monitoringu jakości wód Wisły realizowanego przez Inspektoraty Ochrony Środowiska (w Warszawie, Płocku, Włocławku, Toruniu, Bydgoszczy, Gdańsku) w 11 punktach kontrolnych, pomiędzy Rajszewem (534 km) a Ostaszewem (924,6 km) (ryc. 1). Ze względu na charakter hydrotechnicznego zagospodarowania koryta analizowany odcinek dolnej Wisły



Ryc. 1. Lokalizacja profili hydrologicznych i miejsc poboru prób wody. 1 – punkty poboru prób wody, 2 – profile hydrologiczne, 3 – główne zrzuty ścieków, 4 – kilometraż rzeki

Location of hydrological gauges and sampling sites of waters. 1 – sites of water samples taking, 2 – hydrological gauges, 3 – main sewage outfall, 4 – kilometric scale of river

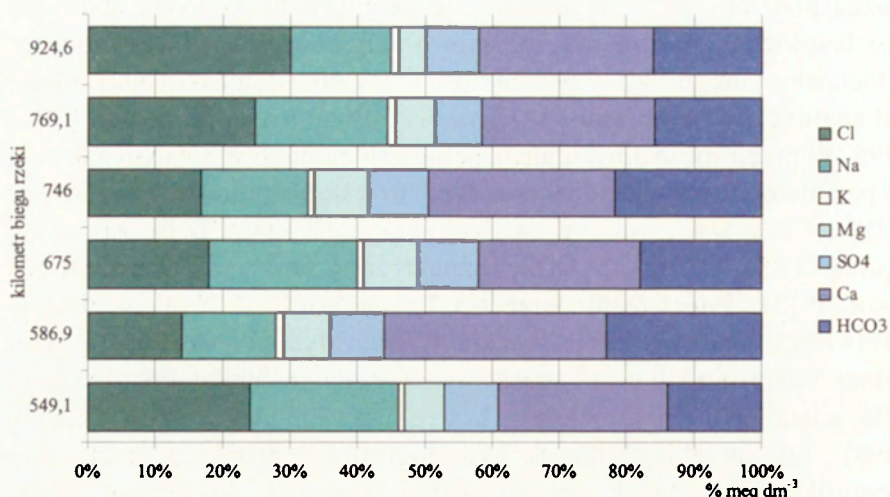
można podzielić na 4 fragmenty: nie uregulowany powyżej zbiornika włocławskiego, zbiornikowy, częściowo uregulowany poniżej zapory we Włocławku i uregulowany poniżej ujścia Tażyny (Babiński 1992). Materiał analityczny obejmował 1245 prób wody z lat hydrologicznych 1990–1995. W przeprowadzonych analizach uwzględniono w różnym zakresie 22 parametry decydujące o jakości wody to jest: pH, mineralizację ogólną (TDS), Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{-2} , Cl^- , O_2 , BZT₅, zawiesinę ogólną (TSS), N-NH₄, N-NO₃, rozpuszczony azot organiczny (DON), N-tot., P-PO₄, P-tot., fenole lotne, Cu, Pb, chlorofil „a”. Na tle wielolecia 1971–1995, analizowane lata charakteryzowały się na całym odcinku dolnej Wisły przepływami niższymi od średnich wieloletnich o około 30%, a lata 1990 i 1992 należały do najsuchszych w tym okresie (Glazik 1998). Taki przebieg zjawisk hydrologicznych zwiększa możliwości identyfikacji lokalnych źródeł dostawy materii do koryta Wisły, a szczególnie zanieczyszczeń antropogenicznych ze źródeł punktowych. Lata o niskich przepływach uznawane są bowiem za szczególnie niekorzystne z punktu widzenia jakości wody.

ZMIANY WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNYCH WODY W PROFILU PODŁUŻNYM DOLNEJ WISŁY

Charakterystyczną cechą chemizmu dolnej Wisły, podobnie jak całej rzeki, jest duże zasolenie wody, uwarunkowane wysokimi stężeniami jonów chlorkowych. Silne powiązanie ogólnej mineralizacji wody z koncentracją chlorków wyrażone jest wysoką wartością współczynnika korelacji ($r = 0,75$ dla $n = 1214$). Średnia wielkość ogólnej mineralizacji wód dolnej Wisły wynosiła w analizowanym okresie od 443 mg dm⁻³ w Wyszogrodzie (586,9 km) do 653 mg dm⁻³ w Łęgnowie (769,1 km). Wartości ekstremalne stwierdzone w tych samych punktach kontrolnych zawierały się między 200 a 1176 mg dm⁻³.

Pod względem chemicznym woda dolnej Wisły reprezentuje typ chlorkowo-wapniowy, co w naszych warunkach klimatycznych świadczy o jej antropogenicznym przekształceniu. Jedynie na krótkich odcinkach poniżej ujścia Drwęcy i Narwi, gdzie zwiększa się udział jonów wapniowych i wodorowęglanowych, ma ona cechy zbliżone do naturalnych (ryc. 2).

Mimo, że główne cechy hydrochemiczne dolnej Wisły uwarunkowane są stanem jakości wód górnego i środkowego odcinka Wisły, to również w dolnym biegu rzeki dokonują się istotne zmiany ich składu chemicznego. Widoczne są one już poniżej ujścia Narwi, gdzie przyjęcie przez Wisłę słabiej zmineralizowanych (300–400 mg dm⁻³) wód tego dopływu za-

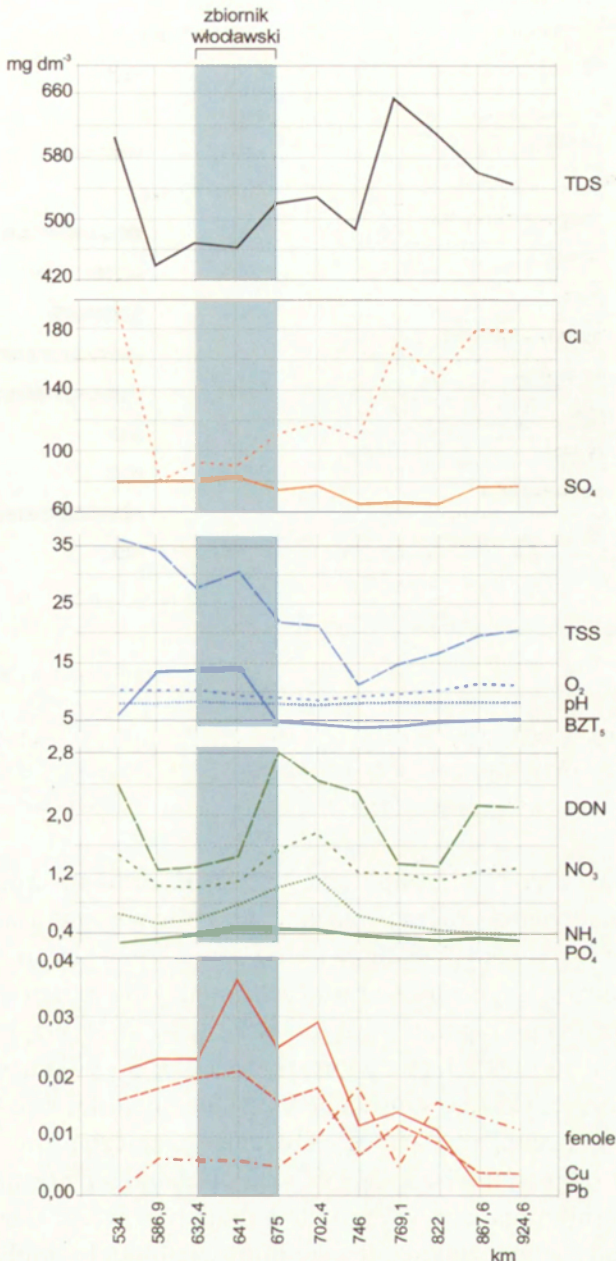


Ryc. 2. Średni skład jonowy wód dolnej Wisły w latach 1990–1995

Average ionic composition of lower Vistula water in years 1990–1995

znacza się nie tylko zwiększeniem odpływu Wisły o około 35%, ale również zmniejszeniem mineralizacji ogólnej wody z 600 mg dm^{-3} do 440 mg dm^{-3} (ryc. 3). Jednak już w dolnej części zbiornika wrocławskiego, zarówno mineralizacja ogólna jak i stężenia chlorków, wzrastają odpowiednio o około 80 mg dm^{-3} i 50 mg dm^{-3} . Kolejna znacząca zmiana stężeń tych parametrów ma miejsce poniżej zrzutu ścieków z zakładów sodowych w Inowrocławiu i Janikowie na 765,2 km biegu rzeki. Wnoszony do Wisły wraz ze ściekami duży, wynoszący 2526 ton/dobę ładunek chlorków (*Raport o stanie środowiska woj. bydgoskiego w 1996 roku*) powoduje wzrost ich koncentracji o prawie 60 mg dm^{-3} . W związku z wysokimi stężeniami jonów sodowych i wapniowych w ściekach posodowych (Kruszyński 1994) jeszcze bardziej wzrasta ogólna mineralizacja wód wiślanych, bo o 150 mg dm^{-3} . Od ujścia Brdy zmniejsza się ona stopniowo, aż do 540 mg dm^{-3} w Ostaszewie. Początkowo maleją również stężenia chlorków, które jednak w ujściowym odcinku Wisły osiągają ponownie wysokie wartości. Skala zmienności stężeń pozostałych makroskładników jest zdecydowanie mniejsza.

Największy wpływ na zmiany jakości wód dolnej Wisły mają procesy zachodzące w zbiorniku wrocławskim. Potwierdza to analiza siły związku korelacyjnego między koncentracją parametrów jakości wód Wisły i zbiornika wrocławskiego (ryc. 4). Na tle silnego związku koncentracji większości analizowanych parametrów, między punktami kontrolnymi w Wyszogrodzie, Płocku i Brwilnie, zdecydowanie słabsze jest powiąza-

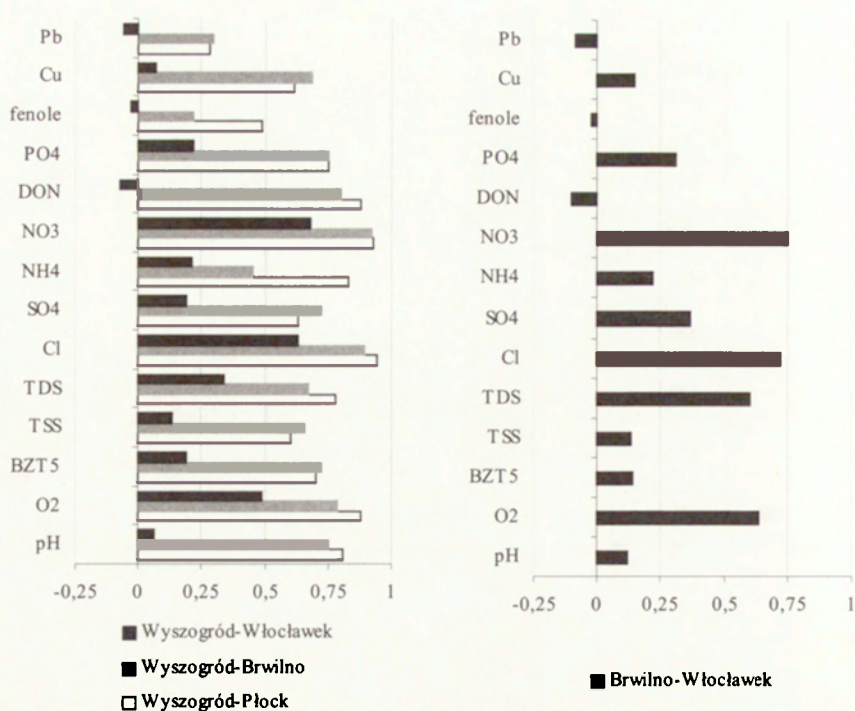


Ryc. 3. Średnia zmienność koncentracji parametrów jakości wody w profilu podłużnym dolnej Wisły w wieloleciu 1990–1995.

Objaśnienia: TDS – mineralizacja ogólna, TSS – zawiesina ogólna, DON – rozpuszczony azot organiczny

Average variability of parameters concentration of water quality along the lower Vistula in years 1990–1995.

Explanations: TDS – total mineralization, TSS – total suspended solids, DON – dissolved organic nitrogen, BZT₅ – BOD,



Ryc. 4. Związek korelacyjny między koncentracją parametrów jakości wód Wisły i zbiornika włocławskiego

Correlation connection between parameters concentration of Vistula water quality and Włocławek reservoir

nie cech jakości wody przyzaporowej części zbiornika z wodami Wisły. O skali oddziaływania procesów zachodzących w zbiorniku włocławskim na zmiany jakości wody świadczy porównanie koncentracji poszczególnych parametrów fizyczno-chemicznych między punktami kontrolnymi w Wyszogrodzie i na zaporze we Włocławku (tab. 1). W przypadku części z nich różnice są niewielkie i wynoszą od kilku do kilkunastu procent. Większe zmiany wykazują substancje biogenne i chlorki, których stężenia w zbiorniku wzrastają oraz zanieczyszczenia organiczne i zawiesina, których koncentracja zmniejsza się. Na skalę i charakter przemian jakości wody w zbiorniku ma wpływ jego duża przepływowość. Czas poziomej wymiany wody w zbiorniku, przy średnim wieloletnim dopływie wynoszącym około $900 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, wynosi 4,5 doby (Głazik 1978).

Bardzo wyraźny jest wpływ spiętrzenia wód Wisły na koncentrację substancji organicznych wyrażonych wskaźnikiem BZT₅ (ryc. 3). Jego wartości powyżej zbiornika i w jego górnej części są ponad trzykrotnie większe ($13,1\text{--}13,8 \text{ mg dm}^{-3} \text{ O}_2$) niż poniżej zapory ($4 \text{ mg dm}^{-3} \text{ O}_2$). Waż-

Tabela 1. Średnie zmiany koncentracji parametrów jakości wody na odcinku Wyszogród – zapora we Włocławku w latach 1990–1995

parametr	zmiana koncentracji (%)	
	wzrost	spadek
pH		2,5
O ₂		13,5
BZT ₅		62,5
TSS		35,5
TDS	17,2	
Cl	36,7	
SO ₄		6,4
N-NH ₄	85,2	
N-NO ₃	47,6	
DON	128,2	
P-PO ₄	35,3	
fenole lotne		16,7
Cu		11,1
Pb	6,7	

nym źródłem dostawy zanieczyszczeń organicznych do wód Wisły jest Bzura (*Stan środowiska przyrodniczego w województwie płockim...*). Jest to szczególnie widoczne w czasie niskich przepływów Wisły (Gierszewski 1999). Znacząca redukcja BZT₅ w zbiorniku włocławskim uwarunkowana jest intensywną sedymentacją zawieszin adsorbujących hydrofobowe substancje organiczne oraz korzystniejszymi warunkami do biodegradacji związków organicznych. Poniżej zapory, aż do ujścia rzeki, stwierdzono tylko niewielki wzrost koncentracji zanieczyszczeń organicznych.

Zużycie tlenu towarzyszące procesom biodegradacji materii organicznej, a także słabsza jego rozpuszczalność w cieplejszych letem wodach zbiornikowych, w porównaniu z rzecznyymi, wpływa na pogorszenie warunków tlenowych w zbiorniku (ryc. 3). Okresowe deficyty tlenowe związane są również z intensywnie przebiegającymi procesami utleniania osadów dennych szczególnie w czasie ich resuspcji. W warunkach bezwietrznej, upalnej pogody, przy małym dopływie do zbiornika w nad-dennych warstwach wody, dochodzi do prawie całkowitego zaniku tlenu. Niedobory tlenu uzupełniane są jednak szybko przez aerację wody w czasie falowania i wzmoczoną fotosyntezę. Niższe stężenia tlenu występują jeszcze kilkadziesiąt kilometrów poniżej zapory, i dopiero od Czerniewic (km 726,7) stopniowo wzrastają osiągając wartość 11,2 mg dm⁻³ w ujściowym odcinku Wisły. Podkreślić należy, że deficyty tlenowe poniżej zapory pojawiają się w tym samym czasie, co w zbiorniku włocławskim, jednak ich skala jest zdecydowanie mniejsza.

Spadek prędkości przepływu wody do $0,3-0,07 \text{ m s}^{-1}$ (Grześ 1983) w dolnej i środkowej części zbiornika wpływa na intensywniejszą sedymentację zawiesiny (ryc. 3). Początkowo, w strefie deltowej jest to frakcja piaszczysta i mułkowo-piaszczysta. W miarę zbliżania się do zapory średnica osadu maleje przyjmując postać frakcji ilastej. W tym samym kierunku wzrasta w osadach udział materii organicznej, od 1–2% w części deltowej do kilkunastu procent w pobliżu zapory (Banach 1985). Średni spadek koncentracji zawiesiny ogólnej między Wyszogrodem a zaporą wynosił w analizowanym okresie 35,5%. Podobną, wynoszącą 41%, wartość redukcji zawiesiny dla wielolecia 1971–1990, przyjmuje Z. Babiński (1994). Mniejsza koncentracja zawiesiny mineralnej może być częściowo rekompensowana większym udziałem jej formy organicznej. Potwierdzają to wyniki badań A. Gizińskiego i in. (1993), wskazujące na znacznie bogatszy pod względem ilościowym i jakościowym zooplankton zbiornika wrocławskiego, w porównaniu z rzeczny. Zmniejszanie koncentracji zawiesiny obserwowane było również poniżej zapory, co dokumentują wyniki pomiarów w punkcie kontrolnym Nieszawa. Zdaniem Z. Babińskiego (1994) związane jest to z niewielkim udziałem frakcji pylastej w osadach podlegających erozji fluwialnej. Jednak już od Torunia zmęczenie rzeki stopniowo wzrastało i w ujściowym odcinku Wisły było podobne jak na zaporze.

Efektom spiętrzenia wód Wisły jest również wzrost stężeń analizowanych substancji biogennych: azotu amonowego, azotanowego i organicznego oraz fosforanów (ryc. 3). Substancje te uwalniane są do wody w czasie mineralizacji materii organicznej zgromadzonej w masie wodnej i osadach dennych zbiornika. Podobne stężenia biogenów, jak w limnicznej części zbiornika, występują jeszcze w Nieszawie, oddalonej o 27 km od zapory. Poniżej Torunia są one wyraźnie niższe i nie zmieniają się znacząco aż do ujścia Wisły, z wyjątkiem azotu organicznego, którego koncentracja wzrasta w ujściowym biegu rzeki.

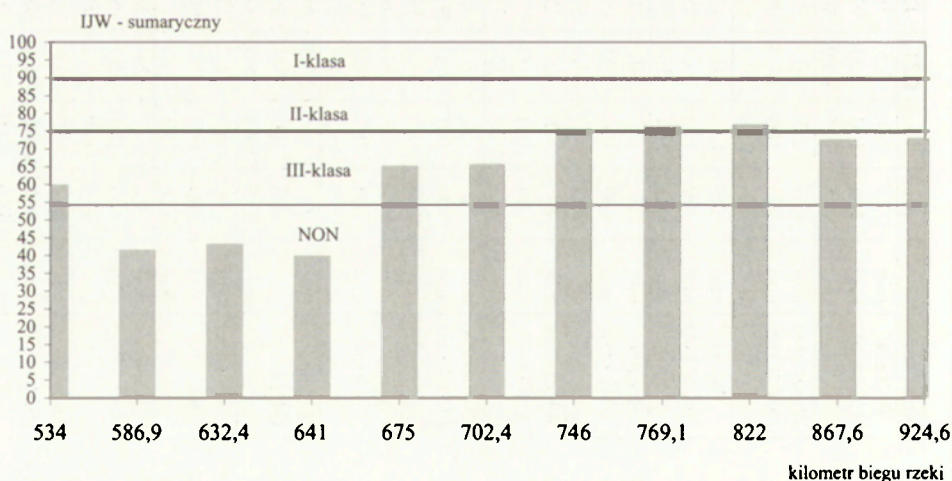
Koncentracja miedzi, ołowiu i fenoli lotnych w wodach dolnej Wisły jest niska i nie przekracza norm odpowiadających pierwszej klasie czystości i sporadycznie drugiej w przypadku fenoli lotnych. Stężenia metali ciężkich zmniejszają się zasadniczo w kierunku ujścia Wisły (ryc. 3). Jedynie w Brwilnie poniżej zrzutów do zbiornika wrocławskiego ścieków komunalnych i petrochemicznych z Płocka, są one wyraźnie wyższe. Na tle wyrównanego przebiegu stężeń fenoli niewielki wzrost ich wartości występuje poniżej Torunia i Grudziądza (ryc. 3).

Tabela 2. Średnie i ekstremalne wartości indeksów jednostkowych i sumarycznego indeksu jakości wody w latach 1991–1995

punkt kontrolny		pH	O ₂	BZT ₅	TSS	TDS	Cl	SO ₄	N-NH ₄	N-NO ₃	DON	P-PO ₄	IJW-sum.
Rajszew (534 km)	min	27,7	50	3,5	0,5	50	16	65,5	52,8	63,2	40	16,9	1,7
	max	100	100	100	97,6	96,5	100	100	99,6	100	86	100	85,6
	śr.	87,5	98,5	63,9	50,1	68,2	75,6	96,8	82,3	89,5	53,5	75,7	59,7
Wyszogród (586,9 km)	min	43,7	2,5	0	1,7	51,2	53,7	2,2	53	61,3	44,4	9	0
	max	100	100	87,3	98,4	100	100	100	96,4	10	95,2	100	86,9
	śr.	89	94,8	29,3	52,4	81,8	96,3	95,8	84,6	93,8	70,6	67,6	41,5
Płock (632,4 km)	min	36	47,5	0	12,9	50,3	33,7	62,5	53	61,3	44,7	0	0
	max	100	100	95,4	98,4	100	100	100	92,6	100	96	100	85,2
	śr.	87,8	97,7	29	58,6	79,5	95,1	96,7	83,7	93,7	69,1	65,3	43
Brwilno (641 km)	min	19	3,8	0	2,6	57,7	45	67,5	41,7	57,1	38,7	0	0
	max	100	100	100	97,6	100	100	100	91,4	100	100	100	86,9
	śr.	90,9	88,7	27,6	57,5	79,7	95,6	96	80,5	93,2	69,9	58,4	39,8
Włocławek (675 km)	min	84	1,2	4,5	2,5	50,2	74,7	73	41,6	25	0,9	7,4	3,1
	max	100	100	100	99,8	100	100	100	98,3	100	76,2	100	88,6
	śr.	96,7	87,9	75	71,7	74,3	94,4	97,8	77,1	88	52,1	62,8	65
Nieszawa (702,4 km)	min	75	7,4	38,7	0,5	54,3	68,5	74,5	32,8	27,5	31,6	8,3	1,6
	max	100	100	100	99,8	100	100	100	96	100	89,2	100	85
	śr.	96,5	82,9	77,5	72,7	73,3	93,5	97,8	74,3	86,6	52,3	59,6	65,5
Górsk (746 km)	min	57,7	35	50	6,9	56	62,5	35	32,6	63,7	20	4,8	15,7
	max	100	100	100	99,8	100	100	100	100	100	92,2	100	91,9
	śr.	95,3	95,2	81,2	87,9	77,3	93,5	98,5	84,9	92,9	56,3	66,5	75,3
Łęgowo (769,1 km)	min	51	55	37,5	31,9	30,6	30	96,2	63,1	61,6	38,7	10,4	30,9
	max	100	100	100	99,5	97,9	100	100	100	100	94,7	100	87,9
	śr.	92,9	97,1	78,6	81,7	63,5	82,2	99,1	85,5	92,6	68,4	68,7	76,2
Sartowice (822 km)	min	36	66,9	31,2	15,9	48,2	40,5	82,4	66,6	63,5	47,2	15,5	43
	max	100	100	100	99,5	85,3	100	100	100	100	98,2	100	90,1
	śr.	87,6	99,3	72,2	77,9	66,5	87	99,2	87	94	68,5	70,2	76,7
Opalenie (867,6 km)	min	36	79,7	25	26,8	50	42,2	82,4	64,4	57,8	42,2	5,4	17,6
	max	100	100	100	98,4	90,2	100	100	98,3	100	80,7	100	87,7
	śr.	90,8	99,7	70,1	72,9	71,3	79,8	97,7	87,9	92,3	55,8	68,3	72,5
Ostaszewo (924,6 km)	min	27,7	79,7	22,6	25	50,8	43,2	64	61,4	59,9	42,8	30,4	48,8
	max	99,7	100	100	98,4	97,2	100	100	100	100	79	100	87,9
	śr.	87,6	99,6	69,1	70,9	72,8	80,2	97,7	88	91,6	55,6	70,9	72,8

Kompleksowej oceny zróżnicowania jakości wody dolnej Wisły dokonano za pomocą sumarycznego indeksu jakości wody (IJW). Składa się na niego uśredniona wartość indeksów jednostkowych obliczonych dla 11 parametrów jakości wody (Dojlido i in. 1983; Stojda i in. 1985) (tab. 2). W większości przypadków zróżnicowanie średnich wartości indeksów jednostkowych nie przekracza 25 punktów i odpowiada jednej klasie czystości. Dla pH, O₂, Cl, SO₄, NH₄, NO₃ jest to pierwsza, a dla azotu organicznego i PO₄ druga klasa czystości. Większym zróżnicowaniem obejmującym 2–3 klasy charakteryzują się indeksy BZT₅, zawiesiny i ogólnej mineralizacji wody. Minimalne wartości indeksów jednostkowych wskazują, że na pogorszenie jakości wody wpływały wysokie koncentracje fosforanów i zawiesiny ogólnej na całym odcinku dolnej Wisły, niskie stężenia tlenu pomiędzy Wyszogrodem a Nieszawą, zanieczyszczenie rzeki związkami organicznymi od Rajszewa do zapory oraz wysokie stężenia azotu organicznego w dolnej części zbiornika włocławskiego.

Wartości sumarycznego IJW wskazują, że do pogorszenia jakości wód Wisły charakteryzującej się początkowo III klasą czystości (Rajszew), dochodzi w Wyszogrodzie na wysokości ujścia Bzury (ryc. 5). Niskie, wynoszące około 40 punktów wartości IJW, odpowiadające wodom ponadnormatywnie zanieczyszczonym, występują jeszcze w górnej części zbiornika włocławskiego (Brwilno). Wzrost wartości indeksu o 25 punktów na zaporze we Włocławku pozwala zaklasyfikować wody dolnej części zbiornika do III klasy czystości. Podobna jakość wody utrzymuje się przynajmniej do Nieszawy. Poniżej, aż do ujścia Wisły, jakość wody nieznacznie poprawia się i oscyluje na granicy II i III klasy czystości.



Ryc. 5. Zmiany jakości wody w profilu podłużnym dolnej Wisły na podstawie sumarycznego indeksu jakości wody (IJW)

Changes of water quality along the lower Vistula on the strength of water quality index (IJW)

CZASOWA ZMIENNOŚĆ WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNYCH WODY

Zmienny w czasie przebieg warunków hydrometeorologicznych, aktywności biologicznej, warunków krążenia wody w zlewni oraz zmienność dostawy zanieczyszczeń antropogenicznych, to najważniejsze czynniki decydujące o dużej zmienności koncentracji transportowanych rzeką substancji.

Ze względu na wartości współczynników zmienności koncentracji można wyróżnić trzy grupy substancji (tab. 3). Największą zmienność stężeń przekraczającą 100% przy jednoczesnym dużym jej zróżnicowaniu w poszczególnych punktach kontrolnych, wykazują metale ciężkie i fenole, dostarczane do rzeki ze ściekami przemysłowymi. Mniejszymi zmianami koncentracji, mieszczącymi się w przedziale 50–100%, charakteryzują się biogeny, zawiesina, zanieczyszczenia organiczne i chlorki. Związane jest to z zaangażowaniem niektórych z tych substancji w procesy biogeochemiczne (biogeny, substancje organiczne) oraz zmienną, zależną od przebiegu warunków hydrometeorologicznych, dostawą ze zlewni. Największą stabilnością cechują się mineralizacja ogólna oraz koncentracje siarczanów, tlenu i jonów wodorowych (pH).

Tabela 3. Współczynniki zmienności parametrów jakości wody w %

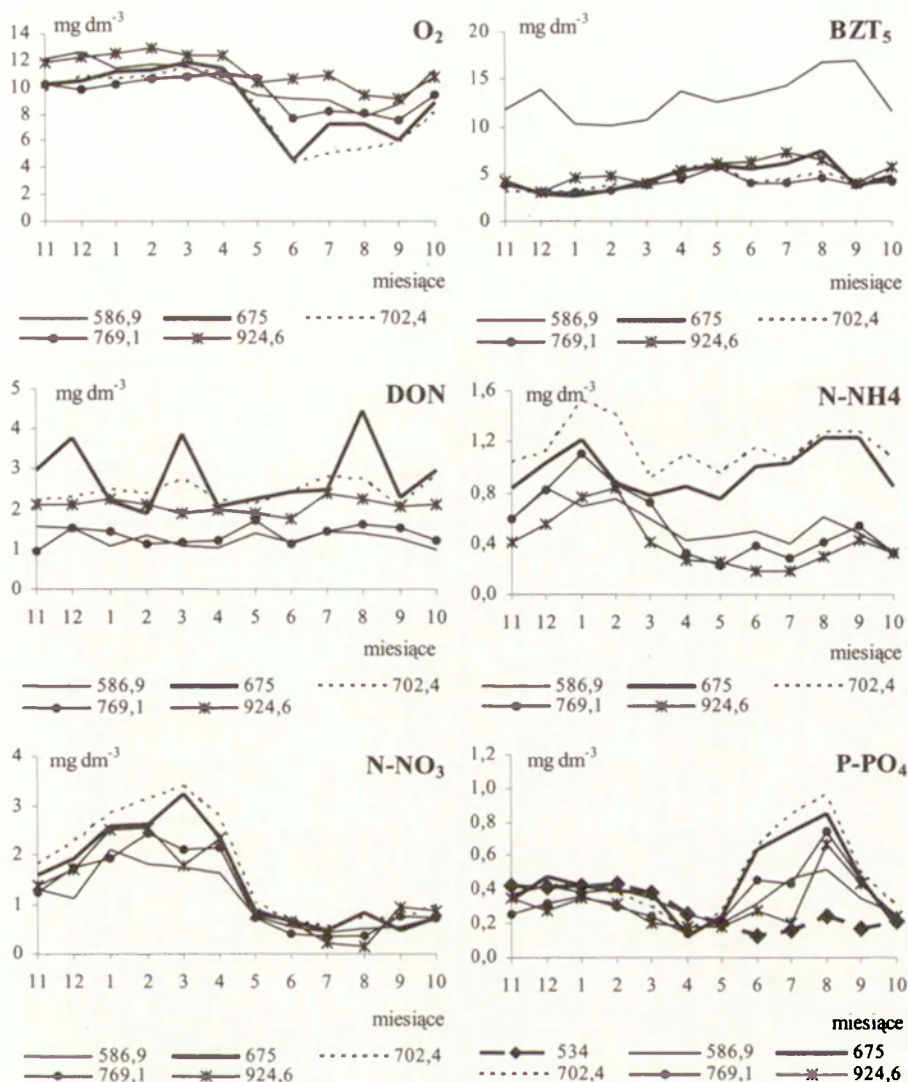
punkt kontrolny	pH	O ₂	BZT ₅	TSS	TDS	Cl	SO ₄	N-NH ₄	N-NO ₃	DON	PO ₄	fenole	Cu	Pb
Rajszew (534 km)	5	17	50	66	27	42	24	80	69	42	90	283	131	219
Wyszogród (586,9 km)	5	27	56	65	22	64	45	69	81	65	65	112	145	118
Płock (632,4 km)	5	24	59	50	22	64	29	70	85	56	87	167	156	115
Brwilno (641 km)	6	33	55	69	19	60	30	76	93	72	82	135	134	110
Włocławek (675 km)	3	32	61	91	21	37	22	66	87	84	73	127	78	80
Nieszawa (702,4 km)	3	34	45	102	20	33	16	69	83	46	67	136	72	88
Górsk (746 km)	3	24	38	94	19	48	35	135	73	64	71	131	122	218
Łęgowo (769,1 km)	5	23	37	56	20	31	16	75	77	50	66	150	123	97
Sartowice (822 km)	5	18	35	61	19	35	18	79	75	41	64	117	95	145
Opalenie (867,6 km)	4	16	43	51	23	38	22	80	76	39	69	171	60	195
Ostaszewo (924, 6 km)	4	17	44	53	24	40	21	77	78	37	58	53	93	256
Średnia	4	24	47	69	21	45	25	80	80	54	72	144	110	149

Tabela 4. Związek korelacyjny między koncentracją parametrów jakości wody a natężeniem przepływu ($\alpha > 0,05$)

parametr	Kępa Polska	Włocławek	Toruń	Tczew
TDS	-0,38	-0,48	-0,55	-0,64
O ₂		0,45	0,47	0,30
BZT ₅	-0,28			
TSS			0,42	
Cl	-0,58	-0,75	0,68	-0,3
SO ₄				
N-NH ₄		-0,34		
N-NO ₃	0,54	0,69	0,65	0,66
DON		-0,44		-0,30
P-PO ₄		-0,48	-0,44	-0,38

W dużych nieznacznie zanieczyszczonych rzekach, których zlewnie mają stosunkowo jednorodną budowę geologiczną i małą zmienność źródeł zasilania jednym z ważniejszych czynników wpływających na zmienność koncentracji transportowanego rzeką materiału są warunki przepływu wody (m.in. Walling, Webb 1986). Ocena wpływu zmian natężenia jej przepływu na wielkość koncentracji w przekrojach: Kępa Polska, Włocławek, Toruń i Tczew tylko w przypadku niektórych parametrów potwierdziła inwersyjny charakter zależności koncentracja-natężenie przepływu przyjmowany przez D.E. Wallinga i B.W. Webba (1986) (tab. 4). Wyższe koncentracje mineralizacji ogólnej, chlorków, fosforanów i azotu organicznego w sezonie letnio-jesiennym związane są z większym udziałem zasolonych wód kopalnianych i ścieków w odpływie Wisły w okresie zmniejszonego zasilania rzeki ze zlewni. Ważnym źródłem fosforanów jest także sam zbiornik włocławski. W warunkach małego dopływu wody do zbiornika, przy niskich stężeniach tlenu, może być on uwalniany z osadów dennych, bądź też wydzielany przez zooplankton (Kajak 1998). Istotną statystycznie jest również ujemna korelacja BZT₅ z przepływem w profilu Kępa Polska, co jest między innymi efektem większego wpływu zanieczyszczonej substancjami organicznymi Bzury na jakość wody Wisły w czasie niżówek.

Odmiernym, wprost proporcjonalnym typem zależności koncentracji od przepływu wykazują się azotany i tlen (tab. 4). Wyższe stężenia tlenu w charakteryzujących się większymi przepływami miesiącach zimowych i wczesnowiosennych, związane są z lepszą rozpuszczalnością tlenu w wodzie o niższej temperaturze i mniejszą w tym czasie intensywnością procesów biodegradacyjnych. Silna dodatnia zależność koncentracji azotanów od przepływu to przede wszystkim efekt większej ich dostawy ze zlewni w czasie wezbrań roztopowych.



Ryc. 6. Roczna zmienność stężeń parametrów jakości wody w wieloleciu 1990–1995 w wybranych punktach kontrolnych

Annual variability of parameters concentration in years 1990–1995 in the chosen monitoring points

Wyrazem dużego wpływu wymienionych uwarunkowań na sezonową zmienność koncentracji transportowanej Wisłą materii jest zróżnicowanie jej wielkości w półroczach hydrologicznych. W przypadku większości analizowanych parametrów jest ono podobne, niezależnie od położenia punktu kontrolnego (tab. 5). W półroczu zimowym większą koncentracją charakteryzowały się tlen, siarczany oraz azot amonowy i azotanowy, na-

Tabela 5. Średnie (1990–1995) zróżnicowanie koncentracji parametrów jakości wody w półroczach hydrologicznych. Wielkość koncentracji w półroczu letnim w relacji do zimowego w %

punkt kontrolny	pH	O ₂	BZT ₅	TSS	TDS	Cl	SO ₄	N-NH ₄	N-NO ₃	DON	P-PO ₄	fenole	Cu	Pb
Rajszew (534 km)	6,4	-15,9	57,4	81,2	8,7	27,1	-5,7	-80,6	-68,8	-14,7	-53,8	50,0	13,3	56,2
Wyszogród (586,9 km)	5,1	-20,7	22,2	55,3	5,8	72,7	-21,4	-28,1	-64,2	3,2	0,0	-14,3	25,0	28,6
Płock (632,4 km)	5,1	-18,1	33,9	35,4	10,3	80,6	-8,5	-25,0	-70,3	0,0	13,5	16,7	115,4	16,0
Brwilno (641 km)	2,6	-28,8	22,9	49,2	6,6	80,6	-14,0	-7,5	-72,6	22,3	23,6	-14,3	70,6	10,0
Włocławek (675 km)	-1,3	-36,9	48,6	50,9	1,6	34,6	-13,6	7,4	-72,2	-0,4	41,7	0,0	5,3	43,5
Nieszawa (702,4 km)	0,0	-42,1	27,0	8,2	-3,1	27,7	-9,8	-5,9	-71,6	3,7	65,7	-10,0	18,7	14,8
Górszk (746 km)	-1,3	-33,0	17,1	-10,0	6,8	47,5	-15,5	-35,4	-66,8	-13,0	56,7	-43,5	100,0	105,0
Łęgowo (769,1 km)	1,3	-18,1	22,2	47,4	2,4	24,6	-8,9	-50,0	-71,9	12,2	61,5	-33,3	142,6	122,2
Sartowice (822 km)	3,8	-10,9	29,3	40,4	9,6	35,9	-8,5	-53,8	-68,9	19,8	40,7	-14,3	0,0	-85,7
Opalenie (867,6 km)	1,2	-14,7	53,8	46,7	7,0	9,7	-7,0	-49,1	-69,2	1,4	46,4	88,9	33,3	0,0
Ostaszewo (924, 6 km)	2,5	-17,4	36,4	48,4	14,5	11,0	-11,8	-50,0	-71,1	0,5	25,0	75,0	-50,0	300,0

tomiastr w półroczu letnim ogólna mineralizacja wody, chlorki, zawiesina, zanieczyszczenia organiczne, fosforany, pH oraz metale ciężkie. Sezonowa zmienność stężeń azotu organicznego i fenoli w związku z punktowym charakterem dostawy tych substancji do koryta rzeki jest różna w kolejnych punktach kontrolnych.

Procesy hydrochemiczne zachodzące w zbiorniku wrocławskim charakteryzują się inną niż w rzece dynamiką. Świadczy o tym zmienność rocznej koncentracji ważnych z punktu widzenia jakości wody parametrów (O_2 , BZT₅, DKN, NH_4 , NO_3) (ryc. 6). W środowisku zbiornika przekształcony zostaje naturalny przebieg stężeń tlenu uwarunkowany zmianami temperatury wody. Efektem intensywnie zachodzących procesów biodegradacyjnych są wyrównane wartości koncentracji zanieczyszczeń organicznych w zbiorniku i poniżej zapory. Pojawiające się w zbiorniku kulminacje stężeń azotu organicznego świadczą o tym, że szczątki żyjących tam organizmów mogą być istotnym źródłem dostawy tej substancji. Większa intensywność procesów amonifikacji i nityfikacji w zbiorniku modyfikuje nieznacznie przebieg stężeń azotu amonowego i azotanowego. Widoczna jeszcze w punkcie kontrolnym Rajszew zmienność stężeń fosforanów, nawiązująca do cyklu rozwojowego fitoplanktonu z maksimum w miesiącach zimowych, w przypadku dolnej Wisły jest odmienna. Wyższe stężenia fosforanów w zbiorniku wrocławskim uwarunkowane są ponadto zasilaniem wewnętrznym (ryc. 6).

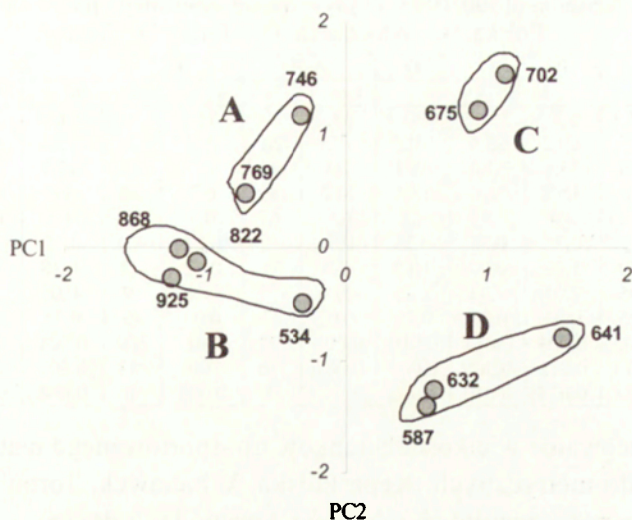
HYDROCHEMICZNA DELIMITACJA DOLNEJ WISŁY

Do identyfikacji parametrów decydujących o hydrochemicznym zróżnicowaniu dolnej Wisły wykorzystano analizę składowych głównych (PCA). Dwie pierwsze składowe PC1 i PC2 wyjaśniają 69,8% zmienności 14 analizowanych parametrów fizyczno-chemicznych. Korelacja wartości własnych składowych głównych z koncentracjami parametrów wskazuje na to, że pierwszą składową można wiązać przede wszystkim z metalami ciężkimi oraz w nieco mniejszym stopniu z fosforanami, azotem amonowym i chlorkami. Wyraża więc ona w dużym stopniu dopływ zanieczyszczeń ze źródeł punktowych oraz zróżnicowanie wielkości produkcji pierwotnej ekosystemu. Druga składowa określa zmienność azotanów i azotu organicznego, których wielkość uwarunkowana jest dopływem z obszaru zlewni oraz odmiennym tempem przemian biogeochemicznych na odcinku oddziaływania zbiornika wrocławskiego (tab. 6).

Tabela 6. Współczynniki korelacji między składowymi głównymi PC1 i PC2 a parametrami jakości wody ($\alpha > 0,05$)

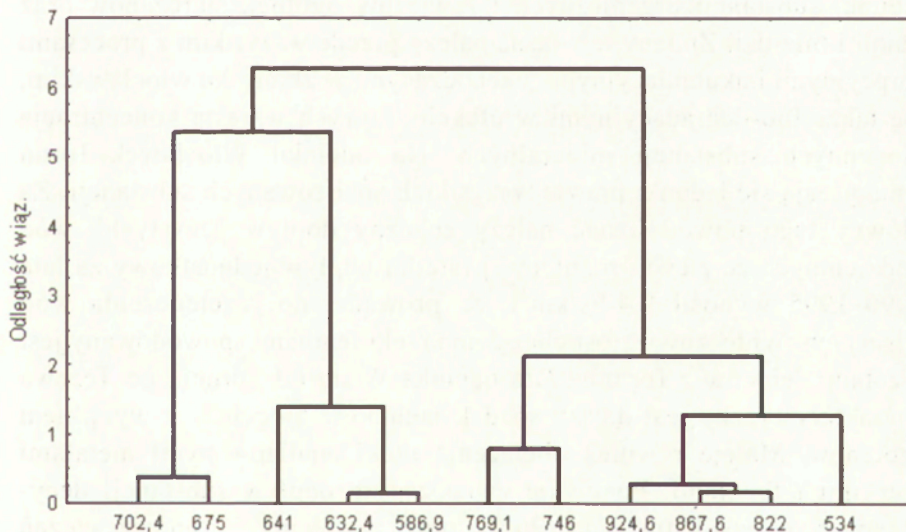
parametr	składowe główne	
	PC 1	PC 2
pH		-0,69
O ₂	-0,63	-0,68
BZT ₅		-0,81
TSS		-0,67
TDS	0,64	
Cl	0,78	
SO ₄		
N-NH ₄	0,78	
N-NO ₃		0,75
DON		0,69
P-PO ₄	0,79	
fenole		
Cu	0,89	
Pb	0,95	

Charakter uporządkowania punktów kontrolnych względem pierwszej i drugiej składowej głównej (ryc. 7) odpowiada zasadniczo grupom punktów określonych metodą hierarchicznego grupowania Warda (ryc. 8). Na tej podstawie wyznaczone zostały cztery różne pod względem właściwości fizyczno-chemicznych odcinki dolnej Wisły. Wody odcinka „A” obejmującego punkty kontrolne w Górsku (746 km) i Łęgowie (769,1 km) charakteryzują się niską koncentracją zanieczyszczeń organicznych i zawiesiny. Niskie są tam również stężenia azotu amonowego i fosforanów. Wysoka mineralizacja ogólna i stężenia chlorków w Łęgowie, wiążą jakość wody tego fragmentu rzeki z odcinkiem „B”. Obejmuje on trzy ostatnie punkty kontrolne (822 km, 867,6 km, 924,6 km) oraz punkt w Rajszewie (534 km) opisujący jakość wody Wisły środkowej. Oprócz wysokich stężeń chlorków i mineralizacji ogólnej stwierdza się tutaj również najlepsze natlenienie wody. Odcinek „C”, który charakteryzują stanowiska pomiarowe na zaporze we Włocławku (675 km) i w Nieszawie (702,4 km) wykazuje najwyższe stężenia analizowanych substancji biogenych, najślabsze natlenienie wody oraz niski poziom zanieczyszczeń organicznych. Na ostatni z wyróżnionych odcinków „D” składają się punkty Wyszogród (586,9 km), Płock (632,4 km) i nieco słabiej z nimi związany, głównie ze względu na gorsze natlenienie wody, punkt w Brwilnie (641 km), położony na granicy górnej i środkowej części zbiornika włocławskiego. Hydrochemiczną odmienność tego fragmentu Wisły określają wysoka koncentracja zawiesiny ogólnej i zanieczyszczeń organicznych.



Ryc. 7. Diagram uporządkowania punktów kontrolnych pod względem jakości wody wobec pierwszej (PC1) i drugiej (PC2) składowej głównej. A – D zgrupowania punktów kontrolnych odpowiadające odcinkom rzeki opisanym w tekście
 Diagram of the ordering of monitoring points in respect of water quality in relation to the first (PC1) and second (PC2) principal components. A – D gathering of monitoring points corresponding to the river sections written in the text

Grupowanie hierarchiczne
 Metoda Warda - odległości euklidesowe



Ryc. 8. Dendrogram podobieństwa hydrochemicznego punktów kontrolno-pomiarowych
 Dendrogram of hydrochemical similarity of monitoring points

Tabela 7. Średni (1990-1995) odpływ transportowanego materiału. A – Kępa Polska, B – Włocławek, C – Toruń, D – Tczew

parametr	A	B	C	D	A-B		B-C		C-D		A-D	
	kg s ⁻¹				kg s ⁻¹	%	kg s ⁻¹	%	kg s ⁻¹	%	kg s ⁻¹	%
TDS	338,3	372	387,5	490,9	-33,7	10	-15,5	4	-103,4	27	-152,6	45
Cl	62,5	80,2	85,9	161,3	-17,7	28	-5,7	7	-75,4	88	-98,8	158
SO ₄	60,4	53,1	51,4	69,1	7,3	-12	1,7	-3	-17,7	34	-8,7	14
TSS	26	15,8	9,1	18,5	10,2	-39	6,7	-42	-9,4	103	7,5	-29
BZT ₅	10,3	3,4	3	4,8	6,9	-67	0,4	-12	-1,8	60	5,5	-53
N-NH ₄	0,41	0,72	0,51	0,36	-0,31	76	0,21	-29	0,15	-29	0,05	-12
N-NO ₃	0,79	1,09	0,97	1,15	-0,3	38	0,12	-11	-0,18	19	-0,36	46
DON	0,95	2,01	1,83	1,88	-1,06	112	0,18	-9	-0,05	3	-0,93	98
P-PO ₄	0,26	0,33	0,31	0,29	-0,07	27	0,02	-6	0,02	-7	-0,03	12
fenole	0,005	0,004	0,014	0,010	0,001	-22	-0,011	300	0,004	-31	-0,005	117
Cu	0,014	0,012	0,006	0,004	0,002	-16	0,006	-51	0,002	-36	0,010	-74
Pb	0,018	0,018	0,010	0,002	0	0	0,008	-46	0,008	-81	0,016	-90

Zróznicowanie wielkości ładunków transportowanego materiału w profilach hydrometrycznych: Kępa Polska, Włocławek, Toruń i Tczew wyjaśnia rolę poszczególnych odcinków koryta, jak i dorzecza, w procesach kształtowania jakości wody dolnej Wisły (tab. 7). Zmieniające się z biegiem rzeki wielkości ładunków są między innymi funkcją retencyjności rzeki oraz zróżnicowanego pod względem wielkości i jakości zasilania. Wyniki obliczeń wskazują na to, że między Kępą Polską a Włocławkiem wyraźnie zwiększa się obciążenie rzeki substancjami biogennymi i w mniejszym stopniu chlorkami, co przekłada się również na wzrost ładunku ogólnej sumy substancji rozpuszczonych. Zmniejszają się natomiast ładunki substancji organicznych i zawiesiny ogólnej, siarczanów oraz fenoli i miedzi. Zmiany te wiązać należy przede wszystkim z procesami sorpcyjnymi i akumulacyjnymi, zachodzącymi w zbiorniku włocławskim, ale także bio-degradacyjnymi w efekcie, których wzrasta koncentracja biogennych substancji mineralnych. Na odcinku Włocławek-Toruń zmniejszają się ładunki prawie wszystkich analizowanych substancji. Za główny tego powód uznać należy znaczny dopływ „czystych” wód podziemnych ze zlewni różnicowej (średni odpływ jednostkowy za lata 1990–1995 wynosił 9,4 l/s/km²), co prowadzi do rozcieńczenia wód wiślanych. Widoczny wzrost obciążenia rzeki fenolami spowodowany jest zrzutami ścieków z Torunia. Dla odcinka Wisły od Torunia do Tczewa charakterystyczny jest dalszy spadek ładunków biogenów z wyjątkiem azotanów. Maleje również obciążenie rzeki analizowanymi metalami ciężkimi i fenolami. Ponownie zwiększa się odpływ substancji decydujących o zasoleniu wód Wisły oraz zawiesiny i zanieczyszczeń organicznych. Związane jest to z większą dostawą tych substancji z obszarów intensywnie użytkowanych rolniczo wysoczyzn morenowych (świeckiej i chełmińskiej) oraz zrzutami do Wisły ścieków z zakładów sodowych. Niewielki wzrost ładunków chlorków i siarczanów na

żuławskim odcinku Wisły uwarunkowany jest oddziaływaniem morza oraz procesami rozkładu materii organicznej, która w znacznych ilościach występuje w madach rzecznych.

Generalnie między Kępą Polską a Tczewem zmniejszają się o 70–90% ładunki metali ciężkich (Cu i Pb), zanieczyszczeń organicznych wyrażonych wskaźnikiem BZT₅ o około 50%, zawiesiny ogólnej o 30% i nieznacznie azotu amonowego. Wzrasta natomiast obciążenie rzeki pozostałymi analizowanymi składnikami, a szczególnie chlorkami, fenolami i azotem organicznym.

Wyniki wszystkich przeprowadzonych analiz jednoznacznie wskazują na istotną rolę zbiornika włocławskiego w procesach transformacji właściwości fizyczno-chemicznych wód Wisły. Podkreślić należy, że efekty większości zmian zaobserwowanych w zbiorniku włocławskim widoczne są jeszcze w punkcie kontrolnym Nieszawa położonym 27 km poniżej zapory, a w przypadku niektórych parametrów (zawiesina ogólna i BZT₅) zaznaczają się nawet w ujściowym odcinku Wisły. Zróżnicowanie jakości wody modyfikują dopływy niektórych rzek (Narew, Drwęca, Bzura) oraz największe zrzuty ścieków (Płock, Dybowo poniżej Torunia). Pozostałe dopływy rzeczne i punktowe źródła zanieczyszczeń w mniejszym stopniu wpływają na transformację jakości wody Wisły. Widoczne jest również lokalne zasilanie rzeki substancjami dopływającymi ze źródeł obszarowych (Żuławy, Wysoczyzna Chełmińska i Świecka).

Mimo dużego natężenia antropopresji (intensywne rolnictwo, przemysł, urbanizacja) jakość wód wzdłuż biegu Wisły poniżej zapory we Włocławku nie ulega istotnemu pogorszeniu, a w przypadku niektórych wskaźników poprawia się. Świadczy to o korzystnych uwarunkowaniach naturalnych tej części dorzecza (m. in. buforowa funkcja kompleksów leśnych w dnie doliny, zwiększone zasilanie wodami podziemnymi) oraz niewielkiej ilości dużych przekraczających chłonność rzeki źródeł zanieczyszczeń. Również regulacja Wisły poniżej ujścia Tażyny, której efektem jest między innymi zmniejszenie możliwości retencyjnych koryta, nie wpłynęła na zmniejszenie zdolności rzeki do samooczyszczania.

OCENA ODDZIAŁYWANIA ZBIORNIKA WŁOCŁAWSKIEGO NA JAKOŚĆ WODY

Ocena wpływu budowli piętrzących na jakość wody nie jest jednoznaczna. Zmiany są różnokierunkowe i zależą od charakteru zbiornika i rzeki, na której został on utworzony. Duże znaczenie mają powierzchnia zbiornika, jego kształt, głębokość, czas przepływu, charakter pracy stop-

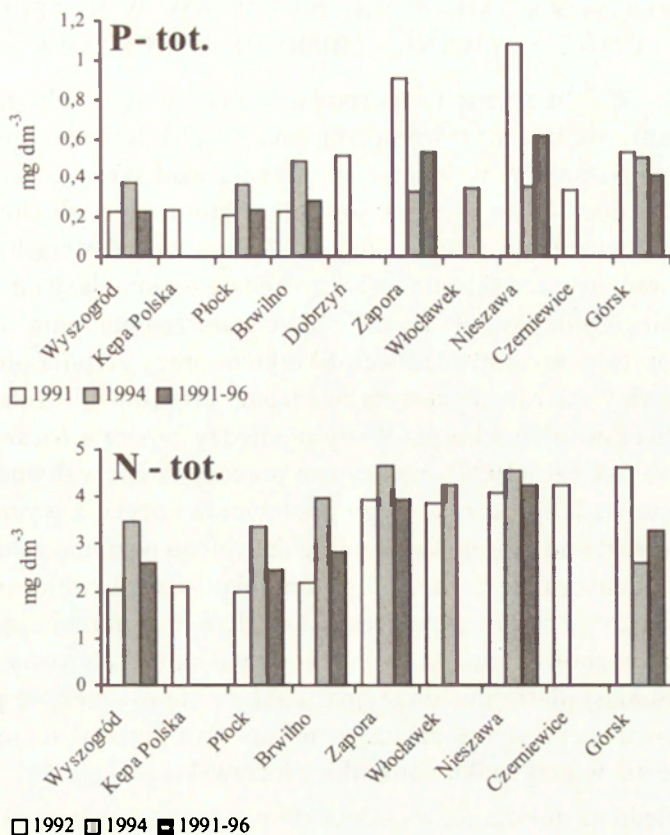
nia piętrzącego (m. in. Woyciechowska, Dojlido 1982; Wróbel, Szczęsny 1983; Allan 1998). Bardzo istotna jest jakość wody dopływającej do zbiornika (Kajak 1998). Uwzględniając wymienione uwarunkowania oraz złożoność przebiegu procesów hydrochemicznych i hydrobiologicznych, każdy zbiornik traktować należy indywidualnie.

W wyniku spiętrzenia wód Wisły zaporą we Włocławku, zalaniu uległ obszar o powierzchni 22 km², co przy powierzchni zbiornika wynoszącej 70,4 km² wskazuje na to, że prawie 70% jego powierzchni związane jest z dawnym korytem rzeki. W górnej i środkowej części zbiornika stanowi ono drogę uprzywilejowanego przepływu (Babiński, Grześ 1995). Zbiornik włocławski charakteryzuje się dużą przepływowością, o czym świadczą krótki czas retencji wody wynoszący średnio 4–5 dni. Niewielkie głębokości, szybka wymiana wody oraz duże możliwości wiatrowego mieszania wód, wpływają na polimiktyczny charakter tego akwenu (Babiński, Grześ 1995). Takie cechy powodują, że dokonujące się w zbiorniku włocławskim zmiany jakości wody charakteryzują się w sumie niewielką skalą.

Za pozytywne zjawiska spiętrzenia uznać należy wyraźny spadek koncentracji zanieczyszczeń organicznych (BZT₅) i zawiesiny ogólnej oraz poprawę odczynu wody wpływającą na zwiększenie jej właściwości buforowych. Cechy negatywne to niezbyt duży wzrost stężeń substancji biogennych (azot amonowy, azotanowy, organiczny oraz fosforany). Nieznacznie słabsze jest również natlenienie wody zbiornika. W związku z tym, że zmiany koncentracji parametrów wpływających na pogorszenie jakości wody są niewielkie i mieszczą się najczęściej w granicach jednej klasy czystości, następuje niewielka ogólna poprawa jakości wody w zbiorniku i poniżej zapory.

Według A. Kentzera i in. (1999) korzystnym zjawiskiem z punktu widzenia jakości wody Wisły poniżej zapory jest akumulacja fosforu i azotu w osadach dennych zbiornika. Autorzy ci zaznaczają jednak, że ponad 25% ładunku tych pierwiastków zawartych w osadach trafia ponownie do toni wodnej. Nie można więc wykluczyć, że w sytuacji zmniejszającego się zanieczyszczenia Wisły substancjami biogennymi osady denne zbiornika będą istotnym źródłem ich dostawy szczególnie w latach o niskich przepływach Wisły. O symptomach tego zjawiska świadczą wyższe stężenia azotu i fosforu ogólnego w wodzie wypływającej ze zbiornika (ryc. 9).

Zaznaczające się różnice w składzie chemicznym wody pozwalają na podział zbiornika, na co najmniej dwa fragmenty. W górnym fragmencie, o przewodze cech rzecznych, rozciągającym się do 655 km skład che-



Ryc. 9. Zmiany koncentracji fosforu całkowitego i azotu całkowitego w górnym odcinku dolnej Wisły

Changes of total phosphorus and total nitrogen concentration in upper section of lower Vistula

miczny wody zbiornika i zasilającej go wody rzecznej jest bardzo podobny. Jedyna istotna różnica to mniejsza koncentracja zawiesiny ogólnej i nieznacznie słabsze natlenienie wód zbiornikowych. Odmienność cech fizyczno-chemicznych wody dolnego – bardziej limnicznego fragmentu zbiornika rozciągającego się od 655 km do zapory, wyraża się zmniejszeniem koncentracji zanieczyszczeń organicznych, zawiesiny i tlenu oraz wzrostem stężeń substancji biogenych i ogólnego zasolenia wody.

W rzeczywistości hydrochemiczne zróżnicowanie zbiornika włocławskiego jest znacznie bardziej złożone. Potwierdzają to wyniki badań autora wskazujące na możliwość formowania się w określonych sytuacjach hydrologicznych, odmiennych pod względem właściwości fizyczno-chemicznych mas wodnych w korytovej i zalewowej części zbiornika (Gierszewski 2000).

PROGNOZA ZMIAN JAKOŚCI WODY W STREFIE ODDZIAŁYWANIA ZBIORNIKA NIESZAWA

Wariant „W-2” koncepcji zagospodarowania dolnej Wisły przewiduje wybudowanie stopnia wyrównawczego na 703,7 kilometrze biegu rzeki w okolicach Nieszawy. W efekcie spiętrzenia wód Wisły o około 8 metrów (do rzędnej 46 m n.p.m.) powstanie zbiornik o objętości około 90 mln m³, powierzchni 30 km², długości 29 km i szerokościach od 0,6 do 1,2 km. Parametry te wskazują na to, że będzie on mniejszy od zbiornika włocławskiego o około 2/3. Tereny objęte spiętrzeniem mają się ograniczać do koryta wody powodziowej. Skutkiem pracy stopnia piętrzącego we Włocławku, jak również przeprowadzonej częściowej regulacji rzeki, jest aktualna morfologia koryta Wisły pomiędzy zaporą a Nieszawą. Według Z. Babińskiego (1997) intensywne procesy erozji wgłębnej poniżej zapory doprowadziły do znacznego pogłębienia koryta, a wyerodowany materiał posłużył do uformowania poregulacyjnego poziomu zalewowego. Zmiany te zaznaczają się w morfologii dna planowanego zbiornika rynną o szerokości 250–550 m i głębokości od około 6 m w górnej części zbiornika do 9 m w pobliżu zapory. Poregulacyjny poziom zalewowy stanowić będzie natomiast platformę abrazyjną. Zakłada się również, że praca hydroelektrowni nie wpłynie znacząco na dobowe zmiany stanów wody, przeciwnie niż w przypadku zbiornika włocławskiego.

Ze względu na położenie, w podobnym pod względem warunków naturalnych i natężenia antropopresji obszarze oraz zbliżone cechy batygraficzne i hydrologiczne, oba zbiorniki będą pod wieloma względami porównywalne. Nie należy się tym samym spodziewać większych niż w zbiorniku włocławskim zmian jakości wody, tym bardziej, że zbiornik nieszawski będzie akwenem o jeszcze większej przepływowości. Przy założeniu prędkości przepływu wody na poziomie od około 0,2 do 0,5 m s⁻¹ i istnieniu uprzywilejowanej drogi przepływu związanej z wyraźnie zaznaczoną w morfologii dna zbiornika rynną, należy przypuszczać, że zdolność rzeki do samooczyszczania nie ulegnie zmniejszeniu.

W związku z funkcjonowaniem stopnia piętrzącego „Nieszawa” w systemie kaskady, bezpośredni wpływ na chemizm wód zbiornika nieszawskiego będą miały procesy zachodzące w zbiorniku włocławskim. Potwierdzają to wyniki wyżej przeprowadzonych analiz zmian chemizmu wody, które wykazały duże podobieństwo jakości wód w punktach kontrolnych, zlokalizowanych na zaporze we Włocławku i w Nieszawie.

Tabela 8. Średnie stężenia chlorofilu „a” w zasięgu oddziaływania zbiornika wrocławskiego w mg dm^{-3}

rok	Wyszogród	Płock	Brwilno	W-ek zapora	Nieszawa
1993	85,2	100,2	56,7	44,9	40,6
1994	-	83,4	61,2	35,0	33,8
1995	86,4	104,0	79,4	44,9	41,7

Zabudowa kaskadowa rzek nizinnych może być przyczyną mnożenia się fitoplanktonu w niżej położonych zbiornikach (Kajak 1995). Według tego autora jest to możliwe nawet w przypadku akwenów o dużej przepływowości, w związku z wydłużeniem zbiornikowego odcinka rzeki, a tym samym czasu retencji wody. Biodegradacja coraz większej masy materii organicznej może spowodować pogorszenie warunków tlenowych w kolejnych zbiornikach.

Te niekorzystne procesy nie muszą jednak występować w przypadku analizowanego zespołu zbiorników. Wyraźny spadek koncentracji chlorofilu „a” pomiędzy Wyszogrodem a Nieszawą świadczy o zmniejszeniu liczebności fitoplanktonu w zbiorniku wrocławskim (tab. 8). Potwierdzają to również badania A. Gizińskiego i in. (1993). Niewielkie wydłużenie czasu retencji po wybudowaniu zbiornika nieszawskiego nie wpłynie więc na nadmierny rozwój fitoplanktonu. Nie należy się tym samym spodziewać istotnego wpływu procesów biodegradacyjnych na zmniejszenie stężeń tlenu i wskaźnika BZT₅. Sytuację taką zakładają również wyniki badań modelowych przeprowadzonych dla punktu kontrolnego Nieszawa w warunkach spiętrzenia rzeki (Grocholewska 2000). Obliczenia wykonane na podstawie danych z roku 1997 wykazały, że średnia koncentracja tlenu zmniejszy się o $0,6 \text{ mg dm}^{-3}$, to jest o około 7%, czyli mniej niż w przypadku zbiornika wrocławskiego. W skrajnych sytuacjach związanych z okresami niskich przepływów i wysokiej temperatury wody, stężenie tlenu może się obniżyć o 45%. Wyraźny spadek dostawy materii organicznej ze źródeł allochtonicznych i autochtonicznych w porównaniu ze zbiornikiem wrocławskim, zaznaczy się zdecydowanie mniejszą skalą procesów biodegradacji w zbiorniku nieszawskim. Znajduje to odzwierciedlenie w wynikach cytowanych badań modelowych, które przewidują średni spadek wartości BZT₅ na poziomie 4%.

Brak istotnych lokalnych źródeł dostawy i mniejszy dopływ zawiesiny, w związku z sedymentacją w zbiorniku wrocławskim, zaznaczy się spadkiem jej koncentracji w zbiorniku nieszawskim. W składzie zawiesiny należy się spodziewać przewagi części organicznych.

Jak stwierdzono, ważnym źródłem mineralnych form fosforu i azotu są osady denne zbiornika włocławskiego. Proces uwalniania tych substancji z osadów wpływa na wzrost dostępnych biologicznie stężeń biogenów w wodzie Wisły poniżej zapory we Włocławku, co jest niewątpliwie niekorzystne z punktu widzenia funkcjonowania planowanego zbiornika wyrównawczego.

Podsumowując należy stwierdzić, że zbiornik nieszawski ze względu na swoje cechy morfometryczne i przepływowy charakter pracy stopnia piętrzącego wpłynie w dużo mniejszym stopniu, niż zbiornik włocławski na zmianę jakości wody wód Wisły.

Przedstawiona prognoza, ze względu na złożony i charakteryzujący się dużą indywidualnością, przebieg procesów hydrochemicznych w zbiornikach zaporowych, jest bardzo ogólna. Odnosi się ona ponadto do późniejszego, dojrzałego okresu funkcjonowania zbiornika. W pierwszych 3–6 latach po spiętrzeniu przebieg procesów hydrochemicznych w zbiornikach jest odmienny i prawie zawsze prowadzi do pogorszenia jakości wody. Związane jest to między innymi z procesami mineralizacji substratu organicznego oraz wymywaniem różnych substancji z terenów lądowych objętych spiętrzeniem.

LITERATURA

- Allan J.D., 1998, *Ekologia wód płynących*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Babiński Z., 1992, *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 157.
- 1994, *Transport rumowiska unoszonego i wlezonego dolnej Wisły w okresie eksploatacji stopnia wodnego Włocławek*, Przegł. Geogr., 66, 3–4, s. 285–307.
- 1997, *Procesy erozyjno-akumulacyjne poniżej stopnia wodnego „Włocławek” ich konsekwencje i wpływ na morfodynamikę planowanego zbiornika Nieszawa*, PAN, IGiPZ, Toruń.
- Babiński Z., Grześ M., 1995, *Monografia hydrologiczna zbiornika stopnia wodnego „Włocławek”*, Zeszyty IGiPZ PAN, 30, Warszawa, ss. 79.
- Banach M., 1985, *Osady denne – wskaźnik hydrodynamiki zbiornika włocławskiego*, Przegł. Geogr., 57, 4, s. 487–497.
- Bogacka T., Rybiński J., Szarejko N., Taylor R., 1982, *Stan zanieczyszczenia wód*, [w:] B. Augustowski (red.), *Dolina dolnej Wisły*, Gdańskie Tow. Nauk., Ossolineum, s. 155–172.
- Bogdanowicz R., 1999, *Próba oceny wpływu zanieczyszczeń autochtonicznych na zmiany jakości wody w dolnym biegu Wisły*, [w:] M. Kucharczyk (red.), *Problemy ochrony i renaturalizacji dolin dużych rzek Europy*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 53–60.

- Chapman P.J., Reynolds B., Wheater H.S., 1993, *Hydrochemical changes along stormflow pathways in a small morrland headwater catchment in mid-Wales, UK.*, J. Hydrol., 151, s. 241–265.
- Chełmicki W., 2001, *Woda. Zasoby, degradacja, ochrona*, PWN, Warszawa.
- Dojlido J., Woyciechowska J., 1983, *Fizyczno-chemiczne wskaźniki zanieczyszczenia wód Wisły*, [w:] Z. Kajak (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, s. 303–326.
- 1989, *Water quality classification of the Vistula river basin in 1987*, Ekologia Polska, 37, s. 405–417.
- Dojlido J., Woyciechowska J., Stojda A., 1983, *Indeks jakości wody*, Gospodarka Wodna, 10, s. 310–316.
- Gierszewski P., 1999, *Przestrzenna i sezonowa zmienność wybranych parametrów składu chemicznego wody Wisły w zasięgu oddziaływania zbiornika włocławskiego*, [w:] Konferencja Nauk.-Tech., *Eksplatacja i oddziaływanie dużych zbiorników nizinnych (na przykładzie zbiornika wodnego Jezioro)*, Wyd. Akad. Roln., Poznań, s. 435–454.
- 2000, *Środowisko abiotyczne zbiornika włocławskiego a jakość jego wód*, [w:] *Zbiorniki zaporowe, metody badań i ocen jakości wód*, Krajowa Konf., Zacisze 17–19.10.2000, s. 25–33.
- Giziński A., Kentzer A., Żytkowicz R., 1993, *Ekologiczne skutki kaskadowej zabudowy Wisły (prognoza oparta na charakterystyce zbiornika włocławskiego)*, [w:] Z. Churski (red.), *Uwarunkowania przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne zagospodarowania dolnej Wisły*, Inst. Geogr. UMK, Toruń, s. 179–188.
- Glazik R., 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku, na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dokum. Geogr., 2–3, ss. 119.
- 1998, *Wybrane zagadnienia hydrologiczne dolnej Wisły: Odcinek górny (km 550–684), Odcinek dolny (km 684–941)*, [w:] *Koncepcja zagospodarowania dolnej Wisły*, (maszynopis w bibliotece IGiPZ PAN).
- Grocholewska M., 2000, *Prognozowanie matematyczne zmian jakości wód rzecznych pod wpływem zabudowy zbiornikowej*, [w:] *Zbiorniki zaporowe, metody badań i ocen jakości wód*, Krajowa Konf., Zacisze 17–19.10.2000, s. 53–58.
- Grześ M., 1983, *Niektóre problemy stopnia wodnego „Włocławek” i jego zbiornika*, Czasop. Geogr., 54, 4, s. 439–457.
- Kajak Z., 1992, *The River Vistula and its floodplain valley (Poland): its ecology and importance for conservation*, [w:] P.J. Boon, P. Calow, G.E. Petts (red.), *River conservation and management*, John Wiley & Sons, Chichester, s. 35–49.
- 1995, *Eutrofizacja nizinnych zbiorników zaporowych*, [w:] M. Zalewski (red.), *Procesy biologiczne w ochronie i rekultywacji nizinnych zbiorników zaporowych*, Bibl. Monitor. Środ., PIOŚ, Łódź, s. 33–41.
- 1998, *Hydrobiologia-limnologia. Ekosystemy wód śródlądowych*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kentzer A., 2000, *Hydrochemistry of the Vistula between Płock and Toruń*, AUNC, Limnol. Papers, 21, Toruń, s. 33–42.

- Kentzer A., Giziński A., Mieszczankin T., 1999, *Hydrochemistry of the Lower Vistula River in the section Płock-Toruń during the period 1986–1995: The influence of the Włocławek Dam Reservoir on water quality*, AUNC, Limnol. Papers, 20, Toruń, s. 13–24.
- Kruszyński R., 1994, *Wpływ ścieków posodowych z Janikowskich Zakładów Sodowych na wody Wisły*, [w:] VII Międzynarodowa Konf. Nauk. „Chemizm opadów atmosferycznych wód powierzchniowych i podziemnych”, Łódź 15–17.9.1994, Wyd. Uniw. Łódzkiego, Łódź, s. 43–45.
- Livingstone D.A., 1963, *Chemical composition of rivers and lasek*, [w:] M. Fleischer (red.), *Data of geochemistry*, 6th edn. US Geol. Surv. Prof. Pap. 440-G.
- Lorenz C.M., Van Dijk G.M., Van Hattum A.G.M., Cofino W.P., 1997, *Concepts in river ecology: implications for indicator development*, Regulated Rivers: Research & Management, 13, s. 501–516.
- Mańczak H., Jarmolińska K., 1982, *Jakość wód Wisły*, [w:] A. Piskozub (red.), *Wisła. Monografia rzeki*, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa, s. 229–252.
- Meybeck M., 2002, *Riverine quality at the Anthropocene: Propositions for global space and time analysis, illustrated by the Seine River*, Aquat. Sci., 64, s. 376–393.
- Poole G.C., 2002, *Fluvial landscape ecology: addressing uniqueness within the river discontinuum*, Freshwater Biology, 47, s. 641–660.
- Raport o stanie środowiska województwa bydgoskiego w 1996 roku*, WIOŚ, Wyd. Rol. i Ochr. Środowiska UW w Bydgoszczy, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Bydgoszcz.
- Schumm S.A., 1977, *The fluvial system*, John Wiley & Sons, New York.
- Sedell J.R., Richey J.E., Swanson F.J., 1989, *The river continuum concept: A basis for the expected ekosystem behavior of very large rivers?*, [w:] D.P. Dodge (red.), *Proceedings of the International LKarge River Symposium*, Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci., 106, s. 49–55.
- Shultz J.H., Begemann M.H., Schmidt D.A., Weathers K.C., 1993, *Longitudinal trends in pH and aluminium chemistry of the Coxing Kill, Ullster County, New York*, Wat. Air Soil Pollut., 69, s. 113–125.
- Stach A., Kostrzewski A., Mazurek M., 2003, *Zasilanie cieków na obszarach o rzeźbie młodoglacjalnej (Polska NW)*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych nr 3*, Bogunki Wyd. Nauk., Poznań, s. 247–259.
- Stan środowiska przyrodniczego w województwie płockim, część II – wody*, rok 1994/95, WIOŚ-Płock, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Płock.
- Stojda A., Dojlido J., Woyciechowska J., 1985, *Ocena stanu czystości wód za pomocą indeksu jakości wody*, Gospodarka Wodna, 12, s. 281–284.
- Townsend C.R., Hildrew A.G., Francis J., 1983, *Community structure in some southern English stream: the influence of physico-chemical factors*, Freshwater Biol., 13, s. 521–544.
- Vannote R.L., Minshall G.W., Cummins K.W., Sedell J.R., Cushing C.E., 1980, *The river continuum concept*, Can. J. Fish. Aquat. Sci., 37, s. 130–137.
- Walling D.E., Webb B.W., 1986, *Solutes in river systems*, [w:] S.T. Trudgill (red.), *Solute processes*, John Wiley & Sons, Chichester, s. 251–327.

- Woyciechowska J., 1990, *Atlas zanieczyszczenia rzek w Polsce. Dorzecze Wisły*, IMGW, Warszawa.
- Woyciechowska J., Dojlido J., 1982, *Zmiany jakości wód powierzchniowych pod wpływem zabudowy hydrotechnicznej*, *Gospodarka Wodna*, 5, s. 47–51.
- Wróbel S., Szczęśny B., 1983, *Zabudowa hydrotechniczna rzek a cechy jakościowe wód*, [w:] Z. Kajak (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, s. 393–415.
- Zięba S., Grabska I., Fila H., Blezel H., 1993, *Zmiany jakości wód powierzchniowych*, [w:] I. Dynowska (red.), *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, Drukarnia UJ, Kraków, s. 393–432.
- Żytkowicz R., Błędzki L.A., Giziński A., Kentzer A., Wiśniewski R., Żbikowski J., 1990, *Zbiornik włocławski. Ekologiczna charakterystyka pierwszego zbiornika zaporowego planowanej kaskady dolnej Wisły*, [w:] Z. Kajak (red.), *Funkcjonowanie ekosystemów wodnych, ich ochrona i rekultywacja, część I: Ekologia zbiorników zaporowych i rzek*, SGGW-AR, Warszawa, s. 201–225.

DOWNSTREAM CHANGES IN WATER CHEMISTRY OF THE LOWER VISTULA RIVER – INFLUENCE OF HYDROTECHNICAL CONSTRUCTIONS, PROJECTION OF CHANGES

Summary

According to the results of the national monitoring of water quality, from the years 1990–1995, evaluated scale and reasons for spatial and temporal variety of the water quality of lower Vistula. By means of the water quality index (WQI) it was shown pollution changes downstream. Special notice has been taken of Włocławek reservoir's role in the process of transformation physicochemical properties of river water. The results analysis, which the Włocławek reservoir exerts on the hydrochemical environment of the river, was used to show the projection of changes in the quality of Vistula water, in case of the dam build below Włocławek.

The characteristic feature of chemical properties in lower Vistula, as the whole river, is high total mineralization caused by the high concentration of chlorides. Apart from short sections below the river mouth of Drwęca and Narew, water of lower Vistula represents chloride-calcium type, which bears witness to its anthropogenic transformation.

Despite the fact that main hydrochemical features of lower Vistula are determined by the state of upper and middle Vistula section, in the lower reach, essential changes of their chemical composition are effecting. They are noticed already below Narew River mouth, where a inflow of less mineralized water of that river marks by definite decrease of total salt content and chlorides concentration in Vistula. However, already in lower part of Włocławek reservoir and next below the place of sewage outfall from Soda Works in Inowrocław and Janikowo, salinity of Vistula water significantly increases. From Brda river mouth it is noticed a decline of total mineralization, initially also chlorides concentration.

The biggest influences on quality transformation of lower Vistula water have processes which take place in Włocławek reservoir. In connection with short, average out at 4,5 day, water retention time, the scale of changing its quality in Włocławek reservoir is varied. In upper part of reservoir it is little. Just a distinct change of hydrodynamic conditions in lower part of reservoir marks by concentration of organic pollution, suspended solids, oxygen decrease and higher total water salinity and concentration of some forms of nitrogen and phosphorus. Decline of flow velocity leads to suspension sedimentation increase and more favourable conditions for biodegradation of organic substances. More intensive mineralization of organic matter, resuspension of sediments and higher water temperature in summer, causes deterioration of water oxygen conditions. Biodegradation processes taking place in water and sediments are an important source of biogenic substances supply. Hydrometeorological conditions, volatile in time biological activity and anthropogenic supply are the main factors which decide about concentration variability of material transported by the river. Inverted character of dependence of total mineralization and chlorides concentration on discharge is the result of participation of salty mine water and sewage in runoff, with decreased river inflow from basin in summer – autumn season. Similar character has a connection between discharge and phosphates and organic nitrogen concentrations. In case of oxygen and nitrates, positive correlation of concentration with discharge has been affirmed. It is relevant with better oxygen solubility in cooler water and slower biodegradation processes in characterized by bigger discharges in winter and early – spring, months. Strong positive dependence of nitrate concentration on discharge is an effect of their high supply from basin in time of snowmelt flood. Division of the concentration size of analyzed substances in successive hydrological half – year reflects an importance of conditions above. It shows up just remotely, an influence of reservoir on dynamic of hydrochemical processes. Whereas it is more readable in shorter periods. Within the reservoir, annual processes of oxygen concentration, organic pollution and nitrogenous substances are bound by modification.

An assessment of lower Vistula water purity state conducted by water quality index (WQI), showed that below Bzura River mouth comes to deterioration of water quality, which firstly characterized by III class of purity. Low values of WQI which correspond to water exceptionally impured, appear still in upper part of Włocławek reservoir. Value of index increase by 25 points let classify water of lower part of reservoir as III purity class. Beneath Nieszawa, until the river mouth, quality of water fluctuates between II and III purity class.

Differentiated on the strength of factors analysis and Ward's hierarchical group method, different in terms of water quality groups of monitoring points, reflect Vistula division into two sections divided by Włocławek reservoir. Changes of water quality caused by Vistula dammed water there are not only within the reservoir but also in the river below the dam. Their reach is very varied. Effects of total suspended solids concentration decrease and BOD₅ are noticed even in outlet section of Vistula. Mostly, an influence of reservoir on chemical properties disappears at 20–30 km below the dam.

An evaluation of Włocławek fall's influence on water quality isn't univocal. As positive occurrences should be recognized: decline of organic pollution and total suspended solids concentration and improvement of water pH. Negative occurrences are: increase of biogenic substances (nitrogen ammonia, nitrate, organic nitrogen, phosphates) and chlorides and total mineralization. Insignificantly weaker are also oxygen conditions of water in reservoir. In connection with changes of concentration of parameters declining water quality which are rather small, a little general improvement of water quality in the reservoir and beneath the dam follows.

Variant „W-2” of conception of lower Vistula management, anticipate a build of new dame round about Nieszawa. Functioning of planned reservoir in cascade system will cause that processes taking place in Włocławek reservoir will have the main influence on its water chemical properties. In connection with a limitation on inundation surface of future reservoir to a flood channel, clearly a channel marked in bottom morphology which refers to direction of partly regulated river channel and in connection with throughflow character of water barrage work, it should be expected that Vistula ability of self-purification will not decrease significantly. In that case an influence of Nieszawa reservoir on Vistula water quality will be definitely smaller than Włocławek reservoir.

Adres autora:

Piotr Gierszewski

*Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu w Toruniu, Instytut Geografii i Przemysłowego Zagospodarowania, Polska Akademia Nauk
ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń*

E-mail: Piotr.Gierszewski@geopan.torun.pl

Halina Grobelska

WPLYW PODPIĘTRZANIA WÓD NA ROZWÓJ STREFY BRZEGOWEJ JEZIOR NA PRZYKŁADZIE JEZIORA PAKOSKIEGO (1975–2003)

WPROWADZENIE

Jednym ze sposobów wzrostu objętości retencjonowanej wody jest podpiętrzanie wód jeziornych. Często ingerencja człowieka nie ogranicza się tylko do podniesienia poziomu wody, ale dotyczy również jej wahań w zakresie uzależnionym od istniejących potrzeb. Przy znacznych piętrzeniach i wahaniami stanów wody jezioro zatracza swój naturalny charakter, przyjmując cechy sztucznego zbiornika wodnego. Przekształceniu ulega m.in. istniejąca, w pełni wykształcona i ustabilizowana strefa brzegowa. Celem tego artykułu jest przybliżenie zachodzących w jej obrębie zmian i zależności pomiędzy starą a nową strefą brzegową na przykładzie Jezior Pakoskich, spiętrzonych w 1975 roku, pełniących obecnie funkcję zbiornika retencyjnego.

ZARYSOWANIE PROBLEMU

Platforma przybrzeżna nazywana również płycizną przybrzeżną, to płytko, lekko nachylona w kierunku zbiornika strefa towarzysząca linii brzegowej akwenów wód stojących. Powstaje ona w efekcie falowania wiatrowego i wywołanej nim abrazji brzegu oraz segregacji, transportu i akumulacji osadów. W ustabilizowanych, mało zmieniających się warunkach hydrodynamicznych występujących w dłuższych okresach, jakie np. występują na jeziorach, strefa ta jest stabilna, w znacznym stopniu pokryta szatą roślinną (Kajak 1998; Lopuch 2002). Wahania poziomu wody i związana z nimi zmiana parametrów falowania uruchamia procesy powodujące przekształcanie strefy brzegowej (Spanila, Simeonova 1993; Nowaczyk 1994; Kirk i in. 2000; Lavalle, Lakhani 2000; Allan i in. 2002). Górną granicę platformy wyznacza maksymalny zasięg fal, tj. podnóże klifu bądź forma akumulacyjna utworzona na linii wody, zaś dolną – największa głębokość rozmywającego oddziaływania fali, czyli krawędź platformy. Od otwartego akwenu oddzielona jest ona skłonem. Podstawo-

we parametry charakteryzujące platformę to jej szerokość, czyli odległość od podnóża klifu do krawędzi skłonu oraz kąt nachylenia wyznaczany z różnic położenia górnej i dolnej granicy platformy. Rzadziej, ze względu na trudności z określeniem dolnej granicy, wyznacza się kąt nachylenia skłonu (Banach 1994). Z reguły wyznaczenie w terenie zasięgu platformy przybrzeżnej oparte na sondowaniach, jak również określenie jej parametrów nie nastęrcza większych problemów. W przypadku zbiorników powstałych w efekcie podpiętrzenia wody w akwencie już istniejącym, jest to problem bardziej złożony. W obręb tworzącej się strefy brzegowej zostaje włączona stara strefa z właściwą jej morfologią i osadami. Zarówno pierwsze jak i drugie podlegają późniejszemu przekształcaniu w stopniu zależnym od wysokości dokonanego piętrzenia i sposobu funkcjonowania zbiornika. D.P. Finarov (1986) stwierdził, iż dopiero w przypadku piętrzeń przekraczających swoją wysokością połowę długości fali głębokowodnej występującej na akwencie przed jego piętrzeniem powstaje nowa, w pełni niezależna strefa brzegowa. Sytuację taką obserwujemy na zbiorniku pakoskim (Grobelska 2002b), który powstał w efekcie spiętrzenia wody o 4,5 m w dwóch jeziorach: dwudzielnym Pakoskim i Bronisławskim. Obecnie funkcjonuje on jako zbiornik retencyjny o rocznym cyklu pracy, z wahaniami wody dochodzącymi do 3,5 m (Grobelska 2002a). Przy wyznaczaniu parametrów platformy przybrzeżnej w takiej sytuacji należy uwzględnić morfologię nie tylko obecnie funkcjonującej, kształtującej się platformy przybrzeżnej, ale również zatopionej, dawnej jeziornej strefy brzegowej oraz powiązanych z nią osadów.

CEL, OBSZAR I METODY BADAŃ

Jeziora Pakoskie zostały spiętrzone o 4,5 m w 1975 r. i obecnie funkcjonują jako zbiornik retencyjny o rocznym cyklu pracy. Jest to średniej wielkości akwen o objętości 86,5 mln m³ (ponad 110% wzrost objętości w efekcie spiętrzenia) i powierzchni 13,0 km² (przed spiętrzeniem 8,1 km²). Pozostałe parametry to: długość 20,1 km, głębokość: średnia 9,2 m, maksymalna 18,6 m i szerokość: średnia 0,74 km, maksymalna 2 km. Akwen jest położony w obrębie asymetrycznej, południkowo przebiegającej rynny subglacjalnej. Stok wschodni zarówno w nad- jak i podwodnej części jest bardziej stromy i lokalnie przyjmuje postać pionowego, aktywnego klifu. W bezpośrednim kontakcie linii brzegowej występują głównie zwarte gliny pylaste, które w południowej części przechodzą w gliny piaszczyste, często przewarstwione bądź pokryte piaskami. Lokalnie w obrębie strefy brzegowej występują również torfy źródłiskowe związane z wpływami wód gruntowych.

Akwen ten obecnie pełni funkcje zbiornika retencyjnego o znacznych wahaniami stanów wody w cyklu rocznym. Poziom wody zmienia się w zakresie 75,5–79,4 m n.p.m., przy czym stan minimalny wznosi się 0,6 m ponad naturalne stany wody w Jeziorach Pakoskich przed ich spiętrzeniem. Stany wysokie przypadają na okres późnowiosenny, a niskie na miesiące jesienne. Średnia roczna amplituda w wieloleciu 1975–2003 wyniosła 2,4 m i wahała się od 0,65 m do 3,59 m. Dla rozwijającej się strefy brzegowej bardzo istotny jest również zmieniający się w sposób ciągły poziom wody, o 1–3 cm na dobę, zarówno w okresie napełniania jak i opróżniania zbiornika.

W celu wyznaczenia parametrów platformy przybrzeżnej zbiornika pakoskiego po 24-letnim okresie jego eksploatacji i określenia stopnia wykształcenia platformy i dynamiki zmian, w latach 1999–2003 prowadzono badania w wybranych przekrojach poprzecznych. Na podstawie wcześniejszych badań (Grobelska 2002a) wytypowano 7 przekrojów, w których w okresach wiosenno-jesiennych wykonano 16 serii pomiarowych przy różnych stanach wody. Pomiaru morfologii platformy przybrzeżnej połączono z poborem prób osadów powierzchniowych. W latach 1999–2001 przeprowadzono pięć serii pomiarów, a w okresie 2001–2003 – kolejnych jedenaście. W całym okresie badań zastosowano jednakową metodykę. Podwodną części platformy sondowano z łódki, przy bezwietrznej pogodzie, wzdłuż zakotwiczonej i naprężonej, nacechowanej liny, w odstępach 1,0–0,5 m, w zależności od morfologii platformy. Jednocześnie z powierzchni platformy, w odstępach 0,5–5,0 m, czerpakiem typu Eckmana-Bridge'a, pobierano próby osadów powierzchniowych. Przekroje te w osuszanej części platformy uzupełniano pomiarami wykonywanymi elektronicznym niwelatorem Compulevel z dokładnością do 0,1 cm. Były one również połączone z rozpoznaniem miąższości i litologii osadów.

PLATFORMA PRZYBRZEŻNA ZBIORNIKA PAKOSKIEGO

Do szczegółowej analizy rozważanych zagadnień wykorzystano reprezentatywny przekrój przez platformę przybrzeżną zlokalizowany w północnej części zbiornika, w pobliżu głęboczka w Ostrowie (ryc. 1). Przeprowadzono go wzdłuż prawego, abrazyjnego fragmentu brzegu, któremu towarzyszy abrazyjno-akumulacyjna platforma przybrzeżna.



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań. 1 – monitorowany przekrój poprzeczny
Location of research area. 1 – monitored cross section

1. MORFOLOGIA

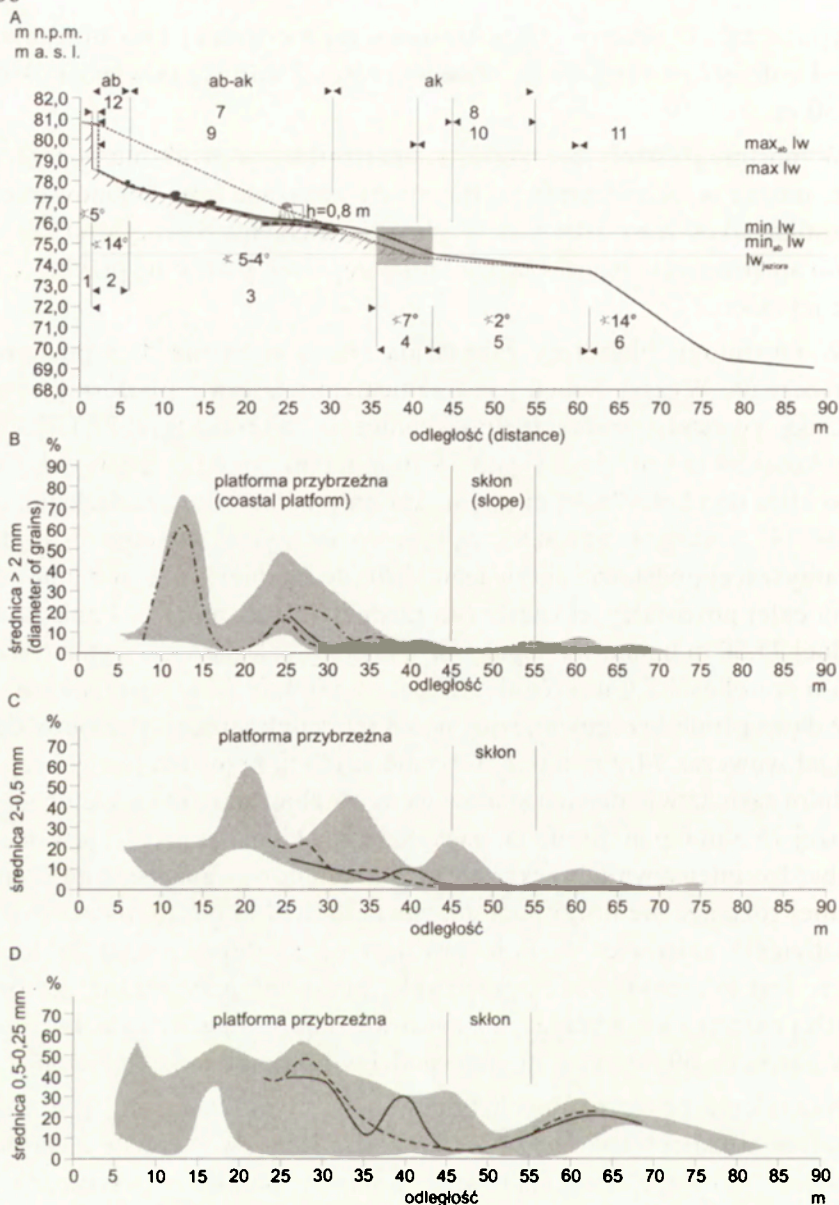
W zboczu rynny, której nachylenie wynosi tu niespełna 5° , występują gliny pylaste i piaszczyste. Podlegają one obecnie bardzo intensywnej abrazji. Aktywny klif o wysokości 1,6 m, o podstawie w poziomie 78,70 m n.p.m., w latach 1999–2003 cofnął się o 0,70 m, tj. średnio $0,18 \text{ m rok}^{-1}$! Oznacza to, iż w tym fragmencie brzegu w czteroletnim okresie z 1 metra bieżącego brzegu zostało wymyte ponad $1,1 \text{ m}^3$ utworów. Natomiast w całym 28-letnim okresie eksploatacji zbiornika, jego linia brzegowa cofnęła się tu o minimum 25 m (Grobelska 2004). Obecnie w takiej odległości od aktywnego klifu, w poziomie 76,30 m n.p.m. znajdują się wymyte na 0,8 m pnje drzew. Rosły one w bezpośrednim sąsiedztwie jezior przed ich spiętrzeniem. Uwzględniając m.in. osady, kąt nachylenia platformy przybrzeżnej i pierwotnego stoku oraz rzędne terenu można

przypuszczać, iż obecny klif w stosunku do pierwotnej linii brzegowej został cofnięty nawet o 40 m, choć najczęściej wartość ta wynosi około 20–30 m.

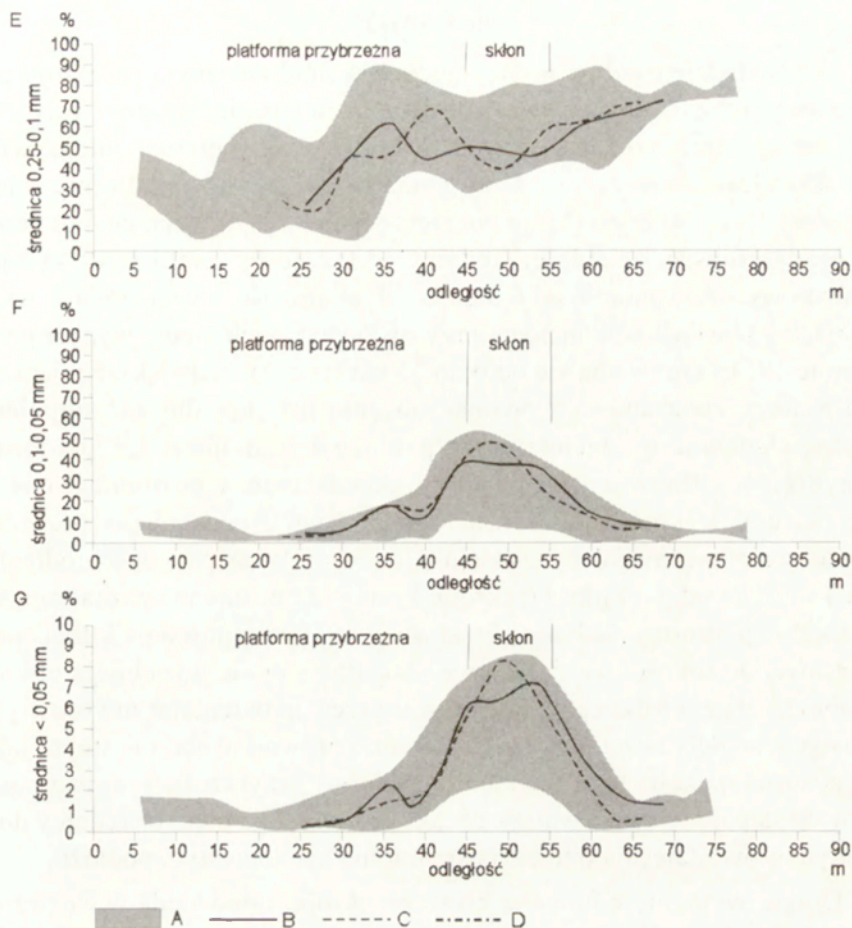
W morfologii strefy brzegowej w analizowanym przekroju poprzecznym, można wyróżnić zarówno fragmenty związane z funkcjonowaniem zbiornika pakoskiego, jak i nadal zachowane elementy dawnej strefy brzegowej spiętrzonych jezior – zasięg linii brzegowej, platformę przybrzeżną oraz jej skłon.

W morfologii platformy zaznaczają się tu wyraźnie dwa poziomy, spłaszczenia. Wyższy z nich jest fragmentem właściwej platformy przybrzeżnej, powstałej w efekcie funkcjonowania zbiornika (ryc. 2A). Ma on szerokości 34 m i rozciąga się od 78,70 m n.p.m., tj. od podstawy aktywnego klifu do około 75,45 m n.p.m. Ma on zróżnicowane nachylenie, od ponad 14° w skrajnie zewnętrznej, typowo abrazyjnej 4-metrowej strefie towarzyszącej podstawie aktywnego klifu (do rzędnej 77,70 m n.p.m.) do 5° na całej pozostałej jej części (do rzędnej 75,5 m n.p.m.). Poniżej, do rzędnej 74,50 m n.p.m. występuje rozdzielający spłaszczenia wyraźny stopień o szerokości 7,0 m i różnicy wysokości 0,9 m. Jest to strefa związana z dawną linią brzegową jezior przed ich spiętrzeniem. Poziom wody osiągał wówczas 74,9 m n.p.m. Obecnie strefa ta położona jest w bezpośrednim sąsiedztwie niskich stanów wody na zbiorniku, które nie opadają poniżej 75,5 m n.p.m. Strefa ta, nachylona pod kątem ponad 7°, jest obecnie bardzo intensywnie przekształcana i nadbudowywana osadami. Poniżej niej rozciąga się drugi poziom, zewnętrzny. Ma on 20 m szerokości i nachylenie zaledwie 2°. Położony jest na rzędnych 74,50–73,70 m n.p.m. Jest to „relikt” starej, przetrwałej platformy przybrzeżnej jeziora. Poniżej rozciąga się wyraźne, 17-metrowe zbocze o nachyleniu 14°, które w poziomie 69,60 m n.p.m. przechodzi w profundal misy jeziornej

Nachylenie poszczególnych fragmentów strefy brzegowej jest więc wyraźnie zróżnicowane i na obecnym etapie jej rozwoju ściśle związane z genezą. Na uwagę zasługują również proporcje pomiędzy poszczególnymi jej częściami. Współczesna platforma zbiornika ma wyraźnie większe nachylenie i blisko 42 m szerokości, podczas gdy platforma jeziorna tworzona przez co najmniej 12 tyś. lat (Niewiarowski 1976) ma zaledwie 20,4 m. Stosunkowo duża szerokość nowo powstałej platformy przybrzeżnej jest zapewne wynikiem dużych, zachodzących cyklicznych wahań stanów wody na zbiorniku. Odrębną kwestią jest rola, jaką w obecnie kształtującej się strefie brzegowej zbiornika pełni stara platforma jeziorna. Odpowiedź na to pytanie umożliwi analiza cech osadów występujących w strefie brzegowej.



Ryc. 2. Przekrój poprzeczny strefy brzegowej zbiornika pakoskiego w Ostrowie – morfologia (A) i osady (B–G). 1 – pierwotny stok, 2 – abrazyjny fragment platformy przybrzeżnej, 3 – fragment platformy przybrzeżnej powyżej zbocza towarzyszącego linii brzegowej jeziora przed piętrzeniem, 4 – dawne zbocze towarzyszące linii brzegowej jeziora przed piętrzeniem, obecnie nadbudowywane osadami, 5 – zachowana, zatopiona platforma jeziorna, 6 – stok misy jeziornej, 7 – współczesna, zbiornikowa platforma przybrzeżna i 8 – jej skłon, 9 – fragment zbiornikowej platformy przybrzeżnej ukształtowanej powyżej dawnego zasięgu jeziora, 10 – przypuszczalny zasięg jeziornej platformy przybrzeżnej i 11 – jej skłonu, 12 – wybradowany w okresie badań 1999–2003 fragment pierwotnego stoku, h – wysokość wymycia zachowanych na powierzchni platformy pni drzew; fragment brzegu o dominującym charakterze: ab – abrazyjny, ab-ak – abrazyjno-akumulacyjny, ak – akumulacyjny; poziom wody: max_{ab} lw – maksymalny dopuszczalny na zbiorniku, max



lw – maksymalny obserwowany w okresie badań, \min_{lw} – absolutny, dopuszczalny na zbiorniku, \min_{lw} – minimalny obserwowany w okresie badań, lw_{jeziora} – linia zasięgu wody w jeziorach przed ich piętrzeniem, linią przerywaną oznaczono przypuszczalny, pierwotny zarys stoku. A – zakres wartości występujących w 16 wykonanych seriach pomiarowych; przykładowe serie pomiarowe w jednym cyklu pracy zbiornika przy stanie wody: wysokim B – 78,84 m n.p.m. (3.10.2002) i niskim C – 76,29 m n.p.m. (3.10.2003); D – seria pomiarowa wykonana przy wysokim stanie wody, po długo utrzymujących się stanach niskich, 77,34 m n.p.m., (21.06.2000)

The cross section of coastal zone Pakość Reservoir in Ostrowo – morphology (A) and sediments (B-G).

1 – original slope, 2 – abrasive part of coastal platform, 3 – part of coastal platform above small slope connected with lake before upped water level, 4 – small slope connected with lake before upped water level, 5 – keeping, sinking lake coastal platform, 6 – lake basin slope, 7 – contemporary, coastal platform of reservoir and 8 – their slope, 9 – part of reservoir coastal platform above old lake coastal platform, 10 – presumable range lake coastal platform and 11 – their slope, 12 – abraded part of slope in 1999–2003 y., h – thickness of abraded layer; part of coastal platform: ab – abrasive, ab-ak – abrasive-accumulative, ak – accumulative; water level: \max_{lw} – maximum possibility on reservoir, \max_{lw} – maximum observed in research period, \min_{lw} – minimum observed in research period, \min_{lw} – minimum possibility on reservoir, lw_{jeziora} – water line in lake, dashed line – possibility original contour of slope above rising water level in lake. A – field observed value; example research series in one cycle of reservoir in water: level B – high 78,84 m a.s.l. (3.10.2002) and low C – 76,29 m a.s.l. (3.10.2003); D – research series after long time with lower water level, 77,34 m a.s.l., (21.06.2000)

2. OSADY

W rozkładzie osadów występujących w analizowanym przekroju poprzecznym zaznaczają się wyraźnie dwie części nawiązujące do wcześniej opisanych stref morfologicznych. Pierwsza, wewnętrzna, intensywnie przekształcana, pokrywa się z zasięgiem nowo powstałej platformy zbiornikowej, tj. do 40 m przekroju poprzecznego. Na jej powierzchni dominują osady grubsze, o średniej średnicy od 0,2 do 0,6 mm i średnim bądź słabym wysortowaniu, δ_1 od 0,5 do 2. Ich miąższość, stwierdzona w wierceniach i szurfach wykonanych przy niskich stanach wody, wynosi przeciętnie 10–15 cm i waha się od 0 do 35 cm (ryc. 2). Największe miąższości osadów związane są z dwoma, obecnie już „kopalnymi” stopniami wykształconymi w macierzystym podłożu kształtującej się platformy przybrzeżnej. Pierwszy, wewnętrzny, o podstawie w poziomie 76,64 m n.p.m. miał 15 cm wysokości, natomiast drugi z podstawą w poziomie 76,20 m n.p.m., osiągał wysokość około 25 cm. Występują one w odległości 13 i 22 m od początku przekroju. Formy te obecnie nie zaznaczają się w rzeźbie platformy. Jedynie okresowo w strefie tej powstają kilkucentymetrowej wysokości wały plażowe. Kopalne stopnie wypełniają utwory gruboziarniste z kilkucentymetrowymi przewarstwieniami utworów gliniastych na głębokości poniżej 10–15 cm. Zarówno w obrębie stopni jak i na pozostałej części tego fragmentu platformy przybrzeżnej w spągu osadów występuje wyraźna warstwa bruku, żwirów i kamieni o średnicy do 5 centymetrów. Zalegają one bezpośrednio na macierzystym podłożu.

Druga, wyraźnie odmienna część przekroju, odpowiada zewnętrznej starej platformie jeziornej. Występują tam osady drobniejsze, o średniej średnicy od 0,1 do 0,2 mm i wyraźnie lepszym, średnim wysortowaniu, δ_1 od 0,5 do 1.

Osady platformy przybrzeżnej i ich zmienność rozpatrywano w sześciu podstawowych frakcjach: 1) kamienie i żwiry $\varnothing > 2$ mm, 2) piaski gruboziarniste $\varnothing 2-0,5$ mm, 3) piaski średnioziarniste $\varnothing 0,5-0,25$ mm, 4) piaski drobnoziarniste $\varnothing 0,25-0,1$ mm, 5) piaski bardzo drobnoziarniste $\varnothing 0,1-0,05$ oraz 6) mułki i ły $\varnothing < 0,05$ (ryc. 2B-G). Ich rozkład oraz zmienność w profilu poprzecznym, ściśle związana ze zmianami stanów wody, w połączeniu z morfologią umożliwia wyznaczenie głównych elementów platformy przybrzeżnej oraz dynamiki zachodzących w jej obrębie procesów.

KAMIENIE I ŻWIRY, $\varnothing > 2$ mm

Udział frakcji $\varnothing > 2$ mm jest bardzo zróżnicowany i generalnie maleje wraz z głębokością od ponad 75 do blisko 0% (ryc. 2B). Wyraźnie zazna-

czają się dwie strefy ich większego udziału, około 13–15 m od początku przekroju, gdzie notowano wartości maksymalne oraz 20–30 m z 10–30%, maksymalnie 50% udziałem. Strefy te odpowiadają opisanym wcześniej „kopalnym” stopniom o wyraźnie większej miąższości nagromadzonych na ich powierzchni osadów. Ponadto, zdecydowanie wyższe wartości notowane były także w seriach pobieranych przy wysokich stanach wody w okresach poprzedzających osiągnięcie przez linię wody klifu i leżącego u jego podstawy materiału. Szczególnie wyraźnie zaznaczają się tutaj serie osadów z czerwca 2000 r. (ryc. 2) i wiosny 2003 r. Nagromadzenia osadów gruboziarnistych są wynikiem wymywania frakcji drobniejszych, najbardziej mobilnych, tj. piasków średnio- i drobnoziarnistych, które przenoszone są w dół po platformie przybrzeżnej, na większe głębokości. Osady te ulegają wymywaniu już przy prędkościach $0,18\text{--}0,23\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Natomiast osady gruboziarniste i silnie kohezyjne osady pylaste, wymagające znacznych prędkości niezbędnych do ich uruchomienia (np. $0,65\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ dla $\varnothing > 5\text{ mm}$, $0,6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ dla $\varnothing < 0,01\text{ mm}$), rzadko są przemieszczane (Kačjugin 1975, za Finarov 1986).

W odległości większej niż 40 m od początku przekroju udział frakcji grubszej bardzo wyraźnie spada poniżej 2%, a w próbach pobieranych z głębokości większej niż 3 m od powierzchni wody często zupełnie jej brak.

PIASKI, $\varnothing 2\text{--}0,05\text{ mm}$

Piaski w analizowanym przekroju są frakcją dominującą. Stanowią od 20 do blisko 100% osadów, a ich udział wzrasta wraz z oddalaniem się od brzegu. Wartości minimalne notowane są w strefach i seriach pomiarowych, w których większy jest udział frakcji grubszych, natomiast wartości maksymalne – pomiędzy nimi oraz dalej niż 55 m od początku przekroju.

Piaski gruboziarniste, $\varnothing 2\text{--}0,5\text{ mm}$, stanowiąc 5–60% osadów występują generalnie do 40 metra przekroju poprzecznego. Podobnie jak w przypadku osadów gruboziarnistych, w rozmieszczeniu tej frakcji wyraźnie zaznaczają się dwa pasy większego ich udziału, które bezpośrednio, na nieco niższych rzędnych, przylegają do stref o podwyższonym udziale kamieni i żwirów. W strefie wewnętrznej, w odległości 15–25 m osiągają 20–60%, w niższej położonej strefie 30–40 m – 5–15%, sporadycznie 40%. Ma to związek, podobnie jak w przypadku frakcji kamienistej i żwirowej, z niewielkimi możliwościami wymywania i transportu tej frakcji, a w efekcie akumulacją w pobliżu miejsca wymycia przy jednoczesnym wymywaniu z tej strefy frakcji drobniejszych. W dalszej części przekroju frakcja grubopiaszczysta występuje w ilościach śladowych, 2–3%.

Piaski średnioziarniste i drobnoziarniste, \varnothing 0,5–0,1 mm, są najłatwiej uruchamianą grupą osadów. Ich rozmyw zachodzi już przy prędkości wody 0,18–0,23 m·s⁻¹ (Kačjugin 1975 za Finarov 1986). Przy bardzo dużym zróżnicowaniu przestrzennym stanowią one od zaledwie 15 do blisko 100% osadów, przy czym w części wewnętrznej dominują piaski średnioziarniste, a w zewnętrznej drobnoziarniste. Wartości minimalne występują w górnej, skrajnie wewnętrznej części platformy przybrzeżnej w okresach dłuższego braku dostawy materiału z abradowanego klifu. W dalszej części przekroju, w pasie 30–40 m, wartości te wzrastają do 60–90%, po czym w strefie 45–55 m zaznacza się wyraźny, 20–40% jej spadek we wszystkich obserwowanych seriach. Obszar podwyższonego udziału tej frakcji to strefa jej depozycji. Po uprzednim wymyciu i odtransportowaniu z górnej, wewnętrznej części platformy przybrzeżnej, osady te są tu akumulowane. Przy bardzo niskich stanach wody tworzą one zaledwie kilkucentymetrowej wysokości i szerokości pojedyncze wały brzegowe. Ze względu na duże głębokości towarzyszące linii brzegowej, pomimo stosunkowo długiego, blisko 30-letniego okresu funkcjonowania zbiornika i znacznej objętości materiału dostarczanego z abradowanego brzegu brak tu i w najbliższym sąsiedztwie większych form akumulacyjnych.

Z pozoru zaskakujący może być natomiast ponowny wzrost udziału tej frakcji poniżej 74 m n.p.m., w strefie 55–65 m, z maksimum w jej części końcowej. Występują tutaj maksymalne notowane wartości dochodzące do 90% (!), przy wyraźnej dominacji piasków drobnoziarnistych, których udział dochodzi do 70%. Strefa ta nawet przy najniższych stanach wody znajduje się na głębokości większej niż 1,5 m, a przy stanach maksymalnych ponad 5 m. W przypadku klasycznej, typowo zbiornikowej strefy brzegowej zjawisko takie nie występuje. Jednak tutaj o takim rozkładzie zadecydowała pierwotna morfologia strefy litoralnej jeziora. Analizowany fragment odpowiada końcowej, przykrawędziowej, a zatem akumulacyjnej części starej jeziornej platformy przybrzeżnej, gdzie podobnie jak w przypadku platform zbiornikowych akumulowany jest materiał średnio- i drobnopiaszczysty (Finarov 1986).

Zaznaczający się w strefie 45–55 m wyraźny spadek udziału piasków średnio- i drobnoziarnistych bardzo dobrze koreluje ze wzrostem udziału piasków bardzo drobnoziarnistych \varnothing 0,1–0,05 mm oraz mułków i iłó \varnothing <0,05 mm. O ile na przeważającej części platformy przybrzeżnej piaski drobnoziarniste stanowią 0–10%, a ły i mułki 1–2%, to we wspomnianym obszarze ich udział radykalnie wzrasta odpowiednio do 40–50% i 5–8%. Jest to strefa akumulacji bezfalowej odpowiadająca strefie skłonu obecnie tworzonej platformy przybrzeżnej.

DYNAMIKA ZMIAN

Platforma przybrzeżna rozwija się w dwóch płaszczyznach, poziomej i pionowej. W poziomie rozwój zachodzi w efekcie zarówno cofania się w kierunku łądu ściany klifu ograniczającej zasięg linii wody, jak i wynoszenia osadów w kierunku akwenu, a następnie ich akumulacji na skłonie. Jednoczesne zdzieranie materiału, jego segregacja, transport i w końcu depozycja prowadzą w obrębie platformy także do zmian pionowych. Z rozwojem płycizny jej szerokość wzrasta, a nachylenie zmniejsza się. Generalnie można powiedzieć, że jej górna, odlądowa część jest obniżana, natomiast część zewnętrzna, odzbiornikowa – przeciwnie – nadbudowywana zarówno w poziomie jak i pionie.

W analizowanym przekroju poprzecznym największe zmiany pionowe występują w obrębie części akumulacyjnej, pomiędzy obecną a jeziorną platformą przybrzeżną (35–40 m przekroju) gdzie odnotowano 10–15 cm różnice w jednym cyklu pracy zbiornika i ponad 20 cm w całym okresie obserwacyjnym. Wartości bliskie bądź równe zero odnotowano natomiast w części abrazyjnej, pokrytej jedynie niewielkiej miąższości warstwą trudno przemieszczalnych żwirów gruboziarnistych i kamieni. W niektórych sytuacjach jest ona zupełnie pozbawiona osadów. Równie małe, mieszczące się w granicach błędu dokonywanych pomiarów zmiany pionowe wystąpiły w obrębie starej platformy jeziornej w części wewnętrznej stanowiącej obecnie podłoże skłonu platformy zbiornikowej.

W analizowanym przekroju poprzecznym miąższość przerabianej serii osadów wynosi od 0 do 15 cm. Wartości minimalne występują w skrajnie wewnętrznej, typowo abrazyjnej części platformy przybrzeżnej gdzie na powierzchni macierzystego podłoża odnotowuje się brak osadów lub występują one jedynie w formie grubych żwirów i kamieni. Wartości maksymalne natomiast, spotyka się w akumulacyjno-abrazyjnej, okresowo osuszanej części platformy przybrzeżnej, gdzie na powierzchni występują żwiry i piaski gruboziarniste o miąższości 10–12 cm zakończone w spągu wyraźnym poziomem bruku kamienistego o \varnothing 5 mm. Ponadto, w dwóch stwierdzonych strefach osadów o większej miąższości dochodzącej do 25 i 35 cm, poniżej 10–15 cm serii przemytych osadów żwirowo-piaszczystych występują nie rozmyte wkładki gliniaste. Taka sekwencja pozwala przypuszczać, iż miąższość przerabianej serii osadów w tej części platformy przybrzeżnej osiąga maksymalnie 15 cm.

Mała miąższość osadów złożonych na powierzchni analizowanego fragmentu platformy uniemożliwia kształtowanie form akumulacyjnych. W analizowanym przekroju poprzecznym i jego najbliższym sąsiedztwie

jedynie okresowo, przy bardzo niskich stanach wody tworzą się niewielkie wały brzegowe, tworzące inicjalną, efemeryczną plażę. Ponadto, sporadycznie, w okresach piętrzenia spotykane są tu kilkucentymetrowej wysokości stopnie szybko rozmywane wraz z podnoszącym się poziomem wody.

WYNIKI BADAŃ

Morfologia strefy brzegowej a także miąższość, charakter i zmienność osadów wskazuje, iż platforma przybrzeżna w analizowanym przekroju poprzecznym ma obecnie 43,5 metra szerokości i nadal podlega intensywnemu przekształcaniu. Genetycznie stanowią ją trzy części. Górna i środkowa zostały wykształcone w efekcie funkcjonowania zbiornika, dolna jest reliktową formą jeziorną. Zasadniczą, najwyżej położoną i najszerszą, bo 34-metrową, stanowi spłaszczenie o nachyleniu od 14° w górnej do 5° w dolnej części. Druga, to 7-metrowej szerokości strefa pomiędzy poziomem wyżej opisanym a zasięgiem linii brzegowej jezior, obecnie nadbudowywana osadami. Sięga ona do 40–41 m przekroju poprzecznego. Jest to charakterystyczny, zaznaczający się we wszystkich monitorowanych przekrojach poprzecznych element platformy przybrzeżnej, który nie zawsze prawidłowo może być interpretowany jako jej skłon. Ostatni, najwęższy element platformy o nachyleniu 2° , stanowi górny fragment starej platformy przybrzeżnej jezior. Ma on niespełna 3–4 m szerokości, sięga do 45 metra przekroju poprzecznego. Jego zasięg nie wyróżnia się w morfologii strefy brzegowej, a jedynie w osadach i ich zmienności. Tym samym krawędź platformy przybrzeżnej oddzielająca ją od skłonu jest w prezentowanym przekroju wyłącznie granicą wynikającą ze zmienności cech osadów, jeszcze nie zaznaczającą się w morfologii platformy. Poniżej rozciąga się również widoczny jedynie w osadach skłon platformy o szerokości 10 m. Kończy się on w środkowej części starej płycizny jeziornej, w odległości 55 m od początku przekroju, w poziomie 74,0 m n.p.m. Obecność na tym poziomie prawie horyzontalnej, zatopionej płycizny jeziornej jest powodem rozciągnięcia skłonu i zupełnego braku jego wykształcenia w morfologii strefy brzegowej.

Wyróżnione elementy platformy przybrzeżnej zbiornika pakoskiego występują również w pozostałych monitorowanych przekrojach poprzecznych. Oznacza to, iż przyjmowane wcześniej przez autorkę (Grobelska 2002a) parametry platformy przybrzeżnej tego akwenu tj. szerokość 21–55 m i nachylenie $2^\circ30'$ – $8^\circ30'$, wyznaczone tylko na podstawie pomiarów terenowych, mogą być wartościami nieznacznie zaniżonymi, szczególnie

wzdłuż intensywnie abradowanych odcinków brzegu. Pomiarów te opisują bowiem parametry nowej, powstałej w efekcie utworzenia zbiornika, części platformy przybrzeżnej, jednocześnie nie dając gwarancji, że podobnie jak w zaprezentowanym przykładzie nie ma ona swojego przedłużenia w obrębie zachowanej starej platformy jeziornej, która częściowo stała się strefą akumulacji osadów. Dokonana analiza osadów powierzchniowych wykazuje bowiem, iż stopień przyjmowany za wyznaczającą zasięg platformy krawędź z towarzyszącym jej skłonem jest jedynie doskonale zachowanym, obecnie nadbudowywanym stopniem wyznaczającym dawny zasięg jeziora. Błąd uzyskanych w ten sposób parametrów platformy przybrzeżnej może sięgać kilkunastu procent, a uzyskane parametry mogą być nieznacznie niższe od rzeczywistych. Wyznaczanie zasięgu platformy przybrzeżnej w przypadku tego typu przekształconych akwenów wymaga zatem, oprócz pomiarów terenowych także rozpoznania występujących na jej powierzchni osadów, jak również dobrej znajomości warunków hydrologicznych występujących przed ich spiętrzeniem.

DYSKUSJA

Platforma przybrzeżna spiętrzonych blisko 30 lat temu Jezior Pakoskich, wykazuje obecnie cechy charakterystyczne dla platform przybrzeżnych sztucznych zbiorników wodnych o znacznych, długookresowych wahaniami stanów wody. Zarówno jej morfologia jak i rozkład osadów został zdeterminowany dużymi wahaniami stanów wody wynikającymi z charakteru gospodarki prowadzonej przez człowieka. Zmiany poziomu wody zachodzące w sposób ciągły, w tempie 1–3 cm na dobę, przy zmiennych warunkach anemobarycznych powodują powstanie stopni o zróżnicowanej wysokości w okresowo odsłanianej części platformy przybrzeżnej. Rozdzielają one niewielkie spłaszczenia o charakterze półek (mikroteras).

Za najważniejsze „zbiornikowe” cechy osadów, którymi charakteryzują się również osady na platformie przybrzeżnej zbiornika pakoskiego należy uznać, obserwowane zarówno w zbiornikach o niewielkich (Banach 1994) jak i znacznych wahaniami stanów wody, zmniejszanie średniej średnicy ziarna wraz ze wzrostem głębokości, przy jednoczesnym pogarszaniu się stopnia ich wysortowania, wraz z oddalaniem się od linii brzegowej (Ovčinnikov, Karnauchova 1985). Parametry te są jednak bardzo zmienne i bezpośrednio zależne od wielkości wahań stanów wody w wieloleciu i danym sezonie, fazy jego pracy, tj. opadania bądź wzrastania poziomu wody oraz intensywności falowania, które bezpośrednio warunkuje miąższość aktywnie przekształcanej serii osadów (Habidov 1999a,

1999b; Ovčinnikov 1996, 1999, 2003; Ovčinnikov, Karnauchova 1985; Ovčinnikov i in., 2002). Przy wysokim stanie wody, osiagającym podstawę aktywnego klifu, na powierzchnię platformy przybrzeżnej dostarczany jest świeży, nie wysortowany materiał. Wraz z opadaniem poziomu wody, rozmywaniu podlegają osady wcześniej tu zdeponowane. Wymywanie frakcji mobilnych prowadzi do poprawy wysortowania osadu oraz wzrostu średniej średnicy ziaren. Podobna zależność zachodzi również w początkowej fazie piętrzenia wody w zbiorniku, jeśli rozmywanie obejmuje osady wcześniej tu zakumulowane. Ich całkowite wymycie umożliwia rozmywanie osadów pierwotnych, stanowiących macierzyste podłoże platformy, co zaznacza się wyraźnym pogorszeniem stopnia wysortowania przemieszczanych osadów oraz zaburzeniem rozkładu ich uziarnienia (Habidov 1999a; Ovcinnikov 1999).

Obniżanie poziomu wody, na co zwrócił uwagę w swoich badaniach A.S. Habidov (1999a), sprzyja spadkowi udziału w strefie brzegowej frakcji mobilnych, piasków grubo- i średnioziarnistych, \varnothing 0,5–0,25 i 0,25–0,1 mm. Zostają one zatrzymane w tworzących się formach akumulacyjnych. Tym samym, zapasy mobilnych frakcji w przerabianym osadzie wyczerpują się, co w perspektywie może być przyczyną aktywizacji procesu abrazji. Ponadto, w miejscach gdzie frakcje mobilne są domieszką materiałów grubszych, ich odprowadzenie powoduje wzrost kąta nachylenia platformy przybrzeżnej, co przy kolejnym podniesieniu poziomu wody, prowadzi również do wyraźnego wzrostu aktywności procesów brzegowych.

Przy naprzemiennie występujących niskich i wysokich stanach wody osady sukcesywnie przemieszczane są na większe głębokości. Osady zdeponowane na powierzchni osuszonej części platformy składają się z różnych frakcji. Warstwy różnoziarniste akumulowane przy niskich stanach wody występują przemiennie z warstwami bardziej jednorodnymi akumulowanymi przy stanach wysokich (Ovčinnikov, Karnauchova 1985).

Zarówno w jej morfologii jak i osadach nadal zaznacza się wpływ jeziornej przeszłości zbiornika pakoskiego. Bardzo duża wysokość dokonanego spiętrzenia (4,5 m) przekraczająca swym zasięgiem największą głębokość rozmywającego oddziaływania fali umożliwiła częściowe zachowanie starej platformy przybrzeżnej jezior sprzed ich spiętrzenia. Ma ona postać wyraźnej półki, występującej poniżej 74,5 m n.p.m., tj. około 1 m poniżej współcześnie kształtującej się platformy przybrzeżnej. Osady występujące na jej powierzchni, są wyraźnie grubsze od osadów znajdujących się w wyżej położonej, bezpośrednio przylegającej do niej

końcowej, akumulacyjnej części współcześnie kształtującej się platformy przybrzeżnej. W rozwoju strefy brzegowej stara platforma jeziorna odgrywa jednak tylko rolę drugorzędną.

Po 28 latach od dokonanego podpiętrzenia morfologia platformy przybrzeżnej zbiornika pakoskiego oraz rozkład osadów występujących na jej powierzchni wskazują na zachodzący intensywny jej rozwój. Czynnikiem determinującym są tutaj duże wahania stanów wody. Jednocześnie jest ona modyfikowana przez zachowaną starą, przetrwała platformę jeziorną.

LITERATURA

- Allan C.J., Wayne J.S., Kirk R.M., Taylor A., 2002, *Lacustrine shore platforms at Lake Waikaremoana, North Island, New Zeland. Earth surface processes and landforms*, Earth Surf. Process. Landforms, 27, s. 207–220.
- Banach M., 1994, *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 161, ss. 176.
- Finarov D.P., 1986, *Geomorfologičeskij analiz i prognozirovanije pereformirovanija beregovoj zony i dna vodochranilisc*, Nauka, Leningrad.
- Grobelska H., 2002a, *Strefa brzegowa zbiornika pakoskiego na Noteci Zachodniej – morfologia i osady platformy przybrzeżnej*, Przegł. Geogr., 74, 4, s. 547–567.
- 2002b, *Jezioro czy sztuczny zbiornik pakoski*, Gospodarka Wodna, 9, s. 372–375.
- 2004, *Charakterystyka i dynamika platformy przybrzeżnej zbiornika pakoskiego 1975–2003*, [w:] A. Jankowski, M. Rzętała (red.), *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne, funkcjonowanie, rewitalizacja i ochrona*, Sosnowiec, s. 57–69.
- Habidov A.S., 1999a, *Strojenije osadočnych tošč beregovoj zony Novosibirskovo vodochranilisca*, [w:] O.V. Kašmienskaja (red.), *Berega morej i vnutrennych vodojemov. Aktualnye problemy geologii, geomorfologii i dinamiki*, Izdatielstvo SO RAN, Naučno-Izdatelskij Centr OIGGM, Novosibirsk, s. 138–150.
- 1999b, *Pierienos vsviesiennyh nanosov v beregovoj zonie vodochranilišč*, [w:] O.V. Kašmienskaja (red.), *Berega morej i vnutrennych vodojemov. Aktualnye problemy geologii, geomorfologii i dinamiki*, Izdatielstvo SO RAN, Naučno-Izdatelskij Centr OIGGM, Novosibirsk, s. 191–203.
- Kačjugin E.G., 1975, *Geologičeskoje izučenije dinamiki beregov vodochranilišč*, Nauka, Moskva.
- Kajak Z., 1998, *Hydrologia-limnologia. Ekosystemy wód śródlądowych*, PWN, Warszawa, ss. 355.
- Kirk R.M., Komar P.D., Allan J.C., Stephenson W.J., 2000, *Shoreline erosion on Lake Hawea, New Zeland, caused by high lake levels and storm-wave runup*, Journal of Coastal Research, 16, 2, s. 346–356.
- Lavalle P.D., Lakhani V.C., 2000, *An assessment of lake-level fluctuations on beach and shoreline changes*, Coastal Management, 28, s. 161–173.

- Lopuch P.S., 2002, *Zakonomernosti razvitia prirody vodojemov zamedlennogo vodoobmienu, ich ispolzovanie i ochrana*, Bieloruskij Gosudarstviennyj Universitet, Minsk.
- Niewiarowski W., 1976, *Wahania poziomu wód w jeziorze Pakoskim w świetle badań geomorfologicznych i archeologicznych*, [w:] R. Galon (red.), *Problemy geografii fizycznej*, Stud. Soc. Scien. Torunensis, s. 193–211.
- Nowaczyk B., 1994, *Krótkoterminowe wahania poziomu jezior i ich efekty morfologiczne. Geomorfologia i osady strefy litoralnej jezior*, warsztaty terenowe, Charzykowy, 6–10 września 1994, UAM, Poznań, s. 55–56.
- Ovčinnikov G.I., 1996, *Wpływ procesów abrazyjnych na rozwój strefy przybrzeżnej zbiorników wodnych angarskiej kaskady elektrowni wodnych*, [w:] *Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych*, 23, WBiOŚ UŚ, WNoZ UŚ, Katowice – Sosnowiec, s. 38–42.
- 1999, *Nekotoryje zakonomernosti razvitija beregovoj zony Angarskich vodočhranilišč*, [w:] O.V. Kašmienskaja (red.), *Berega morej i vnutriennych vodojemov. Aktualnye problemy geologii, geomorfologii i dinamiki*, Izd. SO RAN, Naučno-Izdatelskij Centr OIGGM, Novosibirsk, s. 124–138.
- 2003, *Dinamika beregovoj zony Angarskich vodočhranilisc*, Avtoreferat, 25.00.25 – *Geomorfologija i evolucionnaja geografija*, Irkuck, Biblioteta Instituta Geografii SO RAN, Irkuck.
- Ovčinnikov G.I., Karnaučhova G.A., 1985, *Pribrježnyje nanosy i donnyje otloženiya Bratskogo vodočhranilisca*, Nauka, Novosybirsk.
- Ovčinnikov G.I., Trzcinskij J.D., Rzętała M., Rzętała M., 2002, *Abrazjonno-akumulativnyje procesy v beregovoj zone vodočhranilišč (na primere južnogo priangarja i sileskoj vozvysennosti)*, UŚ WNoZ, RAN Sibirskoje otdelenie Instytut Zemnoj Kory, Sosnowiec – Irkuck.
- Spanila T., Simeonova G., 1993, *Bank deformations on some water reservoirs in Bulgaria and Czechoslovakia*, Acta Montana IGt AS CR, Ser. A, 4, 90, s. 93–110.

INFLUENCE OF RAISING WATER LEVEL ON LAKE COASTAL ZONE DEVELOPMENT – LAKE PAKOŚĆ (1975–2003)

Summary

In article presented morphology and superficial sediments on coastal platform converted Lake Pakość. In this lake water level was raising about 4.5 m in 1975. At this moment water level annually oscillated 2.4 m average, and fluctuated between 0.65 m and 3.59 m (the accepted level being 3.9 m). In typical seven cross section was measuring morphology coastal platform connected with collection sediments in 1999–2003. Total was doing 16 measuring series and taking 1050 sediments sample. Theirs detail analysis presented on one with they (Fig. 1 and 2) connected with cartographic and hydrological archival materials odds that in this coastal zone shaping new typical reservoir coastal platform. In they morphology marked old small slope connected with lake before upped water level and keeping, sinking costal platform lake. Slope of new reservoir coastal platform where accumulated fine-grained sand, silts and clay after 28 years are weakly developed in morphology.

Adres autora:

Halina Grobelska

*Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu w Toruniu, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Polska Akademia Nauk
ul. Kopernika 19, 87–100 Toruń*

E-mail: Halina.Grobelska@geopan.torun.pl

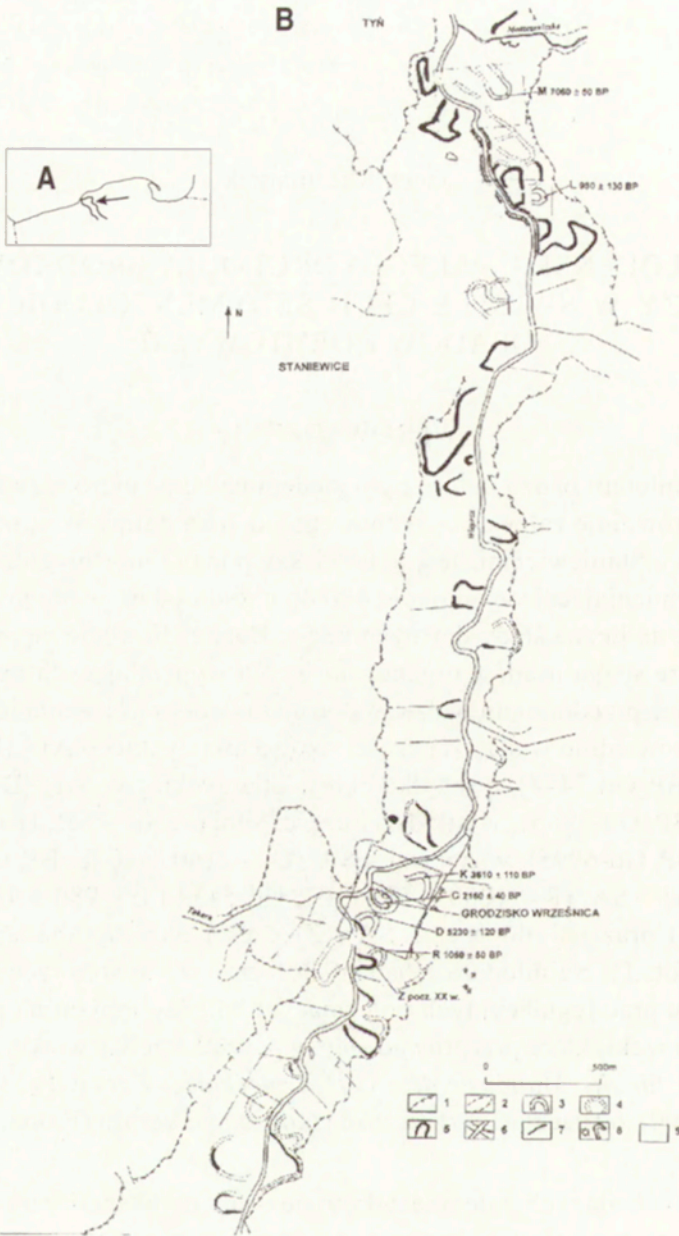
Jacek Kaczmarzyk

HOLOCENŃSKA PALEOHYDROLOGIA ŚRODKOWEJ WIEPRZY W ŚWIETLE CECH SEDYMENTOLOGICZNYCH OSADÓW KORYTOWYCH

WPROWADZENIE

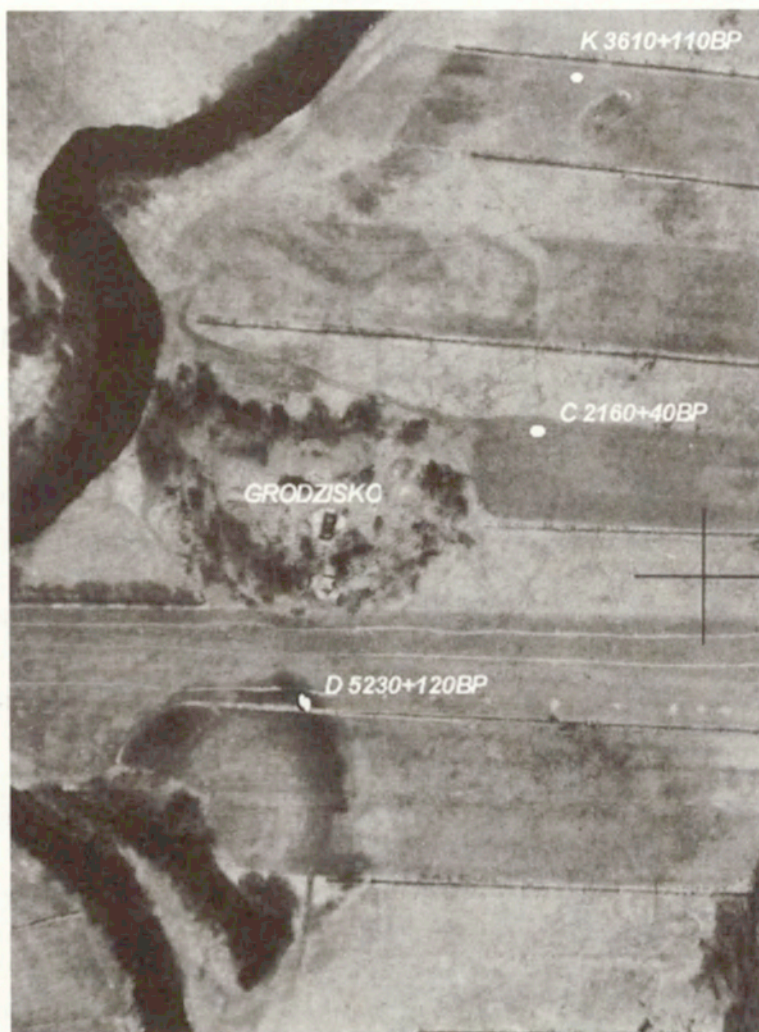
Przedmiotem badań autora było siedem paleomeandrów zlokalizowanych na równinie zalewowej rynnowego odcinka doliny Wieprzy między Sławnem a Staniewicami. Jest to najniższy poziom morfologiczny, o szerokości zmieniającej się od około 400 do około 600 m, w obrębie którego widoczne są liczne ślady dawnych koryt. Daty radiowęglowe próbek pobranych ze spągu osadów organogenicznych wypełniających paleomeandry, będące przedmiotem badań, wskazują na czas wyłączenia ich z biegu rzeki odpowiednio w starszej części okresu atlantyckiego AT_2 (M – 7060 ± 50 lat BP, Gd-7444), u schyłku okresu atlantyckiego – AT_4 (D – 5230 ± 120 lat BP, Gd-2965), w młodszej części subboreалу – SB_2 (K – 3610 ± 110 lat BP, Gd-6995), w starszej – SA_1 (C – 2160 ± 40 lat BP, Gd-5433), środkowej – SA_2 (R – 1050 ± 50 lat BP, Gd-5439 i L – 980 ± 130 lat BP, Gd-9177) oraz najmłodszej – SA_3 (Z) części okresu subatlantyckiego (ryc. 1, fot. 1). Najmłodsza z badanych form – Z, to starorzecze odcięte w wyniku prac regulacyjnych polegających między innymi na prostowaniu biegu rzeki, które przeprowadzono w początkach XX wieku. Zakole to na *Karte für die Manöver des XVII Armeekorps* z roku 1913 (w skali 1 : 100 000) zaznaczone jest jeszcze jako czynne koryto (Florek, Nadaczna 1986).

Zestaw badanych paleomeandrów pozwala na ocenę i wnioskowanie o procesach fluwialnych Wieprzy i jej ewolucji w ciągu ostatnich ponad 7000 tysięcy lat. Brak paleomeandrów z początkowej części holocenu, zachowanych w stanie umożliwiającym ich całościową analizę geomorfologiczną i sedymentologiczną, wynika z całkowitego lub częściowego zniszczenia starszych form przez młodsze. Trzeba tu przypomnieć, że istnienie na tym odcinku dna doliny Wieprzy osadów interpretowanych jako wypełnienia paleomeandrów z początku holocenu udokumentował W. Florek (1991) – 10060 ± 170lat BP i 9060 ± 160lat BP. Formy te, z powodu nie-



Ryc. 1. A – położenie obszaru badań, B – szkic badanego fragmentu doliny Wieprzy, 1 – krawędź równiny zalewowej, 2 – rozcięcia i dolinki denudacyjne, 3 – paleomeandry analizowane w pracy, 4 – inne paleomeandry, 5 – starorzeczca, 6 – współczesna sieć hydrograficzna, 7 – sztuczne wały przykorytowe, 8 – kurhany i wały grodzisk, 9 – zasięg zdjęcia lotniczego (fot. 1)

A – Location of the research region, B – map of the researched part of bottom of Wieprza Valley, 1 – edge of floodplain, 2 – denudative cuts and valleys, 3 – researched paleomeanders, 4 – other paleomeanders, 5 – cutoffs, 6 – present-day drainage network, 7 – artificial levees, 8 – barrows and town remparts, 9 – position of air photograph (fot. 1)



Fot. I. Zdjęcie lotnicze fragmentu równiny zalewowej

Air photograph part of floodplain of Wieprza river

kompletnego ich zachowania, nie spełniają jednak wymogów, jakim powinny odpowiadać formy użyte do ilościowych analiz paleohydrologicznych.

Informacje na temat warunków środowiska sedymentacyjnego dawnej rzeki są zapisane w formach będących efektem jej bezpośredniej działalności. W przypadku rzeki meandrującej informacje te zapisane są przede wszystkim w paleomeandrach. Odczytanie ich jest możliwe, gdy paleomeandry przetrwają w dobrym stanie, a zawarta w nich informacja nie ulegnie zatarciu lub zniekształceniu w wyniku procesów działających po wyłączeniu zakola z biegu rzeki. Badane zakola spełniają te warunki.

Celem badań przeprowadzonych w dolinie Wieprzy między Sławnem a Staniewiczami było:

- określenie cech litologicznych osadów dennokorytowych, ich zmienności w obrębie badanych paleomeandrów oraz ustalenie ich zmienności w czasie,

- charakterystyka hydrodynamicznych warunków przepływu wody w zakolach rzecznych sprzed ich wyłączenia z biegu rzeki oraz określenie zmienności tych warunków w badanych paleomeandrach w odniesieniu do ich parametrów morfometrycznych, morfologii, położenia wzdłuż biegu rzeki i w obrębie równiny zalewowej,

- określenie ilościowe parametrów geometrii hydraulicznej (prędkości i wielkości przepływu pełnokorytowego),

- określenie zmian warunków paleohydrologicznych Wieprzy w ostatnich 7000. latach oraz wskazanie tendencji tych zmian na tle zmian warunków paleogeograficznych w holocenie.

Realizacja celów głównych, wiązała się z opracowaniem zagadnień pośrednich, takich jak:

- określenie zmienności parametrów geometrii paleokoryt meandrowych w czasie holocenu,

- charakterystyka procesu transformacji badanych form od etapu wyłączenia z biegu rzeki i powstania starorzecza do etapu paleomeandra wypełnionego osadami.

Gdy przedmiotem badań są geomorfologiczne skutki procesów działających w przeszłości, ważna jest ich relacja do analogicznych procesów działających współcześnie i wywoływanych przez nie skutków. W badaniach, zmierzających do jakościowej i ilościowej rekonstrukcji warunków środowiska sedymentacyjnego konieczne jest częste odwoływanie się do zasad aktualizmu geologicznego.

Na badanym obszarze wykonane zostały następujące prace terenowe:

- obserwacje i analiza form rzeźby poprzedzone wcześniejszą analizą zdjęć lotniczych czarno-białych i barwnych oraz map topograficznych.

- wiercenia sondą typu instorf, które kontynuowane były do napotkania w profilu piasków dennokorytowych.

- odkrywki zlokalizowane w częściach wierzchołkowych paleomeandrów, których wartość poznawcza z powodu wysokiego poziomu wód gruntowych była bardzo ograniczona.

Badaniom laboratoryjnym poddano 409 próbek (264 próbek osadów dennokorytowych i 145 próbek osadów wypełniających paleomeandry).

Do laboratoryjnej analizy próbek osadów użyte zostały metody z grupy metod litologicznych – analiza składu granulometrycznego metodą sitową na sucho i analiza kształtu ziaren kwarcowych frakcji piaszczystej z użyciem graniformometru B. Krygowskiego.

Uziarnienie jako podstawowa cecha teksturalna osadów jest źródłem informacji na temat dynamiki i reżimu procesów, tworzących te osady oraz formy rzeźby genetycznie z nimi związane (Mycielska-Dowgiałło 1995). Wyniki analizy uziarnienia wykorzystywane w badaniach paleogeograficznych dają istotne przesłanki pozwalające wnioskować o środowisku w jakim formował się osad, o warunkach jego transportu, redepozycji i akumulacji (Racinowski, Szczypek 1985).

POŁOŻENIE I CHARAKTERYSTYKA WSPÓŁCZESNEGO ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO OBSZARU BADAŃ

Obecny stan fizycznogeograficznych cech zlewni stanowi kontinuum wynikające ze stanów go poprzedzających i jest punktem wyjścia do dalszej jego ewolucji. Każdy zestaw fizycznogeograficznych cech warunkuje określony przebieg i natężenie procesów denudacyjnych i fluwialnych na obszarze zlewni. Uwagi te wskazują na to, jak ważne jest rozpoznanie możliwie pełnej gamy uwarunkowań funkcjonowania danej zlewni rozumianej jako system fluwialny, czy geosystem, dla rozważań, tak aktualistycznych, jak i retrodykcyjnych i predykcyjnych (Kostrzewski i in. 1994).

Położenie w obszarze młodoglacjalnym decyduje o pewnych cechach geomorfologicznych dorzecza Wieprzy. Przy zróżnicowanej, reprezentującej układ mozaikowy, litologii, trzeba zwracać uwagę na znaczne urozmaicenie rzeźby w pojeziernej części dorzecza i na stosunkowo łagodną rzeźbę części dorzecza leżącej w obrębie Pobrzeży Południowobałtyckich. Rzeźba tego obszaru jest konsekwencją złożonego procesu deglacjacji podczas fazy pomorskiej zlodowacenia bałtyckiego oraz procesów związanych z holoceniowym cyklem morfotwórczym (Maksiak, Mróz 1978; Karczewski 1989). Zlewnia górnej Wieprzy, położona na północnym skłonie środkowopomorskiego ciągu czołowomorenowego, odznacza się większą energią (większe wysokości bezwzględne i bezwzględne) i szybszą reakcją hydrologiczną, w porównaniu ze zlewnią środkowej i dolnej Wieprzy, której tereny charakteryzują się bardziej spokojną, równinną rzeźbą o mniejszej energii.

Formowanie sieci rzecznej tego obszaru, a w jego ramach doliny Wieprzy, rozpoczęło się w późnym glacie, w wyniku stopniowego zaniku łądolodu. Dolina Wieprzy leży na obszarze między strefą czołowomorenową

fazy pomorskiej a wzniesieniami moren czołowych fazy gardzieńskiej (Galon, Roszko 1967; Roszko 1968; Galon 1972). Deglacjacja tego terenu miała miejsce między ~16 200 lat BP a ~14 500 lat BP (Rotnicki, Borówka 1994; Kozarski 1995).

Sieć rzeczna, która zaczęła się wówczas formować, wskazuje na wyraźny związek z rzeźbą glacialną. Rzeki łączą w swoich biegach odcinki zorientowanych równoleżnikowo dolin (rynien) marginalnych z południkowo zorientowanymi odcinkami dolin rynnowych – rynien radialnych (Galon 1972; Augustowski 1972, 1977; Piasecki 1976; Sylwestrzak 1978, 1986; Florek 1991).

Badania przeprowadzone przez autora dotyczą odcinka doliny pomiędzy Sławnem a Tyniem, interpretowanego przez J. Sylwestrzaka (1978, 1986) od Sławna do Staniewic jako rynna radialna, a od Staniewic do Tynia (do ujścia Moszczeniczki) jako współczesna dolina erozyjna. Na tym odcinku doliny brak jest teras glacyfluwialnych, natomiast czytelna jest terasa nadzalewowa, o morfologii urozmaiconej płytkimi zagłębieniami pokorytowymi, głębszymi obniżeniami wytopiskowymi, nagromadzeniami piasków eolicznych oraz kilkumetrowej wysokości kurhanami (Florek 1991; Rączkowski 1992, 1998). Terasa nadzalewowa oddzielona jest od poziomu równym zalewowej dość wyraźną krawędzią wysokości 3–5 m, miejscami złagodzoną przez procesy denudacyjne (Uniejewska, Nosek 1986, 1987; Kaczmarzyk 1995). Wyraźnie zarysowana równina zalewowa na tym odcinku doliny Wieprzy ma szerokość 400–600 m. Na jej powierzchni zaznaczają się różnowiekowe formy związane z funkcjonowaniem koryta meandrowego oraz młode formy wałów przykorytowych, stożków krewasowych i odsypów piaszczystych (Florek 1991). Formy te w dużej mierze są efektem bagrowania koryta i przekształcania wydobytego materiału przez wody wezbraniowe. W rzeźbie równiny zalewowej istotną rolę odgrywają formy antropogeniczne – nasypy drogowe i kolejowe, rowy melioracyjne, czy wały średniowiecznych grodzisk (Sławsko i Wrześnica) (ryc. 1). Formy antropogeniczne najczęściej zmniejszają czytelność form naturalnych.

Wieprza na tle głównych rzek północnego skłonu Pomorza charakteryzuje się średniej wielkości dorzeczem – 2172,7 km²; bez Grabowej – 1637 km². Jej długość w nurcie sięga 114,8 km, a w osi doliny wynosi 101,8 km. Współczynnik krętości równy jest 1,13. Rzeka wypływa z jeziora Słosineckiego Wielkiego na wysokości 156,6 m n.p.m. Średnie wzniesienie zlewni jest równe 98,1 m n.p.m. (Wilamski, Śliwa 1978; Duda i in. 1979a, b; Cyberski 1984). W górnym biegu Wieprzy spadki dochodzą do 3‰ (na początku nawet 5‰), a średni spadek w nurcie wynosi 1,35‰.

W zlewni Wieprzy, tak jak w zlewniach innych rzek Przymorza, przeważają utwory przepuszczalne (czwartorzędowe piaski i żwiry glacyflualne, gliny zwałowe, piaski teras rzecznych).

Wieprza pod względem hydrologicznym wykazuje wiele podobieństw do pozostałych rzek północnego skłonu Pomorza. Podobieństwa te wynikają z odrębności środowiska geograficznego północnego (domorskiego) skłonu garbu pojeziernego i według W. Florka (1991) dotyczą:

- znacznej przewagi zasilania podziemnego (70–75% według Paszczyka 1975) nad powierzchniowym,

- dużej zasobności w wodę, wyrażonej średnim odpływem jednostkowym z wielolecia (dla Wieprzy w profilu Stary Kraków – $10,4 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$, Król 1967),

- znacznego wyrównania odpływu w ciągu roku, uwarunkowanego cechami fizycznogeograficznymi zlewni (stosunkowo równomierny rozkład opadów w ciągu roku, łagodne zimy z częstymi odwilżami, duża lesistość zlewni, duża ilość zagłębień bezodpływowych oraz występowanie jezior przepływowych w górnych biegach rzek),

- małej amplitudy stanów wody.

Obserwowane zmiany stanów wody wykazały wyraźny skok w kierunku mniejszych wartości w kilku momentach czasowych ostatniego stulecia, w wyniku ingerencji człowieka. Pod koniec drugiego dziesięciolecia XX wieku zmiany takie zostały wywołane w górnym biegu przez regulację koryta i budowę elektrowni Biesowice, a w latach 60. poprzez refulację i prostowanie koryta na odcinku pomiędzy Sławnem a Tyniem.

GEOMORFOLOGICZNA CHARAKTERYSTYKA PALEOMEANDRÓW WIEPRZY

Rozwój naturalnego koryta rzeki na całej długości jest wynikiem nieprzerwanego oddziaływania prądu wody na dno i brzegi. Oddziaływanie to objawia się stałymi zmianami przekroju podłużnego, przekrojów poprzecznych i zmianami rzutu poziomego (układu sytuacyjnego) rzeki (Wołoszyn 1974). Analiza zmian parametrów koryta oraz parametrów przepływów z danym korytem związanych jest przedmiotem badań poprzecznej i podłużnej geometrii hydraulicznej (Leopold, Maddock 1953).

Badane paleomeandry zlokalizowane są w dwóch skupieniach, w okolicy miejscowości Wrześnica i w okolicy Staniewic. Parametry morfometryczne paleomeandrów zostały ustalone w oparciu o zdjęcia lotnicze, panchromatyczne, czarno-białe i barwne, materiały kartograficzne oraz bezpośrednie pomiary terenowe. Paleomeandry zachowane są najczęściej

w postaci pojedynczego zakola (lub jego fragmentu), a nie dwóch, czy dłuższej sekwencji następujących po sobie zakoli. Dlatego parametry geometryczne paleomeandrów określone zostały dla pojedynczych zakoli (szerokość koryta – w , promień krzywizny – R_c , długość fali paleomeandra – λ , wysokość fali paleomeandra – B_m stosunek krzywizny zakola – R_c/w). Oprócz wymienionych parametrów, określających wymiary i kształt koryta w planie, ustalone zostały również inne parametry, odnoszące się do pionowego układu koryta: maksymalna głębokość koryta (H), średnia głębokość koryta (d); promień hydrauliczny; wskaźnik kształtu koryta, wyrażony stosunkiem szerokości do średniej głębokości.

Analiza statystyczna parametrów geometrii paleokoryt wskazała na istnienie między nimi niezbyt silnych związków. Najwyższy wskaźnik korelacji stwierdzono między szerokością a głębokością koryta (0,78), wyraźnie niższe – pomiędzy promieniem krzywizny a szerokością (0,64) oraz wysokością fali meandra a wskaźnikiem kształtu koryta (0,55). Brak silnych związków pomiędzy parametrami paleokoryt, wskazywanie przez nie niejednakowych i niesynchronicznych tendencji zmian zadecydowało o ich małej przydatności dla interpretacji paleohydrologicznych.

Na stwierdzony stan parametrów morfometrycznych miały wpływ indywidualne warunki panujące w obrębie dna doliny, które decydowały o tym, że wymiary i charakter krzywizny meandrów zmieniały się nieregularnie. O zmianach takich mogły decydować np. wystąpienia bardziej odpornych na erozję osadów budujących brzegi koryta, obrywy materiału brzegowego, rodzaj i gęstość roślinności porastającej brzegi, ingerencja człowieka itp.

Badane formy paleokoryt mają postać pojedynczych zakoli (pętli) niezależnie od położenia na równinie zalewowej, a kształt wielu z nich (np. paleomeandrów M, D, K, R oraz starorzecza Z) wskazuje, iż mogły w przeszłości być fragmentami wielopętlowych układów koryt. W przypadku form C i L, mimo kształtu sugerującego możliwość przecięcia szyi meandra, nie należy wykluczać ewentualności odcięcia ich w ramach układu wielopętlowego.

OSADY WYPEŁNIAJĄCE PALEOMEANDRY

Po wyłączeniu meandra z biegu rzeki, depozycja materiału grubszego, transportowanego trakcyjnie zostaje w nim przerwana. Powstałe starorzecze, leżące w obrębie równiny zalewowej, staje się miejscem sedymentacji o specyficznym charakterze. Zapełniane jest sukcesywnie osadami drobnoziarnistymi dostarczonymi podczas stanów powodziowych; osady

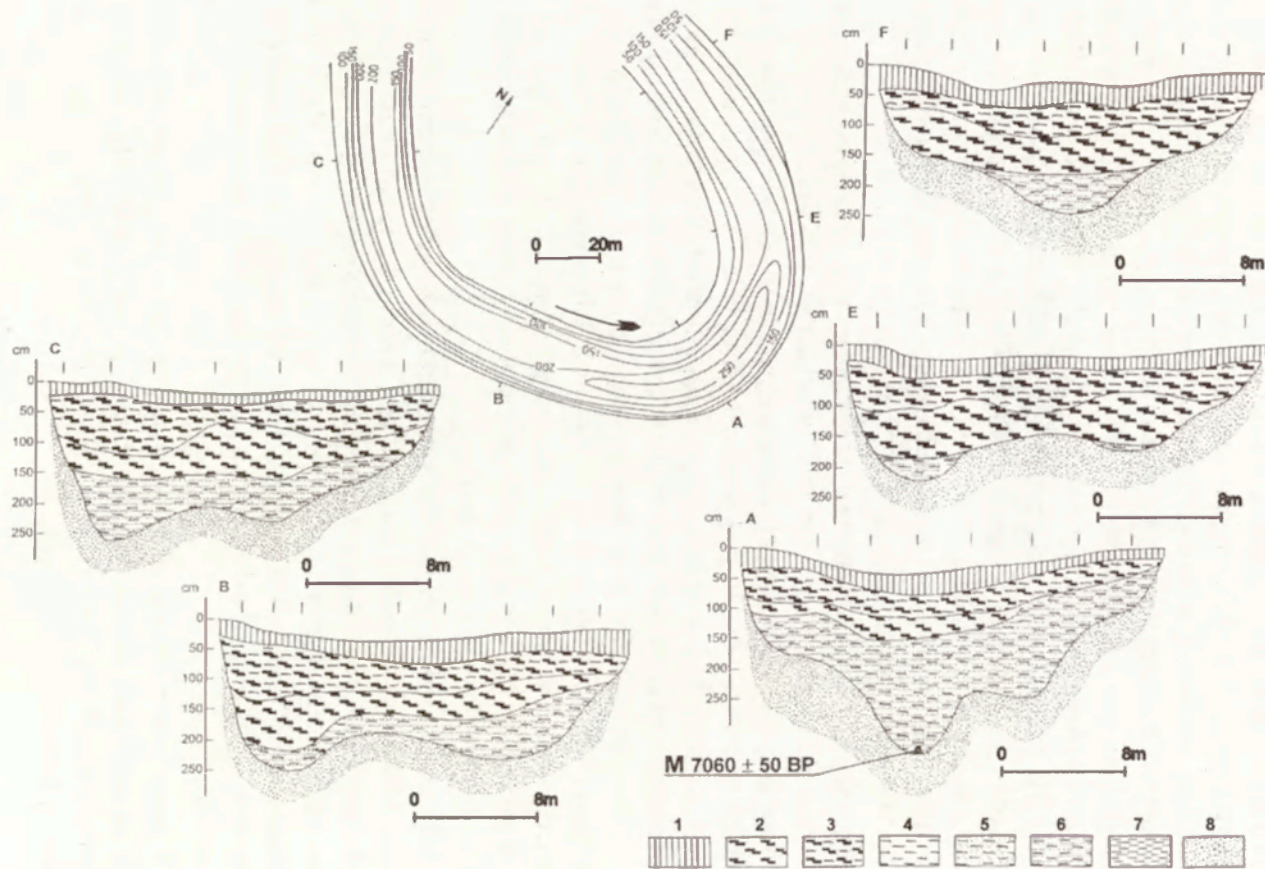
wód powodziowych są oddzielone autochtonicznymi osadami organicznymi, które tworzą się w okresach pomiędzy poszczególnymi powodziami (Rühle 1973).

Na podstawie analizy rdzeni wiertniczych wyznaczono granicę między osadami dennokorytowymi, reprezentującymi ostatni etap funkcjonowania meandrów przed ich wyłączeniem z biegu rzeki, a osadami tworzącymi się już w starorzeczach (ryc. 2). Odróżnienie tych dwóch facji osadów było istotnym zagadnieniem z punktu widzenia rozpoznania paleomorfologii dawnych koryt. Wyznaczenie granicy było w większości profili wiertniczych dość oczywiste, ponieważ osady wypełniające mają znaczną, makroskopowo dostrzegalną, zawartość materii organicznej. Jest to cecha holocenijskich osadów pozakorytowych, a więc także subfacji wypełnień starorzeczy określanej jako przewodnia (Starkel 1977; Turkowska 1988, 1991). Dla próbek osadów wypełniających paleomeandry podobnie jak dla osadów korytowych wykonane zostały analizy uziarnienia i wyznaczone wskaźniki uziarnienia. Zestawienie cech teksturalnych osadów tych dwóch facji wskazuje na formowanie ich w różnych subsrodowiskach o zdecydowanej różnej dynamice.

We wszystkich paleomeandrach zaznacza się makroskopowo widoczna przewaga osadów biogenicznych nad mineralnymi. Najczęściej stwierdzana sekwencja osadów wypełniających paleomeandry rozpoczyna się w spągu od przewarstwień piaszczysto-mułkowych, na których osadzone zostały warstwy mułku organicznego, mułku torfiastego i torfu. W paleomeandrach nawet o zbliżonym wieku mogą występować znaczne różnice w wykształceniu osadów wypełniających. Różnice te dotyczą miąższości, kolejności i sposobu wykształcenia osadów. Stałą pozycję w stropie wypełnień zajmuje warstwa utworów madowych o miąższości od kilkunastu do około 30 cm, która przykrywa znaczne powierzchnie równiny zalewowej na tym odcinku doliny Wieprzy.

Sekwencje osadów wypełniających różnowiekowe paleomeandry wykazują dość znaczne podobieństwa co do jakości i kolejności poszczególnych ogni. Jakość i zasięg przestrzenny poszczególnych ogni były zależne od położenia starorzecza względem aktywnego koryta. Miąższości poszczególnych ogni sekwencji osadów wypełniających wskazują na znaczenie i czas trwania kolejnych etapów transformacji starorzecza w paleomeander

Kolejne, coraz młodsze układy koryt rozwijały się w zasięgu właściwie tego samego pasa meandrowania, obejmującego prawie całą szerokość współczesnego dna doliny, co w efekcie doprowadziło do zniszczenia znacznej liczby form starszych.



Ryc. 2. Przekroje poprzeczne i plan batymetryczny na przykładzie paleomeandra M; 1 – utwory madowe, 2 – torf, 3 – mułek torfiasty, 4 – mułek organiczny, 5 – mułek organiczny z domieszką piasku, 6 – mułek organiczny z przewarstwieniami piasku, 7 – mułek ilasty, 8 – piaski dennokorytowe

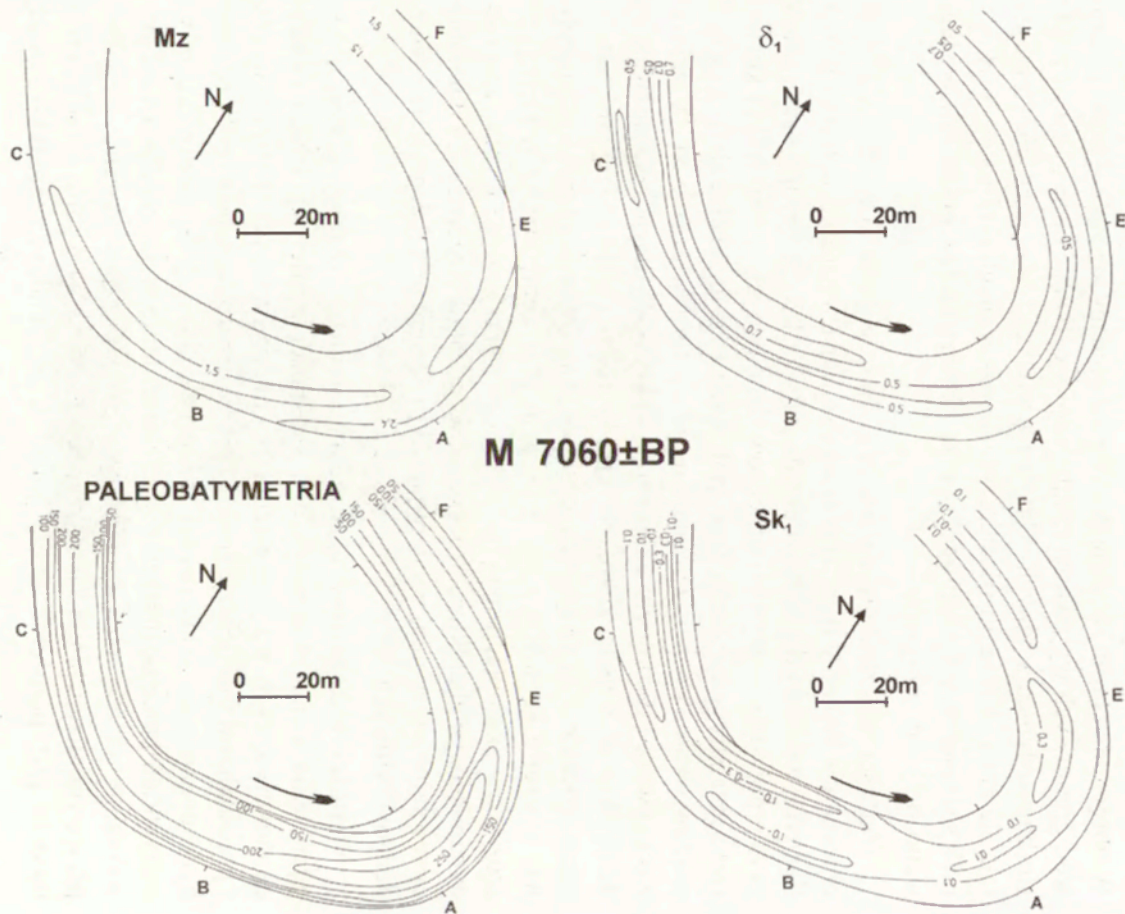
Geological cross-sections and paleobathymetry on example paleomeander M, 1 – overbank deposits, 2 – peat, 3 – peat silt, 4 – organic silt, 5 – organic silt with fine sand, 6 – laminated organic silt and fine sand, 7 – silt with clay, 8 – channel lag sands

DYNAMIKA WODY PŁYNAĄCEJ W ŚWIETLE CECH TEKSTURALNYCH OSADÓW DENNOKORYTOWYCH PALEOMEANDRÓW WIEPRZY

Na podstawie wyników badań uziarnienia można wnioskować o dynamice prądowych środowisk sedymentacyjnych, przy czym wnioskowanie to ma charakter jakościowy (Racinowski, Szczypek 1985) i powinno być poparte obserwacjami struktur sedymentacyjnych (Zieliński 1998). Badania struktur utworzonych przez wody płynące w dolinach rzek przymorskich są ograniczone ze względów technicznych przede wszystkim do odsłonień i to najczęściej w odniesieniu do serii sandrowych (Florek 1999). W obrębie den dolin rzek nizinnych utrzymujący się stale wysoki poziom wód gruntowych wyjątkowo rzadko daje możliwość obserwacji i badania struktur sedymentacyjnych. Materiał z wierceń, na którym głównie opierają się prace autora, nie dostarczył jednoznacznych informacji o strukturach sedymentacyjnych mimo, iż przy pobieraniu rdzeni osadów posługiwano się świdrem typu instorf.

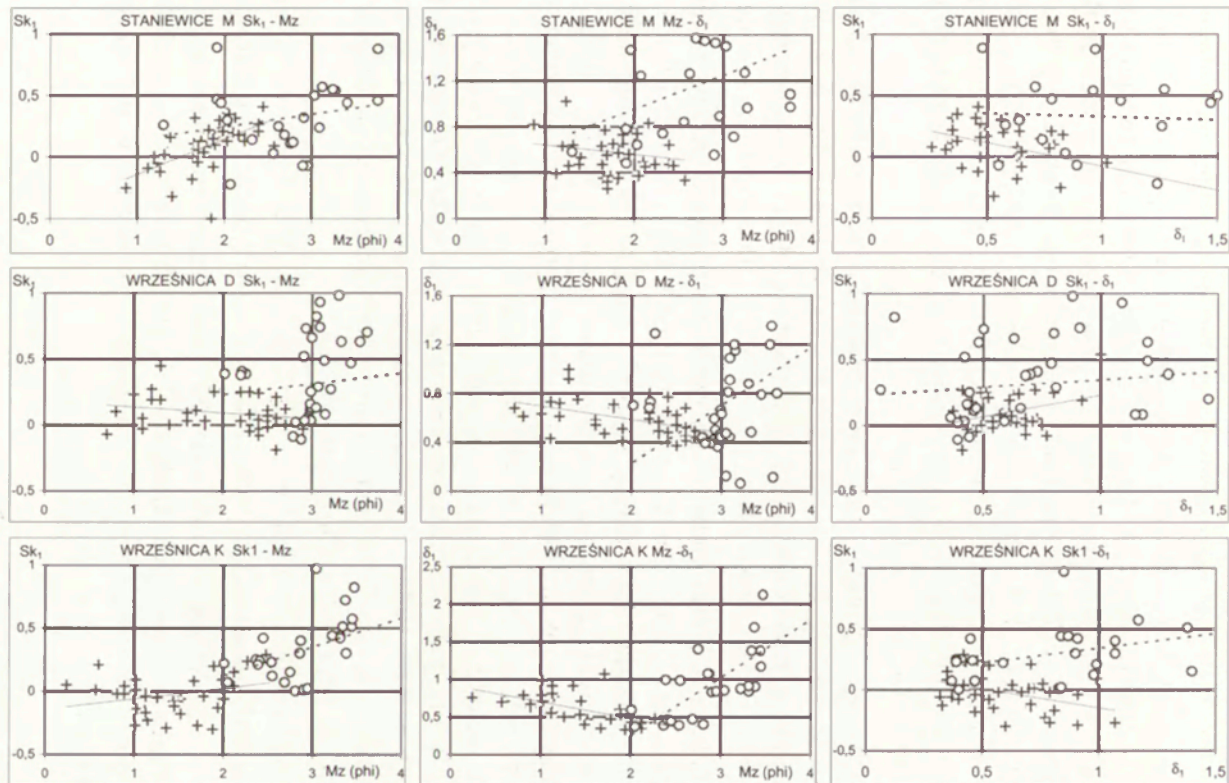
Wartości wskaźników uziarnienia zaprezentowano na planach paleomeandrów Wieprzy (ryc. 3) oraz na diagramach zależności (ryc. 4). Analiza tych wskaźników jednoznacznie potwierdza, że badane osady piaszczyste powstały w wyniku procesów działających w aktywnym korycie rzeki meandrującej. Zmienność, położenie i zasięg cech uziarnienia tych osadów wzdłuż i w poprzek analizowanych form wskazują na ich związek z pionowym i poziomym układem paleokoryt. Sytuacja taka pozwala zidentyfikować w paleozakolach miejsca różniące się rodzajem i natężeniem procesów, wynikających z hydrodynamicznego charakteru przepływu w strefie kontaktu wody z osadem. Położenie stref z tendencją do erozji, czy akumulacji materiału dennego i brzegowego wynika z morfodynamicznego charakteru procesu rozwoju zakola rzecznego, a dominującym i najpowszechniej występującym procesem jest redepozycja osadów dennokorytowych.

Wartości wskaźników uziarnienia (średniej średnicy ziaren – M_z , odchylenia standardowego – δ_1 i skośności graficznej – Sk_1) osadów dennokorytowych po naniesieniu na plany badanych paleomeandrów i przeanalizowaniu ich zróżnicowania w przestrzeni, pozwoliły określić hydrodynamiczne właściwości przepływu (ryc. 3). Stwierdzono, że we wszystkich paleomeandrach rozprzestrzenienie wskaźników uziarnienia wskazuje na taki charakter przepływu, który jest zgodny z ogólnie przyjętym modelem dla zakoli rzecznych. Podstawowym założeniem tego modelu jest położenie strefy nurtu (maksymalnych prędkości wody



Ryc. 3. Paleobatymetria i wartości wskaźników uziarnienia na przykładzie paleomeandra M (M_z – średnia średnica ziaren, δ_1 – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność graficzna)

Paleobathymetry and values of particle-size parameters on example paleomeander M, (M_z – mean grain diameter, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – graphic skewness)



Ryc. 4. Diagramy zależności pomiędzy wskaźnikami uziarnienia na przykładzie paleomeandrów (Mz), (δ_1)

Diagram of interrelationship of mean grain diameter (Mz) and standard deviation (δ_1)

i największych głębokości) w pobliżu brzegu zewnętrznego w części wierzchołkowej meandra i pewne odsunięcie jej od tego brzegu, w obrębie ramion zakola. Położenie tej strefy podkreślone jest występowaniem nieco grubszego i gorzej wysortowanego osadu dennokorytowego w porównaniu ze strefami sąsiednimi o słabszej energii i dynamice przepływającej wody. Charakterystycznym miejscem w zakolu jest też odsyp meandrowy położony w przyległej do brzegu wewnętrznego wierzchołkowej części meandra. Zasięg tej mezofory koryta jest podkreślony morfologią coraz płytszego dna oraz większą drobnoziarnistością i lepszym wysortowaniem osadu dennokorytowego. Tutaj też częściej występują dodatnie wartości skośności graficznej, wskazując na pewną przewagę tendencji akumulacyjnych. Na podstawie paleobatymetrii dna i cech teksturalnych osadów dennokorytowych dla badanych koryt Wieprzy oprócz ogólnego modelu przepływu wody możliwe było określenie szeregu drugorzędnych cech przepływu wynikających z indywidualnych cech poszczególnych paleomeandrów (Kaczmarzyk 2002).

Analizując wykresy zależności pomiędzy wskaźnikami uziarnienia trzeba stwierdzić, że związki pomiędzy wskaźnikami Mz a δ_1 we wszystkich badanych paleomeandrach Wieprzy reprezentują układ pierwszy w rozumieniu E. Mycielskiej-Dowgiałło (1995), (linie trendu na rycinie 4).

U autorów, którzy badali osady rzeczne o znacznie szerszych spektrach zmienności Mz (np. Florek i in. 1990; Florek 1991; Kalicki 1991; Ludwowska-Kędzia 1999), należy zwrócić uwagę na fakt, że zależność $Mz - \delta_1$ nie jest funkcją liniową, a w przedziale wartości Mz od 1,0 phi do 2,0 phi następuje zmiana trendu na przeciwny (zarówno z większymi, jak i z mniejszymi wartościami średnic średnic ziaren związane są większe wartości odchylenia standardowego, wskazujące na pogorszenie wysortowania). W przypadku omawianej zależności, wartości Mz znacznej liczby próbek osadów badanych paleomeandrów, koncentrują się w przedziale, dla którego następuje zmiana trendu z układu pierwszego na drugi w rozumieniu E. Mycielskiej-Dowgiałło (1995).

Analizowane wskaźniki uziarnienia osadów dennokorytowych Wieprzy dostarczyły informacji o cechach litologicznych badanych osadów:

– osady dennokorytowe badanych paleomeandrów składają się z piasków średnioziarnistych, które lokalnie przechodzą w piaski gruboziarniste (w strefie nurtu) i piaski drobnoziarniste (w obrębie wypływającego się skłonu łachy meandrowej);

– odchylenie standardowe przyjmuje względnie niskie wartości, informując o średnio dobrym i średnim stopniu wysortowania, charakterystycznym dla osadów korytowych;

– dla większości próbek wartości wskaźnika skośności graficznej mieszczą się w przedziale od $-0,1$ do $+0,1$;

– uziarnienie osadów dennokorytowych Wieprzy charakteryzuje się niewielką zmiennością w obrębie poszczególnych paleomeandrów, jak i w badanym odcinku holocenu.

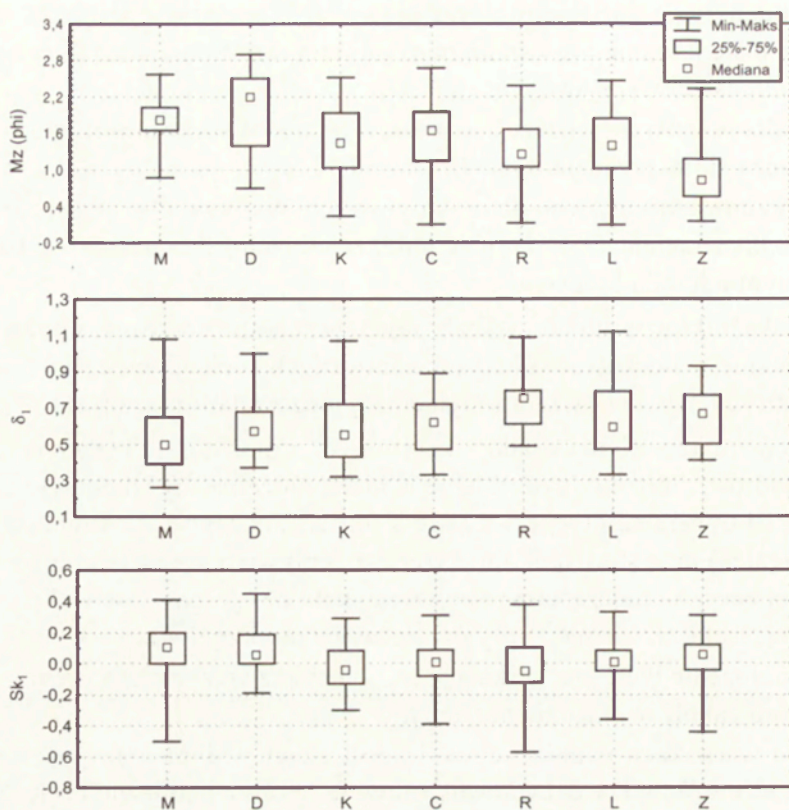
Wskaźniki uziarnienia w skali pojedynczego paleomeandra pozwalają skutecznie wnioskować o hydrodynamicznych cechach przepływu wody jako atrybutach środowiska sedymentacyjnego zakoli rzecznych.

– cechy uziarnienia osadów korytowych i morfologia badanych paleomeandrów, umożliwiła określenie w nich położenia stref o podwyższonej energii i dynamice przepływu (strefa nurtu głównego i ewentualnie jego odgałęzień) oraz stref spokojniejszego przepływu o niewielkiej lub wygaszającej energii i najczęściej mniejszej dynamice (górną część łachy meandrowej, łacha wsteczna, strefy przylegające do brzegów);

– położenie tych stref wskazuje na wyraźne związki z kształtem i parametrami zakoli w układzie poziomym;

– o warunkach panujących w środowiskach sedymentacyjnych paleomeandrów Wieprzy decydowały głównie hydrodynamiczne cechy przepływu, które wynikają z ogólnych praw hydrauliki, lecz modyfikowane były przez indywidualne wyróżniki środowiska dna doliny Wieprzy (rodzaj i odporność osadów równiny zalewowej, ilość i rodzaj dostarczanego do koryta rumowiska, szata roślinna, ingerencja człowieka).

Wskaźniki uziarnienia stanowią wymierne wielkości porównawcze, które umożliwiły prześledzenie zmienności cech litologicznych i hydrodynamicznych paleokoryt Wieprzy w okresie ostatnich ponad 7000 lat. Uziarnienie wskazuje, że od ponad 7000 lat do czasów współczesnych energia środowiska prądowego Wieprzy wzrastała, ale nie był to wzrost stały (ryc. 5). Wartości M_z i δ_1 dla najstarszego paleokoryta wynoszą odpowiednio 1,8 phi i 0,57, a dla najmłodszego – odpowiednio 0,94 phi i 0,65. W tej ogólnie wzrostowej tendencji wystąpiły trzy okresy niewielkiego spadku energii: w końcu okresu atlantyckiego (paleomeander D), na początku okresu subatlantyckiego (paleomeander C) i w okresie wczesnego średniowiecza (paleomeander L).



Ryc. 5. Zmienność wartości wskaźników uziarnienia w badanych paleomeandrach Wieprzy (M_z – średnia średnica ziaren, δ_1 – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność graficzna)

Distribution of value of particle-size parameters in investigated paleomeander of Wieprza river (M_z – mean grain diameter, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – graphic skewnees)

RETRODYKCJA PARAMETRÓW HYDROLOGICZNYCH DLA PALEOMEANDRÓW WIEPRZY

Metody retrodykcji dawnych przepływów oparte są na wykorzystaniu wyników analizy zależności pomiędzy procesami a ich efektami. W rezultacie sprowadza się to do określenia stanu pewnych zmiennych (parametrów) na podstawie stanu innych zmiennych.

Formuły empiryczne oparte są na zależnościach pomiędzy hydraulicznymi, hydrologicznymi i sedimentologicznymi parametrami przepływu wody w ciekach. Znajomość tych zależności pozwala określić wartość nieznanymi parametrów przepływu na podstawie tych, które są znane. Warunki wykorzystania parametrów określonych jako znane, są zdeterminowane przez możliwość odczytania ich z zapisu geomorfologicznego oraz przez dokładność tego odczytu.

Z punktu widzenia możliwości estymacji prędkości i wielkości przepływów dla paleomeandrów Wieprzy istotne stało się określenie przydatności formuły Manninga-Stricklera (Wołoszyn 1974) dla paleokoryt tej rzeki. Badania służące sprawdzeniu przydatności formuły Manninga-Stricklera przeprowadzono na współczesnych korytach rzek północnego skłonu Pomorza – Wieprzy, Słupi i Łupawy. Prace terenowe polegały na pomiarze głębokości i prędkości przepływu młynkiem hydrometrycznym oraz na pobraniu próbek osadów dennokorytowych w pionach pomiarowych za pomocą chwybaka Van Veena firmy Eijkelkamp.

Próbki osadów dennokorytowych poddano analizie sitowej w sposób analogiczny do zastosowanego w analizie składu mechanicznego próbek osadów korytowych paleomeandrów. Wyniki analizy uziarnienia poddano analogicznej procedurze wyliczenia średniej średnicy ziaren (M_z), odchylenia standardowego (δ_s) i skośności graficznej (Sk_g) według wzorów R.L. Folka i W.C. Warda (1957).

Formuła Manninga-Stricklera jest jednym z lepiej znanych wzorów empirycznych na prędkość (Scheidegger 1974; McCullagh 1978). Opisuje ona związek pomiędzy prędkością, promieniem hydraulicznym, spadkiem zwierciadła wody i współczynnikiem szorstkości koryta:

$$V = \frac{R^{\frac{2}{3}} * S^{\frac{1}{2}}}{n}$$

gdzie:

R – promień hydrauliczny, S – spadek zwierciadła wody, n – współczynnik szorstkości koryta.

Promień hydrauliczny to parametr, w którym zawarta jest informacja o obwodzie zwilżonym danego przekroju, a tym samym o długości kontaktu wody z korytem, wzdłuż którego występuje tarcie zewnętrzne spowalniające przepływ wody w korycie.

W stosunku do przekrojów poprzecznych zlokalizowanych w częściach wierzchołkowych paleomeandrów lub współczesnych zakoli rzecznych powstaje jeszcze pytanie o ich reprezentatywność dla danego odcinka rzeki oraz o stopień dopasowania przepływów do morfologii przekroju (Soja 1994). Rozpatrując różne aspekty dostosowania koryta Parsęty do przechodzących przez nie przepływów Z. Zwoliński (1989) ustalił, że odcinki koryta rzecznoego na zakolach o większych stosunkach krzywizny są lepiej przystosowane do przyjmowania szerszego zakresu przepływów aniżeli na prostych odcinkach rzeki i zakolach o niższych stosunkach krzywizny. Analiza wielkości stosunku krzywizny dla paleomeandrów i współcze-

nych zakoli Wieprzy wskazuje, że tylko w przypadku dwóch paleomeandrów przekracza ona nieznacznie wartość 2. Pozwala to traktować badane koryta jako zakola o mniejszym stosunku krzywizny, cechujące się znaczną stabilnością brzegów i mobilnością dna. W przypadku paleomeandrów oznacza to większe prawdopodobieństwo utrwalenia i reprezentowania przez nie takiej morfologii koryt, jaka istniała w czasie ich funkcjonowania w przeszłości.

Kolejnym parametrem, od którego uzależniona jest prędkość przepływów w formule Manninga jest spadek zwierciadła wody, czyli tzw. gradient hydrauliczny. W formule Manninga występuje on jako liczba niemianowana wynikająca ze stosunku różnicy wysokości poziomu wody w rzece na określonym dystansie do długości tego dystansu.

Z analizy zmienności długości koryta Wieprzy na badanym odcinku doliny wynika, że na przestrzeni ponad stu lat, do momentu regulacji, długość koryta zmieniała się w niewielkim stopniu (Florek, Nadacznia 1986). Zmiany długości koryta, spowodowały zmianę spadku z wartości 0,0003 do 0,00028 (6,7%) oraz zmianę współczynnika krętości od 1,94 do 2,07.

W dobrze zachowanych paleomeandrach na poziomie zalewowym elementem możliwym do oznaczenia jest tekstura osadu dennokorytowego, dlatego współczynnik szorstkości wyznaczony został według wzoru Stricklera:

$$n = 0,039 D_{50}^{\frac{1}{6}}$$

w którym uzależniony jest on od rozmiaru ziaren na dnie, reprezentowanego przez średnią średnicę ziaren w osadach dennokorytowych (D_{50}).

Zmienność tego parametru w korytach współczesnych zawiera się przedziale od 0,0316 do 0,0417, a dla paleomeandrów od 0,0307 do 0,0358. Tabela współczynników szorstkości n opracowana przez Ven Te Chow'a (Wołoszyn 1974) cytowane przedziały wartości przypisuje małym, naturalnym ciekom nizinnym, krętym z ubogą roślinnością, w których występują łachy i plosa.

W świetle przytoczonych uwag podobieństwo współczynników szorstkości w badanych korytach współczesnych i paleomeandrach wydaje się dobrze charakteryzować związki między opornością koryt współczesnych a opornością paleokoryt.

Analiza statystyczna danych pozwoliła ustalić, że badany związek dobrze opisuje funkcja potęgowa: wartość współczynnika korelacji $r = 0,98$ i wartość błędu standardowego $se = 4,3$ oznaczają, dla współczesnych średnich rocznych przepływów Wieprzy w Starym Krakowie

($Q_{sr} = 14,7\text{m}^3/\text{s}$), możliwość popełnienia błędu rzędu 29%. Tak znaczna wartość błędu jest oczywiście trudna do zaakceptowania dla współczesnych przepływów, jednak z punktu widzenia badań paleohydrologicznych wypracowana formuła może dostarczyć ważnych informacji ilościowych o przebiegu procesów hydrologicznych i geomorfologicznych na przestrzeni holocenu.

EWOLUCJA SYSTEMU FLUWIALNEGO ŚRODKOWEJ WIEPRZY

W obliczeniach prędkości i przepływów w paleomeandrach Wieprzy wzięto pod uwagę konieczność przyjęcia ograniczeń i zastosowania uproszczeń, wynikających z braku możliwości bezpośredniego pomiaru niektórych parametrów badanych paleokoryt, np. spadku zwierciadła wody.

Warto też zaznaczyć, że wpływ oporów transportu wynikających ze średnicy ziaren materiału dennokorytowego był w badanych paleomeandrach Wieprzy niewielki. Wynikało to z ogólnej drobnoziarnistości materiału dennego i jego niewielkiej zmienności w badanej części holocenu. Parametrem wyrażającym wartość oporów transportu i wpływającym na prędkość przepływu jest współczynnik szorstkości, który w niniejszej pracy obliczono według wzoru Stricklera. Jego zmienność jest proporcjonalna do zmienności średnicy ziaren osadów dennokorytowych. Tak więc, najniższą wartość współczynnik szorstkości przyjmuje dla paleomeandra M ($n = 0,0307$), a najwyższą dla starorzecza Z ($n = 0,0358$). Wartości te mieszczą się w przedziale określonym przez K. Rotnickiego (1983) jako charakterystycznym dla rzek nizinnych o dnie piaszczystym lub żwirowym i zasilaniu śnieżno-deszczowym w klimacie umiarkowanym (0,01–0,06).

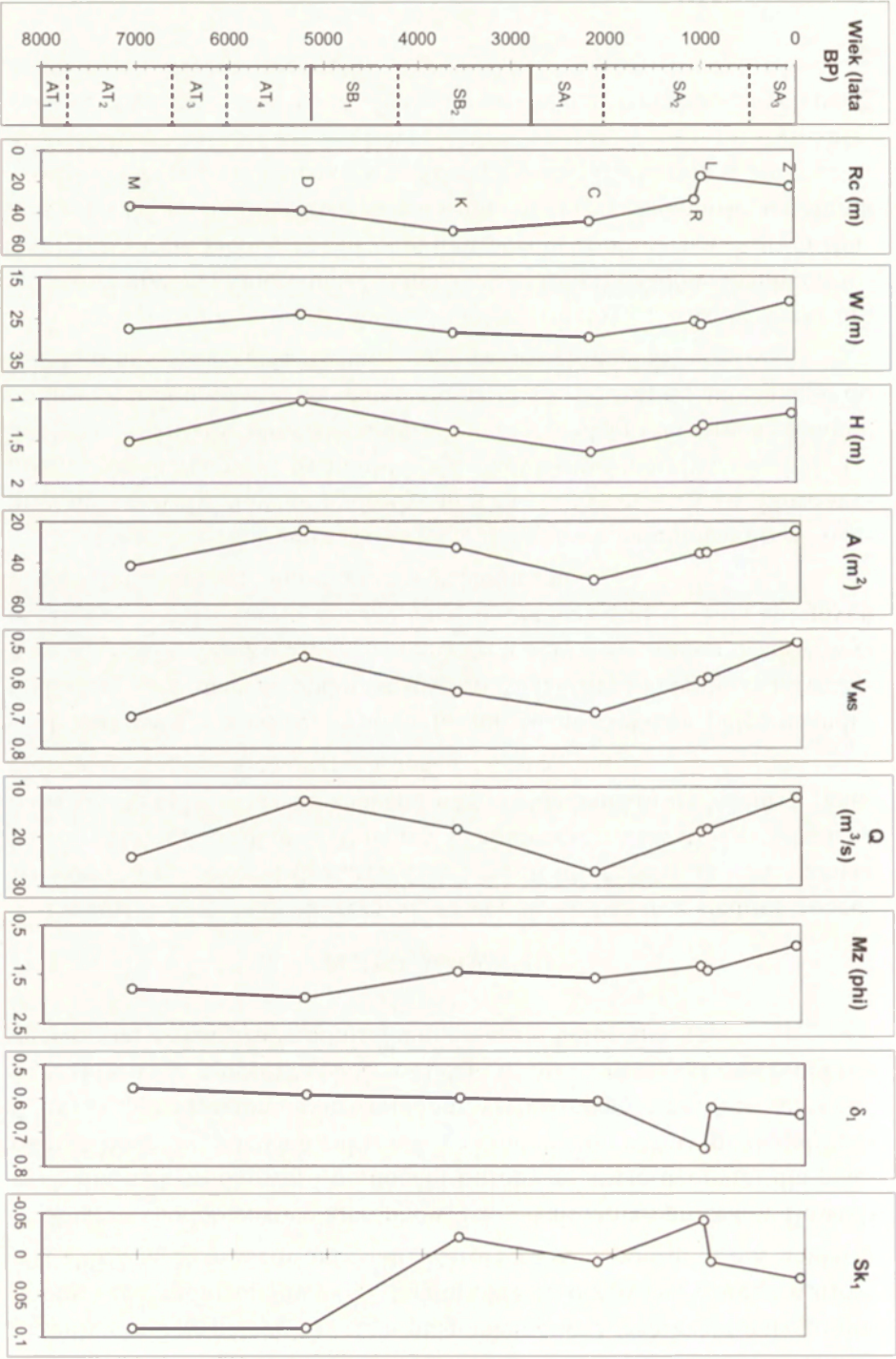
Wyznaczone wartości paleoprzepływów Wieprzy uznano za istotne z punktu widzenia określenia tendencji zachowania się tego parametru w przeszłości (ryc. 6). Od ponad 7060 lat BP do schyłku okresu atlantyckiego przepływy zmniejszyły się. W okresie subborealnym nastąpiła tendencja do niewielkiego wzrostu tego parametru. Na początku okresu subatlantyckiego (SA_1), zanotowano dość gwałtowny wzrost wartości przepływu, po którym nastąpiła tendencja do jego zmniejszania i zbliżania do wartości współczesnej. Przedstawiony obraz zmian przepływów Wieprzy wykazuje pewne korelacje ze zmianami opadów i częstotliwości powodzi w holocenie, zaprezentowanymi przez M. Ralską-Jasiewiczową i L. Starkla (1988).

Z punktu widzenia hydrodynamiki badanych paleokoryt istotny jest fakt, że analogiczne, jak wskaźnik objętości przepływu, tendencje zmian wykazują wyznaczone prędkości przepływu, pola powierzchni przekrojów poprzecznych, szerokości i średnie głębokości (ryc. 6). Analogiczne względem siebie tendencje zmian tych parametrów prezentowali P. Goner (1986) i P. Goner i S. Kozarski (1987), a istnienie takich zależności opisali L.B. Leopold i in. (1964). Uzyskane wyniki potwierdzają istnienie zależności pomiędzy wielkością przepływu a wartościami parametrów morfometrycznych koryt Wieprzy.

Wyniki analiz paleohydrologicznych są traktowane przez autorów zajmujących się tym zagadnieniem raczej jako wskaźnik procesów fluwialnych, informujący o ich kierunku i skali zmian zachodzących w danym okresie. K. Rotnicki i Z. Młynarczyk (1989) oraz K. Rotnicki (1991) stwierdzili, że w młodszym dryasie średni przepływ roczny Proсны był ponad pięciokrotnie większy od współczesnego. Z analizy zamieszczonych w literaturze danych dotyczących Proсны (Rotnicki, Młynarczyk 1989; Rotnicki 1991) wynika, że paleokoryta środkowoatlantyckie (AT₂, AT₃) miały przepływ około dwukrotnie większy niż dwudziestowieczne. Podobna, około dwukrotna, różnica wielkości przepływu zaznacza się pomiędzy paleomeandrem M (AT₂) a starorzeczem Z (z początków XX wieku) dla Wieprzy. Analogiczne porównania z paleomeandrami Warty badanymi przez P. Goner (1986) i P. Goner, S. Kozarskiego (1987) jest znacznie trudniejsze ze względu na to, że tylko dwa z nich reprezentują holocen (jego najmłodszą część – SA). Można tylko zaznaczyć, że wartości paleoprzepływów Warty od późnego glacjału do początku okresu subatlantyckiego ulegały zmniejszeniu, natomiast ich ponowny wzrost notowany jest w korycie współczesnym. Cytowani autorzy jednak nie zauważyli, że późnoglacialny reżim rzeczny meandrowych rzek niżowej Polski w istotny sposób musiał różnić się od reżimu holocenijskiego, stąd porównywanie parametrów geometrycznych tych dwóch grup koryt jest niewłaściwe. Zwrócił na to uwagę już W. Florek (1991).

Ryc. 6. Zmiany parametrów geometrii planarnej i hydraulicznej oraz uziarnienia osadów dennokorytowych paleomeandrow Wieprzy w holocenie (stratygrafia holocenu wg L. Starkla 1977), Rc – promień krzywizny, W – szerokość koryta, H – głębokość koryta, A – pole przekroju poprzecznego, V_{MS} – prędkość przepływu, M_z – średnia średnica ziaren, δ_1 – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność graficzna

Changes of planar and hydraulic parameters and particle-size parameters during Holocene based on Wieprza river paleomeanders, (stratigraphy after L. Starkel, 1977), Rc – radius of curvature, W – channel width, H – channel depth, A – area of channel cross-section, V_{MS} – velocity, M_z – mean size of grain, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – graphic skewness



L. Koutaniemi, R. Ronkainen (1983) określili dla paleomeandra rzeki Kitkanjoki ze schyłku okresu atlantyckiego około półtora razy większy przepływ niż współcześnie. Dla paleomeandra D, reprezentującego podobny wiek radiowęglowy (AT_4) autor określił przepływ, którego wartość jest zbliżona do oszacowanego dla starorzecza Z z początku XX wieku.

Znaczne podobieństwo kierunków, jak i skali zmian procesów fluwialnych dla rzek środkowej i północnej Europy ze stwierdzonymi dla paleokoryt Wieprzy, pozwala zakładać, że omawiane obszary podlegały podobnym, ponadregionalnym zmianom warunków środowiskowych oraz, że zastosowana procedura badawcza daje wyniki o istotnym znaczeniu poznawczym, zwłaszcza w odniesieniu do koryt holocenijskich.

PODSUMOWANIE

Przedstawione dane okazują, że szczegółowe badanie siedmiu różnowiekowych paleokoryt dostarczyły ważnych informacji na temat zmian paleohydrologii środkowej Wieprzy w holocenie. Wszystkie przebadane paleokoryta były związane z meandrowym układem koryta Wieprzy funkcjonującym w okresie ostatnich ponad 7 tysięcy lat.

1. Sekwencje osadów wypełniających różnowiekowe paleomeandry wykazują dość znaczne podobieństwa co do jakości i kolejności poszczególnych ogniwi. Miąższość poszczególnych ogniwi sekwencji osadów wypełniających paleokoryta wskazuje na znaczenie i czas trwania kolejnych etapów transformacji starorzecza w paleomeander.

2. O warunkach środowisk sedymentacyjnych paleomeandrów Wieprzy decydowały głównie hydrodynamiczne cechy przepływu, które wynikają z ogólnych praw hydrauliki, ale modyfikowane były przez indywidualne wyróżniki środowiska doliny Wieprzy (rodzaj i odporność osadów budujących dno doliny, co rzutowało na ilość i rodzaj dostarczanego do koryta rumowiska, szatę roślinną, ingerencję człowieka).

3. Stwierdzona jednorodność (drobnoziarnistość i wąskie spektrum wielkości ziaren, jednorodność stopnia ich obróbki) osadów dennokorytowych jest czynnikiem sprzyjającym transportowi rumowiska. Koryta zbudowane z takich osadów stwarzają warunki do dużej zmienności natężenia i rodzajów procesów transportu w różnych częściach koryta w zależności od wielkości i natężenia przepływu. Wpływ oporów transportu wynikających ze średnicy ziaren materiału dennokorytowego był w badanych paleomeandrach Wieprzy niewielki.

4. Wyznaczone wartości paleoprzepływów Wieprzy uznano za istotne z punktu widzenia określenia tendencji zachowania się tego parametru w przeszłości. Od ponad 7000 lat BP do schyłku okresu atlantyckiego przepływy zmniejszały się. W okresie subborealnym pojawiła się tendencja do niewielkiego wzrostu tego parametru. Na początku okresu subatlantyckiego (SA₁), zanotowano dość znaczny wzrost wartości przepływu, po czym nastąpiło jego zmniejszanie aż do wartości współczesnej. Przedstawiony obraz zmian przepływów Wieprzy wskazuje na pewne korelacje ze zmianami opadów i częstotliwości powodzi w holocenie w ujęciu M Ralskiej-Jasiewiczowej i L. Starkla (1988)

5. Z punktu widzenia hydrodynamiki badanych paleokoryt istotny jest fakt, że analogiczne, jak przepływ, tendencje zmian wykazują wyznaczone prędkości przepływu, pola powierzchni przekrojów poprzecznych, szerokości i średnie głębokości. Sytuacja taka może stanowić przesłankę do wyciągnięcia wniosku, iż przepływ pełnokorytowy miał istotny wpływ na kształtowanie parametrów morfometrycznych koryt Wieprzy.

6. W badanej części holocenu nastąpiło około dwukrotne zmniejszenie wielkości przepływu Wieprzy, co jest zgodne z ogólną tendencją określoną dla rzek środkowej i północnej Europy. Znaczne podobieństwo kierunków, jak i skali zmian procesów fluwialnych dla rzek środkowej i północnej Europy ze stwierdzonymi dla paleokoryt Wieprzy, pozwala zakładać, że omawiane obszary podlegały podobnym, regionalnym zmianom warunków środowiskowych oraz, że zastosowana procedura badawcza daje wyniki o istotnym znaczeniu poznawczym.

7. Osiągnięte rezultaty potwierdziły przydatność analiz sedimentologicznych cech osadów dennokorytowych dla oceny zmian środowiska fluwialnego, także w zakresie paleohydrologii ilościowej. Wykorzystanie tych ustaleń dla potrzeb predykcyjnych jest jednak obciążone dużą dozą ryzyka, co wiąże się z trudnościami w ocenie rozmiarów przyszłej bezpośredniej i pośredniej ingerencji człowieka w funkcjonowanie geosystemów dolinnych.

LIRERATURA

- Augustowski B., 1972, *Niziny nadmorskie*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, Tom 2, PWN, Warszawa, s. 111–128.
- 1977, *Pomorze*, PWN, Warszawa, ss. 349.
- Cyberski J., 1984, *Zasoby wodne zlewni rzecznych*, [w:] B. Augustowski (red.), *Pobrzeże Pomorskie*, Gdańskie Tow. Naukowe, Gdańsk, s. 189–213.
- Duda L., Friedrich M., Melon Z., 1979a, *Analiza wskaźników naturalnego bilansu wodnego zlewni rzeki Słupi za lata 1950/51–1974/75*, Zeszyty Naukowe AR, Rolnictwo 22, Szczecin, s. 65–76.
- 1979b, *Analiza wskaźników naturalnego bilansu wodnego zlewni rzeki Słupi za lata 1950/51–1974/75*, Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej, Rolnictwo 22, Szczecin, s. 77–88.
- Florek W., 1991, *Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, WSP, Słupsk, ss. 238.
- 1999, *Znaczenie wybranych cech sedymentologicznych w określaniu genezy osadów fluwialnych i stokowych w dolinach rzek Przymorza*, Warsztaty terenowe: *Dynamika procesów stokowych i fluwialnych w rzeźbie młodoglacjalnej w świetle wybranych cech sedymentologicznych osadów*, Jeleniewo k/Suwałk, 13–17 września 1999, s. 11–12.
- Florek W., Mycielska-Dowgiałło E., Starkel L., 1990, *Lithology and facies of fluvial deposits*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, III, Geographical Studies Special Issue, 5, s. 111–126
- Florek W., Nadaczna E., 1986, *Zmiany biegu Parsęty i Wieprzy w ciągu ostatnich dwustu lat w świetle analizy materiałów kartograficznych*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 36, seria A, Geografia Fizyczna, s. 33–52.
- Folk R. L., Ward W. C., 1957, *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*, *Journal Sedim. Petrol.*, 27, s. 3–26.
- Galon R. (red.), 1972, *Geomorfologia Polski*, Tom 2, PWN, Warszawa.
- Galon R., Roszko L., 1967, *Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadialów recesyjnych na obszarze Polski*, [w:] J. Dylik, R. Galon (red.), *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa, s. 18–38.
- Gonera P., 1986, *Zmiany geometrii koryt meandrowych Warty na tle wahań klimatycznych w późnym vistulianie i holocenie*, *Wyd. Nauk. UAM, Geografia*, 33, ss. 73.
- Gonera P., Kozarski S., 1987, *River channel changes and rough paleodischarge estimates for the Warta River, West-Central Poland*, *Geografiska Annaler*, 69A, 1, s. 163–171.
- Kaczmarzyk J., 1995, *Rekonstrukcja warunków hydrologicznych młodotlantyckiego paleomeandra Wieprzy*, *Słupskie Prace Matematyczno-Przyrodnicze, Geografia*, 10c., s. 47–70.
- 2002, *Holocénska paleohydrologia środkowej Wieprzy w świetle cech sedymentologicznych osadów korytowych*, maszynopis na WGiSR UW.
- Kalicki T., 1991, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in Late Vistulian and Holocene times*, [w:] L. Starkel (red.),

- Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, IV, Geographical Studies, special Issue, 6, s. 11–37.
- Karczewski A., 1989, *Morfogeneza strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w vistulianie (Pomorze Środkowe)*, UAM, Geografia, 44.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994, *Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań.
- Koutaniemi L., Ronkainen R., 1983, *Palaeocurrents from 5000 and 1600–1500 BP in the main river of the Oulanka Basin, North-Eastern Finland*, Quatern. Stud. in Poland, 4, Poznań, s. 145–156
- Kozarski S., 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 KA 10 KA BP)*, Dokum. Geogr., 1, IGiPZ PAN, ss. 82.
- Król H., 1967, *Bilanse wodne niektórych rzek Pomorza Zachodniego. Bilans wodny rzeki Wieprzy w profilu Stary Kraków i rzeki Łupawy w profilu Cecenowo*, Prace Stud. KGW PAN, 8, Warszawa.
- Leopold L.B., Maddock Th.Jr., 1953, *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*, U.S. Geological Survey Professional Paper, 252.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P., 1964, *Fluvial processes in geomorphology*, Freeman and Co., San Francisco.
- Ludwikowska-Kędzia M., 1999, *Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacie i holocenie*, (maszynopis pracy doktorskiej), Instytut Geografii, WSP Kielce.
- Maksiak S., Mróz W.J., 1978, *Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego*, Biul. Inst. Geol., 300, s. 97–152.
- McCullagh P., 1978, *Modern concepts in geomorphology*, Science in Geography, 6, Oxford University Press, ss. 128.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995, *Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, WGiSR UW, Warszawa, s. 29–105.
- Paszczyk J.L., 1975, *Rola wód podziemnych w odpływie rzeczonym i bilansie wodnym Polski*, Lublin.
- Piasecki D., 1976, *Doliny złożone rzek zachodniego Przymorza*, Czasop. Geogr., 47, 1, s. 21–32
- Racinowski R., Szczypek T., 1985, *Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych*, Skrypt UŚ, 359
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1988, *Record of the hydrological changes durin the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland*, Folia Quaternaria 57, s. 91–127
- Rączkowski W., 1992, *Z badań archeologicznych w rejonie Sławna*, Dorzecze, 1, s. 68–73.
- 1998, *Między programem a przypadkiem: badania osadnictwa w dorzeczu środkowej Wieprzy*, Acta Archaeologica Pomoranica I, s. 157–165.
- Roszko L., 1968, *Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski*, Prace Geogr., IGiPZ PAN, 74, s. 65–100.

- Rotnicki K., 1983, *Modeling past discharges of meandering rivers*, [w:] K.J. Gregory (red.), *Background to paleohydrology*, Wiley and Sons, Chichester, s. 321–354.
- 1991, *Retrodiction of paleodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its paleohydroclimatic implications*, [w:] L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thorens (red.), *Temperate paleohydrology, fluvial processes in the temperate zone during the last 15 000 years*, Wiley and Sons, Chichester, s. 431–471.
- Rotnicki K., Borówka 1994, *Stratigraphy and dating of the North Polish Stage in the Gardno-Łeba Coastal Plain*, [w:] K. Rotnicki (red.), *Changes of the Polish Coastal Zone*, A. Mickiewicz University, Poznań, s. 84–88.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1989, *Późnovistuliańskie i holocenijskie formy i osady korytowe środkowej Prosnicy i ich paleohydrologiczna interpretacja*, Wyd. Nauk. UAM, Seria Geografia, 43, Poznań.
- Rühle E., 1973, *Klasyfikacja genetyczna osadów czwartorzędowych*, [w:] E. Rühle (red.), *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 126–151.
- Scheidegger A.E., 1974, *Geomorfologia teoretyczna*, PWN, Warszawa
- Soja R., 1994, *Paleohydrologia ilościowa*, *Przegl. Geogr.*, 66, 1/2, s. 159–167.
- Starkel L., 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- Sylwestrzak J., 1978, *Zagadnienia morfologii i typizacji dolin północnego skłonu Pomorza*, *Biul. Inst. Geol.*, 306, Z badań czwartorzędu w Polsce, 21, s. 199–231.
- 1986, *Zagadnienia recesji lądolodu w północno-wschodniej części Pomorza w świetle nowych badań*, *Przegl. Geogr.*, 58, 4, s. 795–808.
- Turkowska K., 1988, *Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie*, *Acta Geographica Lodziensia*, 57, ss. 157.
- 1991, *Rzeczne osady holocenijskie w świetle statystycznej analizy wskaźników uziarnienia i zawartości węgla organicznego (na przykładzie doliny Neru w Lublinku koło Łodzi)*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, UAM w Poznaniu, Seria: Geografia, 50, s. 353–366.
- Uniejewska M., Nosek M., 1986, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000*, Arkusz Wrześnica (20), Wyd. Geol.
- 1987, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000*, Arkusz Sławno (19), Wyd. Geol.
- Wilamski J., Śliwa Z. 1978, *Spyw składników nawozowych roślin ze zlewni rzek Przymorza Zachodniego*, *Mat. Bad.*, ser. Gospodarka wodna i ochrona wód, s. 1–25.
- Wołoszyn J., 1974, *Regulacja rzek i potoków*, PWN, Warszawa.
- Zieliński T., 1998, *Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, Warszawa, s. 195–253.
- Zwoźniński Z., 1989, *Geomorficzne dostosowanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzecznego*, *Dokum. Geogr. IGiPZ PAN*, 3–4, ss. 144.

PALEOHYDROLOGY OF THE MIDDLE WIEPRZA RIVER
IN HOLOCENE IN THE LIGHT OF FEATURES OF PARTICLE-SIZE
PARAMETERS ITS CHANNEL SEDIMENT

Summary

Paleohydrological conclusions were led out on the ground of investigations of paleomeanders of different age, which represent different stages of development of channel of the Wieprza river in period embracing best part of Mezoholocene and all Neoholocene (last over 7000 years). The represented settlement permit to infer, that textural features of channel material contain information about of processes connected with hydrodynamic character of channel environment. Distribution values of coefficients of granulation for channel sands, presented on the plans of paleomeanders, show the relationship of these sediments with spiral flowing water in river bend, as with the process responsible for their genesis. Speeds of flow and water discharges of the Wieprza river, reconstructed using the empirical Manning-Strickler formula, were assumed as essential in estimating the variability of this parameter in the past. From over 7000 years BP to recent the water discharges twice decreased, what is peaceable with general definite tendency for rivers Central and Northern Europe. The present picture of changes of water discharges of the Wieprza river shows certain correlation with changes of morphometric parameters of paleochannel.

Adres autora:

Jacek Kaczmarzyk

Instytut Geografii, Pomorska Akademia Pedagogiczna w Słupsku

Ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk

E-mail: kaczmarz@go2.pl

The first part of the paper discusses the concept of 'educational value' and its relationship to the concept of 'educational quality'. It is argued that educational value is a concept that is often used in a very general and vague way, and that it is difficult to give a precise definition of it. However, it is suggested that educational value can be understood as the worth or importance of an educational activity or institution, and that this worth or importance is determined by the extent to which the activity or institution contributes to the development of the individual and the society. This contribution is seen to be determined by the extent to which the activity or institution is able to provide a good education, and this is where the concept of educational quality comes in. Educational quality is seen to be a concept that is more specific and measurable than educational value, and it is argued that it is this concept that should be the focus of educational research and policy.

The second part of the paper discusses the concept of 'educational quality' and its relationship to the concept of 'educational value'. It is argued that educational quality is a concept that is often used in a very general and vague way, and that it is difficult to give a precise definition of it. However, it is suggested that educational quality can be understood as the extent to which an educational activity or institution is able to provide a good education, and that this extent is determined by the extent to which the activity or institution is able to provide a good education. This contribution is seen to be determined by the extent to which the activity or institution is able to provide a good education, and this is where the concept of educational value comes in. Educational value is seen to be a concept that is more specific and measurable than educational quality, and it is argued that it is this concept that should be the focus of educational research and policy.

Knut Kaiser

PEDOGEOLOGICAL TRANSECT STUDIES IN TIBET: IMPLICATIONS FOR LANDSCAPE HISTORY AND PRESENT-DAY DYNAMICS

INTRODUCTION

Large parts of the eastern half of the Tibetan Plateau are covered between (3,500) 4,000 and nearly 6,000 m a.s.l. by alpine sedge mats (key-species *Kobresia pygmea*), which attain an extension of ca. 450,000 km². It is considered to be the world's largest alpine ecosystem. Moreover, there exist isolated (relic) forests in the same area up to an altitude of 4,700 m a.s.l. mainly consisting of juniper (*Juniperus*) and spruce (*Picea*). Large parts of the *Kobresia* ecosystem are expected to be a grazing-resistant replacement formation, replacing forests and grass-dominated plant communities due to human and/or climatic impact (Miehe et al., in preparation).

Recently, a research project was launched to increase knowledge about the properties and genesis of these forests and sedge mats („*Present-day dynamics and Holocene landscape history of fragmented forest biocoenoses in Tibet*”; headed by G. Miehe, Marburg). It includes geobotanical as well as palynological and pedological studies. Above all, the pedological investigations are concentrated on the properties and genesis of a topsoil horizon of sedge-turf, which is attributed to the *Kobresia*-vegetation („*Cold felty soils*” in Fig. 1). This horizon has a thickness of 5–30 cm and consists of felty remains of fine sedge-roots, amorphous humus and minerogenic matter (designation „Afe”; suffix *fe* from *felty*). It occurs in nearly all relief positions (slopes, tops, depressions) and covers different substrates and soil types. The direct and indirect geochronological dating of turfs constitutes a focal point of the pedogenic investigations. Beside this, the identification and dating of (man induced?) colluvial sequences as well as the search for and the analysis of charcoal in soils set further priorities.

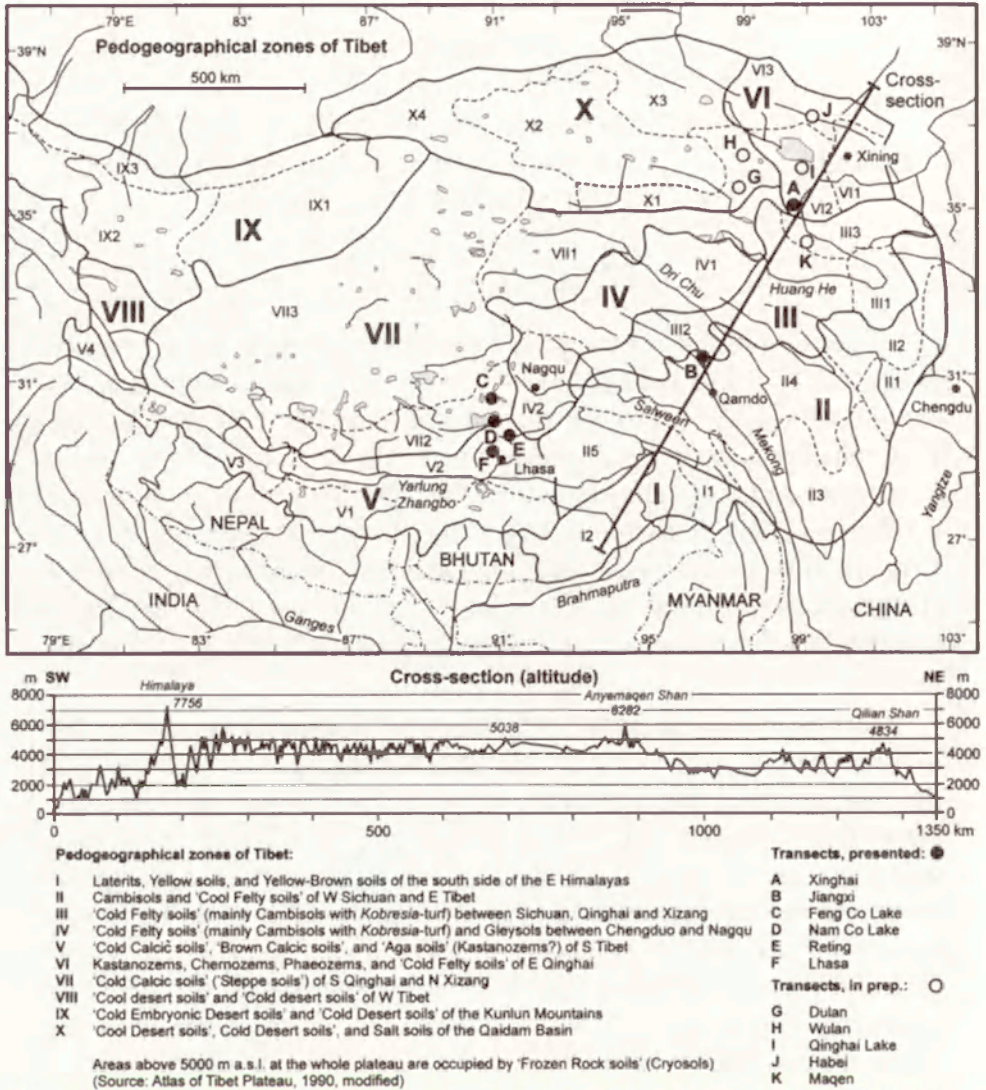


Fig. 1. Pedogeographical zones and local transects investigated in Tibet
 Strefy glebowo-geograficzne i badane transekty na obszarze Tybetu

In many cases, detailed analysed single profiles have been integrated into local pedogeomorphological transects (Fig. 1). They comprise horizontal distances of 0.7–30 km and range from 3,100 to 5,200 m a.s.l. Conclusions on the long-term character of geomorphic processes and climate can be drawn by means of the differentiation of the soil cover (Birkeland 1984). On the one hand, parent material, climate (-history) and relief are mainly responsible for soil formation. On the other hand, colluvial sequences and decapitated profiles may be the expression of former human influence. Additional observations on relief, vegetation and human use allow conclusions on the present-day character of geomorphic processes.

PEDOLOGICAL RESEARCH IN TIBET

Only little pedogenic research or few studies with a comprehensive approach (e.g. in geoecology) from Tibet have been published in international journals so far. Soil maps comprising the whole Tibetan Plateau are available in scales of 1: 2,500,000 to 1: 5,000,000 (e.g. *Soils of Tibet* 1985; *Atlas of Tibet Plateau* 1990). Up to now, pedological studies have focussed on the analysis and ecological interpretation of single profiles (e.g. Iwatsubo et al., 1989; Smith et al., 1999) or have applied soil data for environmental modelling in a larger scale (e.g. Wang Genxu et al., 2002). Some studies were undertaken to characterise soil-relevant substrates, such as aeolian sediments and moraines, or aimed at geochronological questions (e.g. Pewe 1995; Lehmkuhl et al., 2000). However, no soil data-based research is available dealing with the complex relationship soil-vegetation-man and their historic dimension.

METHODS

In 2002 and 2003, a total of 54 soil profiles were recorded along geomorphological transects. A GPS was used to confirm the sites as well as topographical features. The profiles were described and sampled according to FAO (1990). Horizon designations and soil types are given using WRB (1998, slightly modified).

Because of the limitation on space in this paper, only a few profiles analysed from the Xinghai transect can be documented here with selected parameters (Tab. 1). After sieving to 2 mm, humus and carbonate destruction and dispersion with sodium pyrophosphate, a combined pipette and sieving test was used to determine the grain size distribution. Samples

Table 1. Soil profiles analysed from the Xinghai transect (selection). Profiles are ordered topographically from NE to SW

Profile/ Horizon	Depth [cm]	Colour Munsell	LOI [%]	CaCO ₃ [%]	pH CaCl ₂	Cl ⁻ [mg/kg]	Clay, Silt, Sand [%]	>2 mm [%]
XIN 6, 3390 m a.s.l., 35°36'03.7"N, 99°58'28.2"E, ('Salic') Kastanozem, loess (1) / fluvial sand (2)								
Ah _{kz}	0-52	10YR4/3	2.5	10.9	8.4	1886.2	23, 72, 5	0
Cz	52-164	10YR5/6	2.0	6.7	8.5	826.4	10, 73, 17	0
C	164-190	10YR5/4	-	-	-	-	-	0
2C	190-200+	10YR5/2	-	-	-	-	-	50
XIN 10, 3114 m a.s.l., 35°34'29.0"N, 99°53'54.0"E, Kastanozem, loess (1) / fluvial sand (2) / fluvial gravel (3)								
Ah	0-90	10YR3/3	2.9	5.0	8.4	23.6	23, 63, 14	0
2C	90-100	2.5Y5/4	1.3	2.0	8.4	16.8	7, 21, 72	0
3C	100-130+	multicol.	-	-	-	-	-	90
XIN 5, 3480 m a.s.l., 35°32'36.0"N, 99°50'20.4"E, Chernozem, loess								
Afe	0-5	10YR2/2	-	-	-	-	-	0
Ah1	5-70	10YR2/2	8.0	3.3	7.7	13.4	24, 68, 8	0
Ah2	70-90	10YR4/3	-	-	-	-	-	0
Ck1	90-132	10YR6/4	1.8	12.2	7.9	13.2	12, 77, 10	0
Ck2	132-150+	10YR5/4	-	-	-	-	-	0
XIN 4, 3665 m a.s.l., 35°29'59.7"N, 99°49'11.5"E, Phaeozem / Chernozem, loess (1) / loess (2)								
Afe	0-10	10YR2/1	30.7	-	-	55.2	-	0
Ah	10-60	10YR2/1	8.3	0.0	7.0	16.4	30, 65, 5	0
Bw/Ah	60-83	10YR4/4	-	-	-	-	-	0
Bw	83-97	10YR4/4	1.7	0.0	7.0	12.1	18, 67, 15	0
Ck	97-110	10YR5/4	2.2	9.6	7.7	12.6	19, 69, 12	0
2Ahb	110-132	10YR4/2	-	-	-	-	-	0
2Ckb	132-165+	10YR5/4	-	-	-	-	-	0
XIN 17, 3752 m a.s.l., 35°30'09.7"N, 99°47'48.0"E, Cambisol / eroded Chernozem?, loess (1) / loess (2)								
Afe	0-4	10YR3/3	-	-	-	-	-	0
Ah	4-16	10YR3/3	9.3	0.0	6.9	42.0	21, 70, 9	0
AhBw	16-27	10YR4/4	-	-	-	-	-	0
Bw	27-38	10YR4/4	2.1	0.0	7.0	28.2	16, 73, 11	0
Ck	38-58	10YR4/4	2.3	5.8	7.5	18.1	14, 74, 12	0
2Ahb	58-68	10YR4/3	-	-	-	-	-	0
2Ckb	68-120+	10YR5/4	-	-	-	-	-	0
XIN 16, 4378 m a.s.l., 35°28'16.1"N, 99°45'38.0"E, Cambisol, loess (1) / slope deposit (2) / weathered rock (3)								
Afe	0-3	10YR3/2	-	-	-	-	-	0
Ah	3-20	10YR3/2	9.1	0.0	6.5	18.4	23, 61, 16	5
2Bw	20-40	10YR4/3	1.9	0.0	6.5	13.2	14, 51, 35	35
3C	40-80+	multicol.	-	-	-	-	-	95

were treated by burning for two hours 550 °C to estimate the organic content (loss-on-ignition = LOI). CaCO₃ was determined volumetrically (Scheibler-method). Soil pH was analysed potentiometrically in 0.01 M CaCl₂. Chlorine was measured by chromatography and indicates soluble salts. Own AMS-¹⁴C dates, analysed in the Erlangen laboratory, are marked with the lab-number and the material dated, which is mostly charcoal of wood, determined by W.H. Schoch, Langnau. All ¹⁴C ages presented are uncalibrated. Climatic data from meteorological stations next to the transects are quoted from Miehe et al. (2000).

LOCAL TRANSECT STUDIES

XINGHAI TRANSECT (3,100–4,400 M A.S.L.)

From NE to SW, the study area is divided into four main geomorphological units: 1) high-lying river terraces of the Huang He catchment, 2) the Da Heba gorge, incised ca. 350 m on the terraces, 3) hilly foothills and 4) peaks and mountain ridges up to ca. 4,700 m a.s.l. (Fig. 2).

Aeolian silts are predominant in the transect. However, a high gradient of altitude-dependent precipitation has caused a highly differentiated soil type pattern (station Xinghai, 3,323 m a.s.l.: mean annual air temperature/MAAT = 0.9 °C, mean annual precipitation/P = 340 mm). Kastanozems are developed on relatively dry and deep-lying sites on the „High Terrace I”. Chernozems and Phaeozems were observed on the adjacent terrace plains, consisting of 90-cm-thick Ah horizons at a maximum. Repeatedly, buried soils have been found in loess-layers of the foothills. According to comparable dated palaeosoils from SE Tibet (4,370 ± 125 to 1,600 ± 65 BP, Lehmkuhl et al., 2000, 2002) they might date to the Late Holocene as well.

The base of a colluvial infill of a small valley depression was dated to 8,155 ± 63 BP (Erl-6774, charcoal of *Juniperus*) and 6,665 ± 59 BP (Erl-6773, charcoal of *Picea*), respectively. On the one hand, the datings prove colluvial processes in this area during the Early and Mid-Holocene. It remains open, however, whether the complementary erosional processes were triggered by natural or anthropogenic impact. On the other hand, the charcoals reveal species-composition similar to that of present-day forests.

Cambisols developed from debris and slope deposits occur in the highest parts of the transect. Humic Gleysols take up high-lying mountain saddles. *Kobresia*-turfs were observed above ca. 3,500 m a.s.l. sealing different soil types. Generally, sites higher than 4,000 m a.s.l. were influenced by periglacial mass movements.

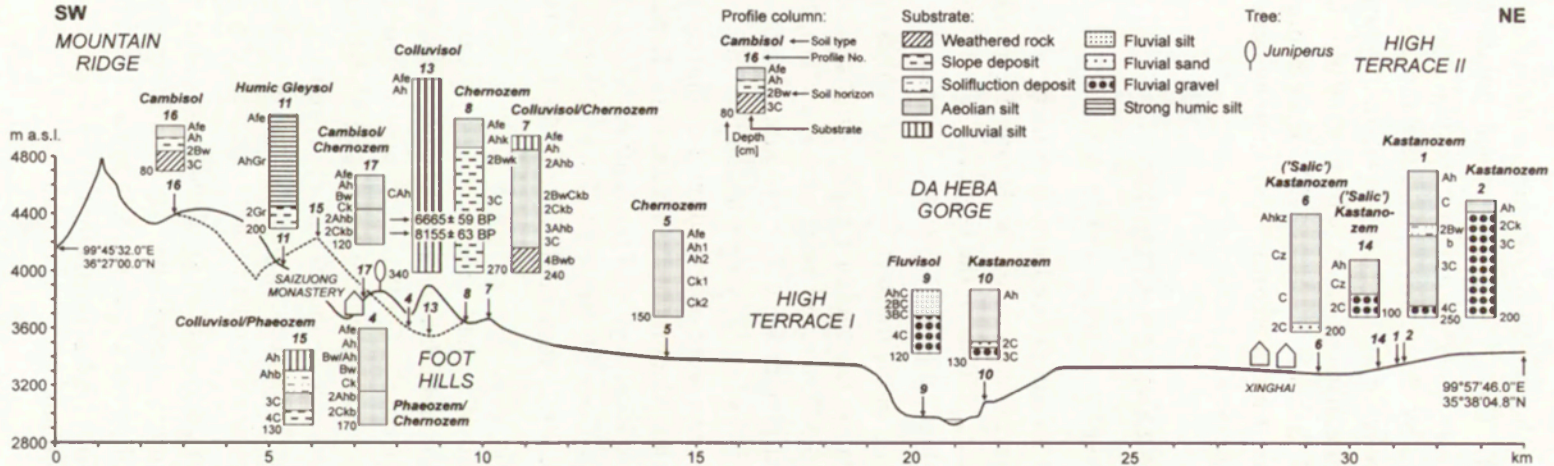


Fig. 2. Xinghai transect
Trasekt Xinghai

The vegetation along the transect changes from *Achnatherum splendens* pastures in the NE via *Kobresia* mats rich in species SW of the Da Heba gorge to *Kobresia* mats poor in species on the foothills and mountains. Scattered trees of juniper and spruce indicate larger forests in the past, whereby the latter species was not found directly at the transect.

The rangeland of the foothills and mountains shows moderate, in places also heavy, traces of present-day soil erosion, which is caused by water and linear as well as areal in form. In the Da Heba gorge, grazing has enhanced the already naturally heavy soil erosion.

JIANGXI TRANSECT (3,600–3,800 M A.S.L.)

The transect comprises a 0.7-km-long cross-section through the gorge of the Dzichu River, a tributary of the Mekong (Fig. 3). The incision on limestone amounts to 300–500 m. According to Chinese declaration, the area is treated as a nature reserve containing so-called „virgin forest” (station Nangqian, 3,644 m a.s.l.: MAAT = 3.8 °C, P = 526 mm).

The slopes are mainly wooded by juniper (south-facing) and spruce (north-facing). Immediately along the transect, the north-facing slope has no signs of present-day human use. However, the south-facing slope shows traces of a slight anthropogenic impact (timber extraction, grazing).

Cambisols are the dominant natural soils of the north-facing slope. The south-facing slope is formed by Chernozems. Both soil types are developed from thin loess layers covering slope deposits and weathered rock. Surprisingly, this original soils were widely covered by humic colluvial silts indicating former (man-induced?) processes of erosion and accumulation. Thus it must be assumed that the gorge was less wooded in former times (recent past?). Unfortunately, it was not possible to date the buried surfaces.

FENG CO LAKE TRANSECT (4,500–4,700 M A.S.L.)

This local transect is part of a nearly isoaltitudinal long-distance transect (ca. 250 km, 4,300–4,900 m a.s.l.) reaching from Sokshan in the east via Nagqu to Feng Co Lake in the west. However, only the results from the Feng Co Lake site shall be reported in the following (station Bamgo-in, 4,700 m a.s.l.: MAAT = -1.2 °C, P = 324 mm).

The salty lake, several beach ridges and lake terraces up to ca. 40 m above the recent lake level and surrounding hills represent the main geomorphological units in the study area (Fig. 4). Since geochronological

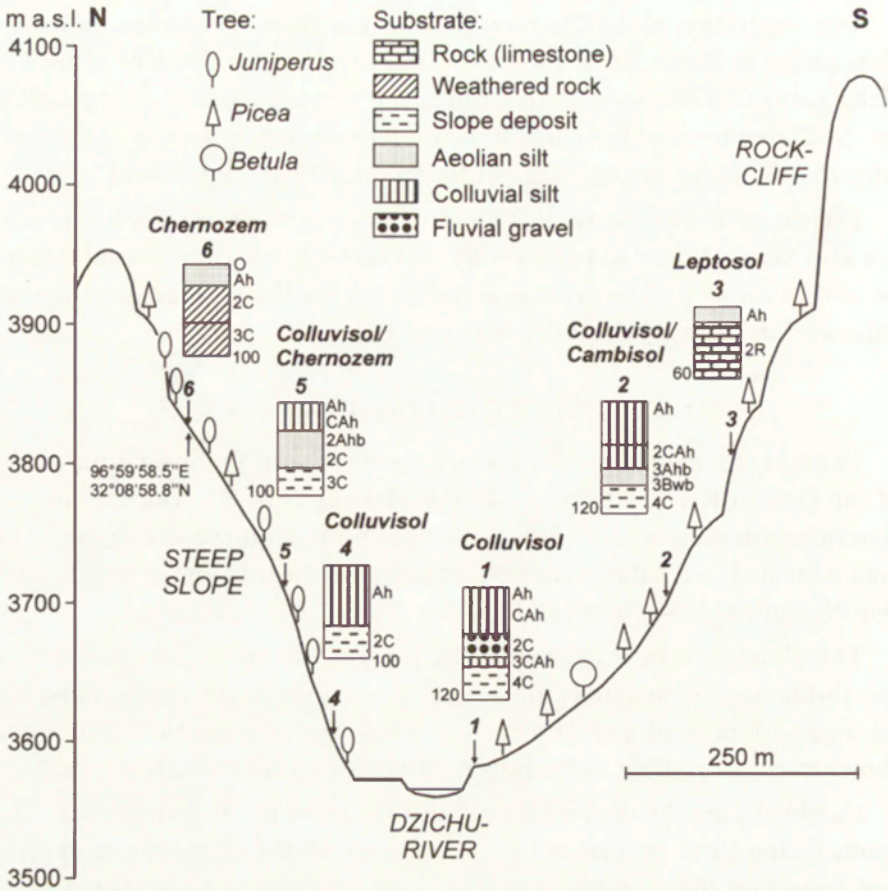


Fig. 3. Jiangxi transect
Transekt Jangxi

data for the terraces are lacking, it is only assumed that higher lake levels similar to regional findings existed during the Late Pleistocene and Early Holocene (Lehmkuhl, Haselein 2000; Lehmkuhl et al., 2002).

Gleysols next to the lake shore have a slight enrichment of salts. Cambisols developed from lacustrine sands and gravels were found on the overlying terraces. The surrounding hills are characterised by thin layers of debris (sandstone) showing Leptic Cambisols and Leptosols.

The lake shore and terraces are covered by alpine steppe, which is grazed by domestic animals. Only the highest positions are occupied by alpine mats consisting of *Kobresia pygmaea*. Here, also thin and dissected covers of turf are present.

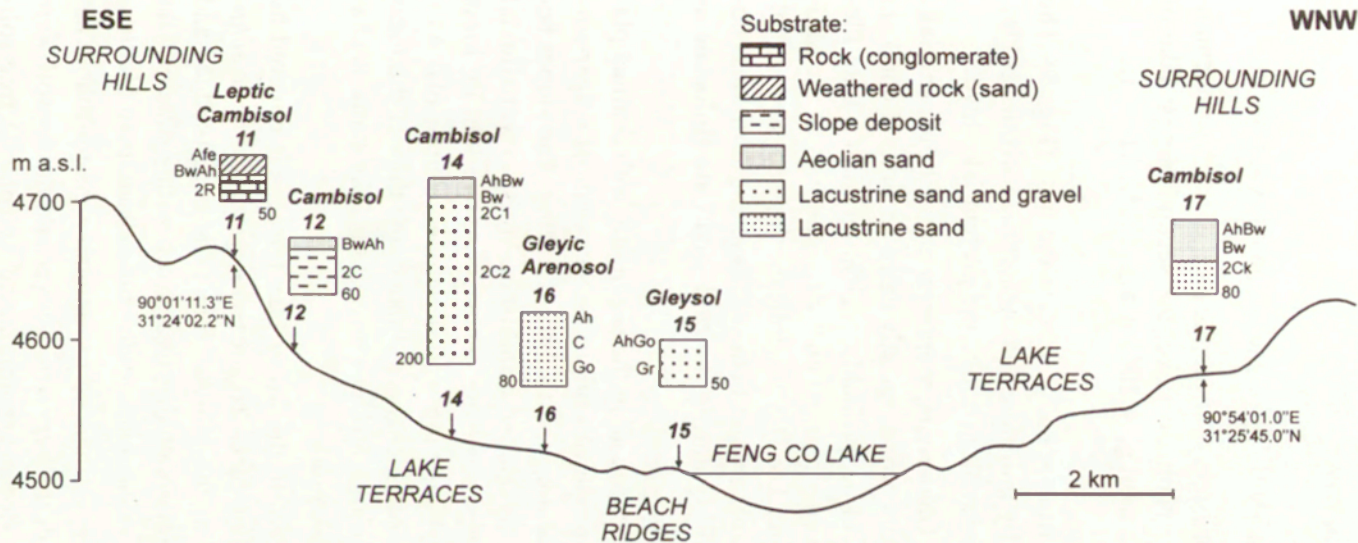


Fig. 4. Feng Co Lake transect
Transekt Jeziora Feng Co

The whole area is heavily affected by aeolian erosion. This is caused by strong winds in connection with an anthropogenic opening of the already naturally sparse vegetation cover.

NAM CO LAKE TRANSECT (4,800–5,200 M A.S.L.)

The transect contains a cross-section from the pass of the Nyainqentanglha-Range down to the salty Nam Co Lake, the second largest lake of Tibet (1,960 km²; station Damxung, 4,200 m a.s.l.: MAAT = 1.5 °C, P = 442 mm).

Slope deposits developed from schist dominate the pass (Fig. 5). The foothills are mainly covered by morainic sediments. Lacustrine pebbles, gravels and sands occur up to ca. 30 m above the present lake level.

In the study area different Quaternary moraines, alluvial fans and lake terraces can be separated by geochronologically dated sections (Lehmkuhl et al., 2002). The highest shoreline, probably originating from a Late Pleistocene Interstadial, has formed a marked cliff into moraines of the Mid-Pleistocene. Numerous younger lake levels indicate that the lake shrank during the Holocene. Palaeosoils in and below widespread thin loess covers indicate an increasing aridity during the Mid- and Late Holocene as well.

A Stagnic Cambisol has been found on the seemingly well drained plateau of the pass. The stagnic properties might be the result of a near-surface permafrost table or annual long-term subsoil freezing. The slopes below are dominated by weakly developed Cambisols. Moist to wet alluvial fans have Gleysols. High-lying lacustrine deposits are overlain by loess covers (up to 50 cm thickness) showing well developed Cambisols. As a rule, the deeper the lacustrine sediments are situated, the thinner the loess cover is. Finally, a sequence of beach ridges next to the lake shore is characterised by Arenosols and Gleysols.

The area from the pass down to the lower lake terraces is covered by *Kobresia pygmaea* mats including turfs. To a lesser degree, *Kobresia schoenoides* dominates wet sites of the alluvial fans. The beach-ridges and youngest lake terraces are, if relatively dry, overgrown with sparse grasses or, if relatively wet, with *Kobresia schoenoides* and salt-adapted plants.

The area around the pass is influenced by intensive geomorphodynamics. As shown by relics, both the vegetation cover and the topsoil were widely eroded. North-facing slopes are dominated by (plant-) free solifluction. Besides natural factors in the periglacial zone, grazing has en-

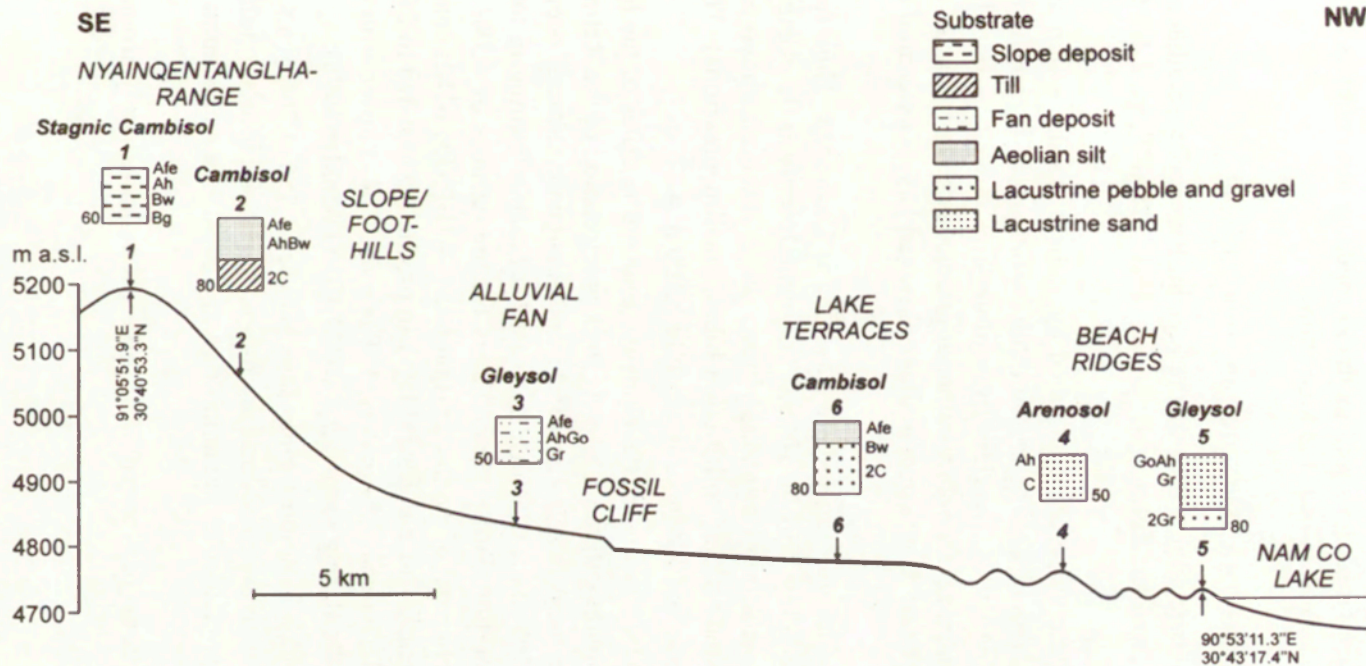


Fig. 5: Nam Co Lake transect
Tranekt Jeziora Nam Co

hanced the erosional process. On the foothills large patches of eroded topsoil were observed. Additionally, present fluvial erosion dissects bedrock and older sediments. Grazing as well as tracks made by automobiles have led to slight aeolian erosion near the lake shore.

RETING TRANSECT (4,100–5,000 M A.S.L.)

The transect connects the valley of the Kyichu River with an adjacent mountain ridge (station Reting, 4,158 m a.s.l.: MAAT = 2.4 °C, P = 549 mm).

Upper and middle slope are dominated by slope deposits, which are covered by a thin loess layer (Fig. 6). Morainic sediments (till) and fluvial gravels occur in the valley, overlain by aeolian silts as well. A boulder moraine field containing strongly weathered granites is situated ca. 25 m above the present river. The largest boulder observed has an extension of 10 x 15 m.

Most of the profiles investigated are classified as Cambisols. Their turf horizons are remarkably thin (4–10 cm) and contain only little organic matter (11–16%). Inactive periglacial forms were observed above ca. 4,750 m a.s.l. (sorted stripes, solifluction lobes, small depressions). The sorted stripes have a fossil state at least up to 5,100 m a.s.l.

On the one hand, Luvisols are developed at undisturbed sites of the lower slope corresponding to the relatively high precipitation of the Reting area. On the other hand, a sequence of 11 anthropogenic terraces occur between 4,200–4,300 m a.s.l., which were used for arable farming in former times. Radiocarbon dating yielded ages for the terraces of $1,197 \pm 45$ BP (Erl-6779, charcoal of *Juniperus*) and 891 ± 46 BP (Erl-6781, charcoal of *Rosa*). A near-surface colluvial layer in profile 8 was dated to 243 ± 55 BP (Erl-6780, charcoal of *Juniperus*). The older dates cluster around the foundation of the Reting monastery in AD 1036 (Winkler 1998).

Terraces as well as the south-facing slope between 4,150–4,700 m a.s.l. are wooded by a relatively closed mature juniper forest. Dendrochronological investigations yielded a maximum tree age of 918 years (Bräuning 2002).

Grazing of the forest has caused local soil erosion immediately around the tree-trunks.

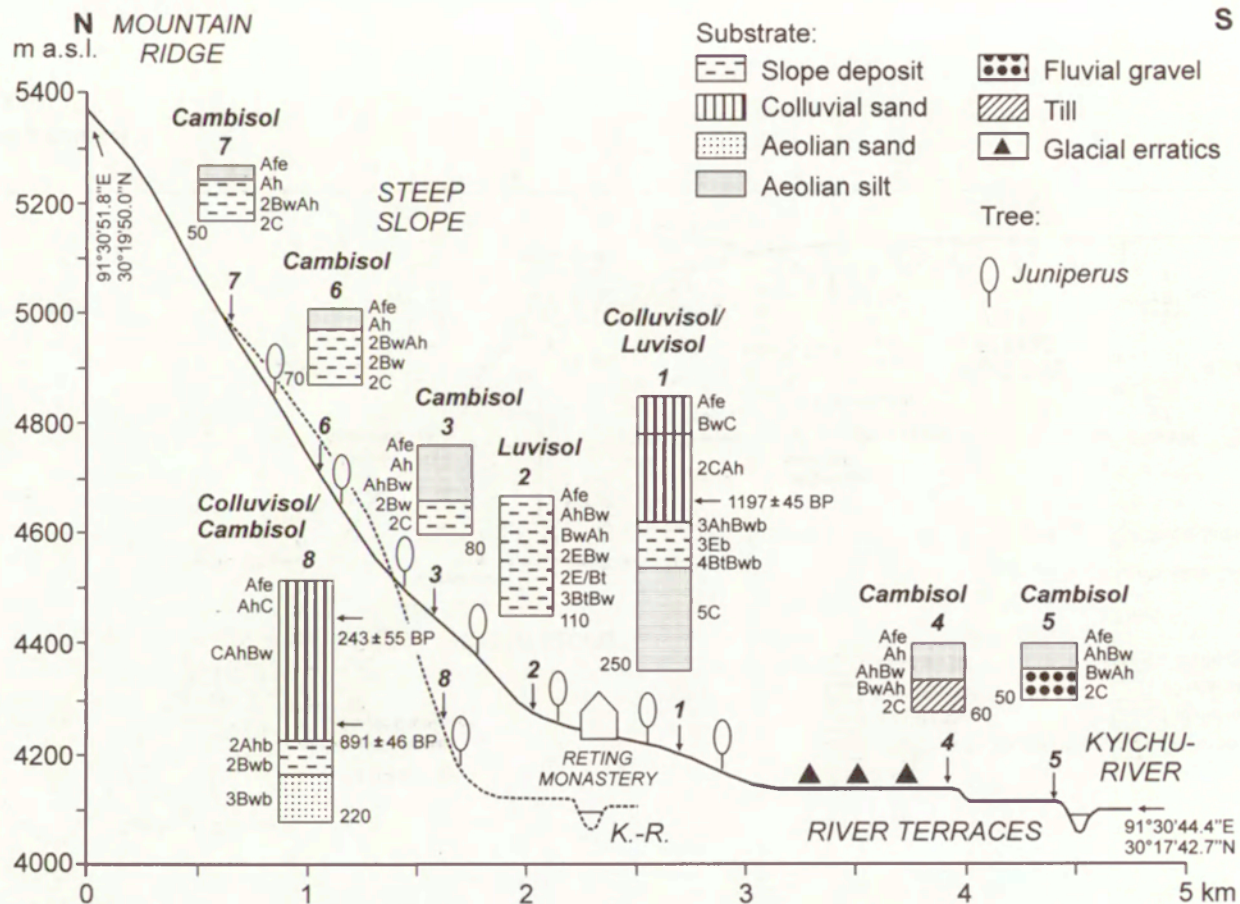


Fig. 6. Reting transect
Transect Reting

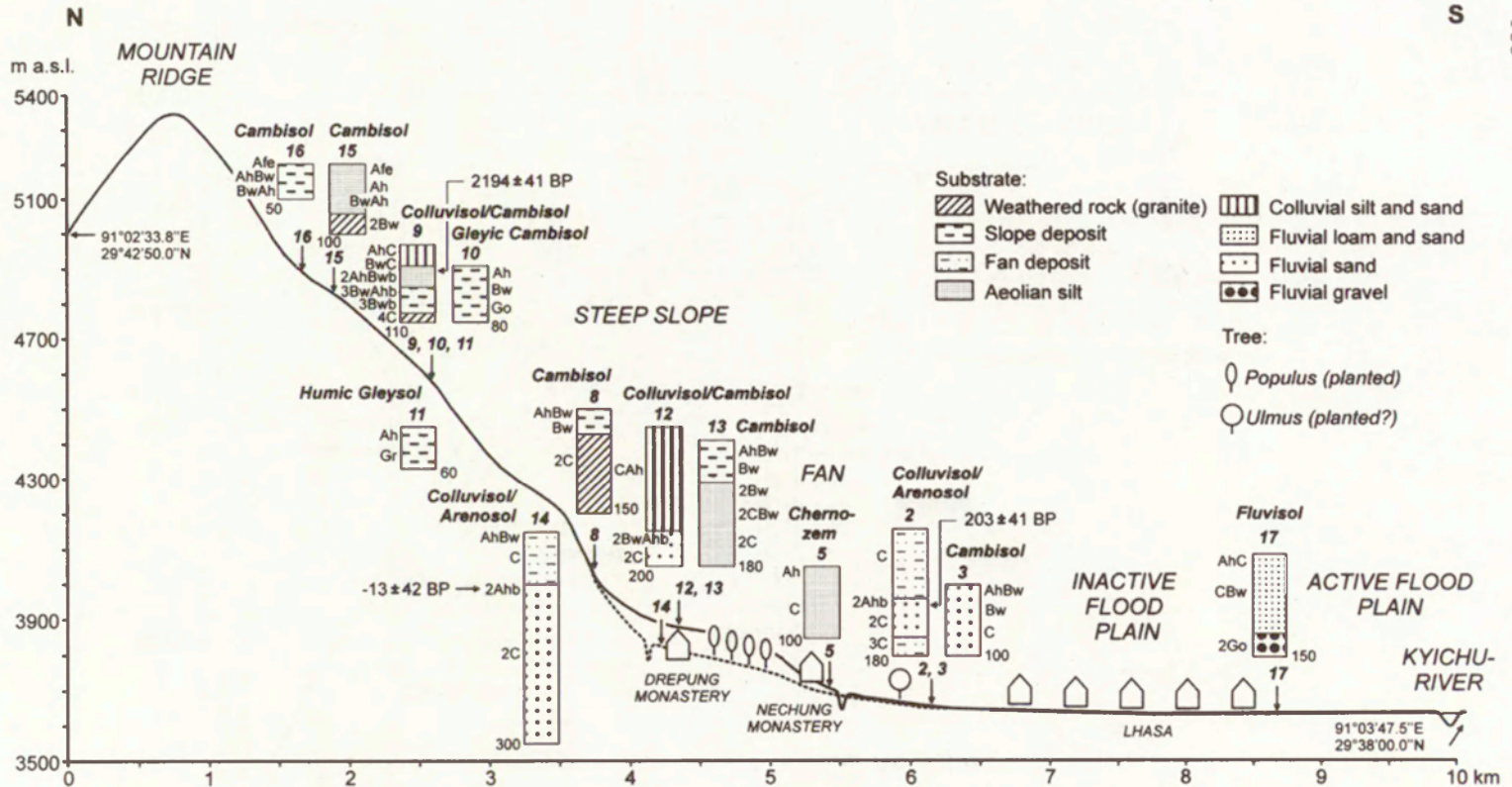


Fig. 7. Lhasa transect

Transect Lhasa

LHASA TRANSECT (3,600–4,900 M A.S.L.)

This transect comprises the geomorphological main units: 1) valley of the Kyichu River, 2) alluvial fan and lower slope, and 3) steep mountain slope (station Lhasa, 3649 m a.s.l.: MAAT = 7.7 °C, P = 443 mm).

On the upper and middle slopes, shallow soils and barren granite rock dominate (Fig. 7). The lower slope and the alluvial fan, however, are composed of thick sediment sequences. Here, slope deposits as well as fluvial and aeolian sediments attain a maximum thickness of ca. 15 m. The fan is heavily dissected by gullies. Large boulders up to a size of 15 x 8 m occur on the surface and in the sediments.

Chernozems, Cambisols and colluvial soils have been found on the fan. Two shallowly buried soils, overlain by colluvial sediments, date to 203 ± 41 BP (Erl-6776, charcoal of *Juniperus*) and -13 ± 42 BP (Erl-6778, charcoal of *Juniperus*) indicating the recent-past. The absence of deep-lying palaeosols and the low organic content in deeper sections indicate a mainly Pleistocene origin of the fan sediments.

Cambisols developed from slope deposits and loess dominate the middle slope. A local water surplus site is occupied by a Humic Gleysol. The buried soil of profile 9, overlain by an only 30-cm-thick colluvial layer, has a radiocarbon age of $2,194 \pm 41$ BP (Erl-6777, charcoal of *Juniperus*).

Inactive periglacial forms (sorted stripes, solifluction lobes, small depressions) as well as Cambisols were found on the upper slope (>4,800 m a.s.l.). Leptic Cambisols, Leptosols and barren rock follow higher than 4,900 m a.s.l.

The vegetation changes from a steppe-like grassland on the lower slope via a shrub-dominated middle slope to a *Kobresia pygmaea* mat on the upper slope. The lowermost *Kobresia* turfs were recorded at an altitude of ca. 4,400 m a.s.l. A watered plantation of poplar grows on the alluvial fan. However, experimental plantations of indigenous junipers and cypresses between 3,750 and 4,650 m a.s.l. (fenced, not watered) revealed the present-day potential for tree-growth along the transect (Miehe et al., 2003). The whole slope is intensively used for grazing. This has caused heavy soil erosion by gully formation and denudation.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Repeatedly, publications have expressed sweeping opinions on a poor development and profile differentiation of soils on the Tibetan Plateau (e.g. Wang Genxu et al., 2002). However, even readily available soil maps

show another picture, at least for the eastern parts between 3,000 and 5,000 m a.s.l. (*Soils of Tibet* 1985; *Atlas of Tibet Plateau* 1990). Working in a detailed scale, one finds an astonishing variety of substrates (e.g. slope and colluvial deposits, fluvial and lacustrine sediments, moraines, loess, peat) and temperate to cold soil types (Cambisols, Luvisols, Chernozems, Kastanozems, Histosols).

This corresponds to a highly differentiated altitude-dependent local climate and (former) vegetation cover. In the Lhasa transect for example, the transition from carbonate-bearing topsoils (e.g. Chernozems) to Cambisols is accompanied by an increasing precipitation from 443 mm/a at 3,649 m a.s.l. to 715 mm/a at 4,650 m a.s.l. (Miehe et al., 2003). Research and considerations about the landscape history and present-day character of geomorphic processes should bear in mind this marked differentiation of the local climate, substrates and soils.

According to the investigations by the author and a few geomorphological studies (e.g. Lehmkuhl et al., 2000, 2002), soils and near-surface sediments represent excellent „archives” of the Holocene environmental history of Tibet. On the one hand, soil sections are often easily accessible due to a multitude of natural and anthropogenic exposures. It should be mentioned here that the expansion of roads by thousands of kilometres in E Tibet has created new exposures in recent years. On the other hand, buried soils are a common feature of aeolian and colluvial sequences. They offer the possibility of geochronological dating and allow possible conclusions on the palaeoclimate as well as on the influence of man.

Several sites with colluvial soils have been investigated by the author. Including dated buried soils from archaeological sites near Lhasa (3,668 ± 57 BP, Erl-6782, charcoal of *Juniperus*; 3,053 ± 45 BP, Erl-6783, bone), the hypothesis is advanced that anthropogenically induced local soil erosion has taken place (at least) since the Late Neolithic/Early Bronze Age. However, only the direct dating of the colluvial cover would provide a clear proof for this assumption, e.g. by means of luminescence-dating. Furthermore, site-related archaeological and palaeobotanical data are needed.

The extraction and analysis of charcoal from buried soils revealed the Early to Late Holocene presence of wood-species (*Juniperus*, *Picea*) for areas which are nowadays treeless (sites around Lhasa) or poor in trees (Xinghai transect). D. Winkler (1998) and G. Miehe et al. (2003) assume that the loss of forests was caused by human overexploitation in the (distant?) past.

Within the framework of transect studies, *Kobresia* turfs have been recorded in an altitudinal range of 3,500–5,200 m a.s.l. The highest examples were found on the north slope of Mt. Everest (S Tibet) at ca. 6,000 m a.s.l. (Miehe et al., in preparation). The turfs investigated were between 5 and 30 cm thick and yielded organic contents (LOI) of 10–35% (dry sites with *K. pygmaea*) and 25–55 % (wet sites with *K. schoenoides*), respectively. Partly, the turf-producing *Kobresia* ecosystem was obviously established after the disappearance of trees. This can be shown by the occurrence of *Kobresia*-covered turfs at places *below* and *within* of existing forests. According to radiocarbon dates on 13 buried Ah horizons from SE Tibet, which underlay turf-covered aeolian silts (depth 15–54 cm), the turf horizon has a maximum age of $4,370 \pm 125$ to $1,580 \pm 70$ BP (Lehmkuhl et al., 2000, 2002). The direct dating of three turfs from S Tibet yielded ages of 100 to 106 BP (Schlutz 1999). As the turfs contained living roots, the age may have been underestimated here. A maximum age of 243 ± 55 BP for an only 5-cm-thick turf horizon was obtained from the Reting transect. In sum, the existing data reveal ages for the turfs of the Late Holocene.

With the exception of the Jiangxi transect, all further transects bear traces of present-day soil erosion. This is mainly caused by overgrazing of domestic animals (yaks, sheep, goats). In the last 30 years the rangeland policy has stimulated an increase in livestock numbers in all parts of the Tibetan Plateau. Since 1990 many new winter villages have been built. Together with cutting of turf for the construction of walls and wind shelters, this has caused heavy degradation and soil erosion in the vicinity of these places (Miehe et al., in preparation). According to rangeland studies in southern and central Tibet by Holzner et al. (2002), about 20% of the pastures investigated showed signs of present-day devastation and 20% were heavily degraded, the causes dating back into the past.

On the one hand, the continuation of the investigations presented above aims to integrate several analyses, which are still ongoing (e.g. total element contents, Fe-fractionation and micromorphology of soil samples; botanical macro remains of turf samples; OSL – datings). On the other hand, new research in 2004 is to be evaluated. In total, 134 profiles were recorded comprising 11 local transects and several single profiles. All these results will be combined in a study „*Soils as indicators of the Holocene environmental history in Tibet*” with special emphasis on the properties and pedogenesis of *Kobresia* turfs.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was widely financed by the German Research Council (DFG Mi 271/15-1). I am greatly indebted to G. Mieke, Marburg, for his support in starting and accompanying this project. N. Hempelmann, Marburg, and B. Schneider, Leipzig, assisted in carrying out soil analyses. For the determination of the charcoals I am indebted to W.H. Schoch, Lannau. I also thank J. Fanning, Greifswald, for improving my English draft.

REFERENCES

- Atlas of Tibet Plateau*, 1990, Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences, 234 pp., Beijing (in Chinese).
- Birkeland P.W., 1984, *Soils and geomorphology*, Oxford University Press, New York.
- Brauning A., 2002, *Climate history of the Tibetan Plateau during the last 1000 years derived from a network of Juniper chronologies*, *Dendrochronologia*, 19, pp. 127–137.
- FAO, 1990, *Guidelines for soil description* (3rd edition), Rome.
- Holzner W., Kriechbaum M., Ramble C., Diemberger H., 2002, *Integrated ecological studies of pasture problems in the Tibetan Autonomous Region, P.R. China*, [in:] H. Jianlin, C. Richard, O. Hanotte, C. McVeigh, J.E.O. Rege (eds.), *Yak production in central Asian highlands*, International Livestock Research Institute, Nairobi, pp. 52–59.
- Iwatsubo G., Xilan Zheng, Shidei T., 1989, *An ecological study of soils in the highlands of Western Tibet II. Vertical change from 3900 m to 5450 m in elevation*, *Ecological Research*, 4, pp. 233–241.
- Lehmkuhl F., Haselein F., 2000, *Quaternary palaeoenvironmental change on the Tibetan Plateau and adjacent areas (Western China and Western Mongolia)*, *Quaternary International*, 65/66, pp. 121–145.
- Lehmkuhl F., Klinge M., Lang A., 2002, *Late Quaternary glacier advances, lake level fluctuations and aeolian sedimentation in Southern Tibet*, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.*, 126, pp. 183–218.
- Lehmkuhl F., Klinge M., Rees-Jones J., Rhodes E. J., 2000, *Late Quaternary aeolian sedimentation in central and southeastern Tibet*, *Quaternary International*, 68-71, pp. 117–132.
- Mieke G., Mieke S., Koch K., Will M., 2003, *Sacred Forests in Tibet. Using geographical information systems for forest rehabilitation*, *Mountain Research and Development*, 23, pp. 324–328.
- Mieke G., Mieke S., Liu Jianquan, Zhao Xinquan, in preparation, *Status and dynamics of the Kobresia pygmaea ecosystem on the Tibetan Plateau*.
- Mieke G., Winiger M., Böhner J., Zhang Yili, 2000, *The climatic diagram map of High Asia. Purpose and concepts*, *Erdkunde*, 55, pp. 94–97.
- Pewe T.L., Liu Tungsheng, Slatt R.M., Li Bingyuan, 1995, *Origin and character of loesslike silt in the southern Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, China*, US Geological Survey Professional Paper, 1549.

- Schlütz F., 1999, *Palynologische Untersuchungen über die holozäne Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte in Hochasien (Nanga Parbat, Karakorum, Nianbaoyeze, Lhasa) und das Pleistozän in China (Qinling-Gebirge, Gaxun Nur)*, Dissertationes Botanicae, 315, pp. 1–183.
- Smith C.A.S., Clark M., Broll G., Ping C.L., Kimble J.M., Luo, G., 1999, *Characterization of selected soils from the Lhasa region of Qinghai-Xizang Plateau, SW China*, Permafrost and Periglacial Processes, 10, pp. 211–222.
- Soils of Tibet*, 1985, Expedition to the Qinghai-Tibet Plateau by the Chinese Academy of Sciences, 328 pp., Academic Press, Beijing (in Chinese).
- Wang Genxu, Qian Ju, Cheng Guodong, Lai Yuanmin, 2002, *Soil organic carbon pool of grassland soils on the Qinghai-Tibetan Plateau and its global implication*, The Science of the Total Environment, 291, pp. 207–217.
- Winkler D., 1998, *Deforestation in eastern Tibet: human impact – past and present*, [in:] G.E. Clarke (ed.), *Development, society and environment in Tibet*, Wien, pp. 79–96.
- WRB, 1998, *World reference base for soil resources*. ISSS-ISRIC-FAO, World Soil Resources Report, 84, Rome.

PEDOGEOMORFOLOGICZNE TRANSEKTY WYSOKOŚCIOWE W TYBECIE: ICH ZNACZENIE W BADANIACH DYNAMIKI DAWNEGO I WSPÓŁCZESNEGO KRAJOBRAZU

Streszczenie

Zbadano sześć transektów wysokościowych we wschodniej części Płaskowyżu Tybetańskiego, położonych na wysokości od 3100 do 5200 m n.p.m. Na ich podstawie ustalono strefowość geograficzną gleb, odtworzono holoceniową ewolucję krajobrazu i jego współczesną geomorfodynamikę. Transekty te rozciągały się na odcinkach od 0,7 do 30 km i obejmowały różnorodne utwory macierzyste (osady stokowe, morenowe, lessy) jak i różnorodne typy gleb (czarnoziemny, gleby brunatne, gleby płowe). Datowania radiowęglowe gleb kopalnych i osadów koluwalnych wskazały na antropogenicznie uwarunkowane nasilenie erozji gleb, począwszy od przełomu neolitu i epoki brązu (około 3700 niekalibrowanych lat BP) aż po czasy współczesne. Wydatowane fragmenty węgla drzewnych potwierdziły wczesno- i późnholoceniową obecność drzew (*Juniperus*, *Picea*) na obszarach, które obecnie są prawie bezleśne. W transektach zaznaczały się wyraźnie ślady erozji gleb o różnym natężeniu, wywołane intensywnym wypasem zwierząt hodowlanych.

Adres autora:

Knut Kaiser

*University of Marburg, Department of Geography
Deutschhausstrasse 10, D-35032 Marburg, Germany*

E-mail: Knut.Kaiser@gmx.net

Faint, illegible text at the top of the page, possibly bleed-through from the reverse side.

REPRODUCTION OF THE ORIGINAL DOCUMENT
BY THE NATIONAL ARCHIVES OF THE UNITED STATES

Faint, illegible text in the middle section of the page, likely bleed-through from the reverse side.

Faint, illegible text at the bottom of the page, likely bleed-through from the reverse side.

Sławomir Kobojeek

ROLA PROCESÓW EOLICZNYCH W DENUDACJI OBSZARÓW WYŻYNNYCH POLSKI W VISTULIANIE

WPROWADZENIE

Wiatr w środowisku peryglacjalnym stanowi aktywny czynnik modelowania rzeźby. Dotyczy to zarówno współczesnych jak i dawnych obszarów zimnych. W plejstocenijskiej strefie peryglacjalnej Polski najlepiej poznano działanie vistuliańskich procesów eolicznych, chociaż badania dostarczają coraz więcej danych o dużej aktywności morfogenetycznej wiatru także w starszych zimnych okresach plejstocenu (Goździk 1980, 2001; Kobojeek 1990; Mycielska-Dowgiałło 2001).

W pionierskich polskich pracach „peryglacjalnych” J. Dylik (1952, 1953) podkreśla dużą rolę wiatru w denudacji zimnych obszarów, równorzędną z wietrzeniem i ruchami masowymi oraz wodą płynącą. W późniejszych opracowaniach geomorfologicznych i geologicznych w mniejszym stopniu podejmowano problemy związane z destrukcyjnymi procesami wiatrowymi. Szczególnie wiele uwagi poświęcono natomiast procesom akumulacyjnym, a zwłaszcza formom i osadom wydmowym oraz pokrywom lessowym. Swoistym fenomenem jest ogromna ilość artykułów i obszernych studiów poświęconych wydmom śródlądowym, zapoczątkowanych między innymi pracami A. Dylikowej (1967, 1968).

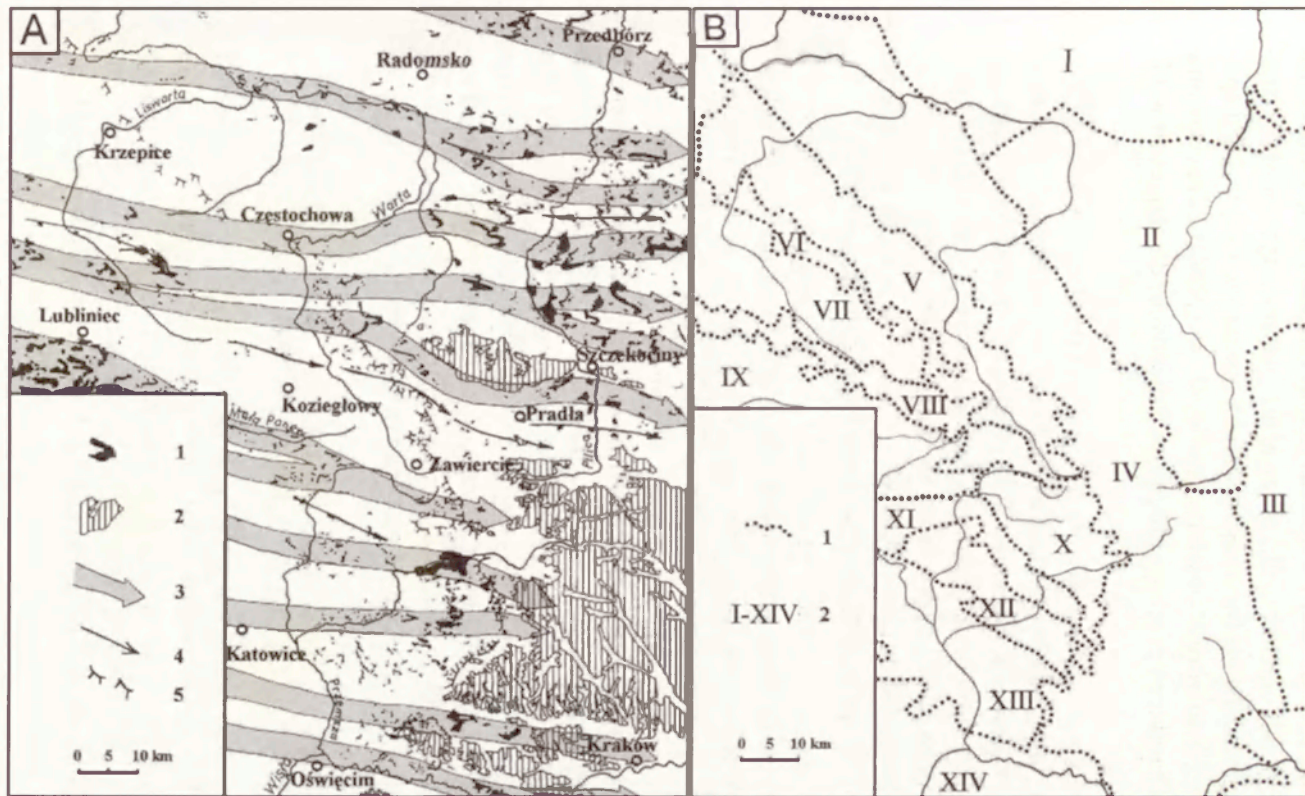
Obszary wyżynne Polski południowej w vistulianie podobnie jak inne nieprzykryte lodem tereny były miejscem działania intensywnych procesów eolicznych. Zimne warunki klimatyczne ostatniego zlodowacenia sprzyjały funkcjonowaniu środowiska peryglacjalnego. W pesimum klimatycznym vistulianu zaznaczyła się bardzo silna działalność wiatru. Na podstawie badań geologicznych w kopalni węgla brunatnego Bełchatów Goździk (1991, 2001), stwierdził, że aktywizacja procesów eolicznych zaznaczyła się w plenivistulianie około 25–21 ky BP. W ten sposób są bowiem datowane wkładki organiczne w stropowej części osadów piaszczysto-mułkowych doliny Widawki. Właśnie w górnej części wymienionej serii zaznacza się skokowy wzrost stopnia eolizacji ziaren piasku. Jeżeli przyjąć, że zwiększenie aktywności wiatru nie przekłada się w sposób natychmiastowy na

wzrost stopnia obróbki cząstek osadu, to można wnioskować, iż początek wzmózonej działalności wiatru na terenie Polski środkowej nastąpił około 26–30 tys. lat BP.

Aktywność wiatru jako czynnika rzeźbotwórczego przekłada się na procesy transportu, erozji i akumulacji. Najlepiej widoczne i najbardziej spektakularne są efekty procesów akumulacyjnych. Rozległe powierzchnie eolicznych piasków pokrywowych, pola wydumowe i płyty lessowe tworzą w wielu miejscach specyficzne krajobrazy geomorfologiczne. Znacznie mniej wyraźne są natomiast efekty destrukcyjnej działalności wiatru. Deflacja i korazja nie pozostawiły po sobie w większości przypadków dostatecznie czytelnych form. Należy jednak zaznaczyć, że brak form nie oznacza automatycznie, iż wymienione procesy nie zachodziły.

Badania będące podstawą wniosków zawartych w pracy prowadzono na terenie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej oraz sąsiadujących z nią od zachodu i wschodu obszarach Wyżyny Śląskiej oraz Małopolskiej (ryc. 1). Wskazany teren odznacza się urozmaiconą rzeźbą silnie związaną ze strukturą geologiczną starszego, mezozoicznego podłoża. Zasadnicze zręby rzeźby powstały podczas trzeciorzędowych cykli rzeźbotwórczych w nawiązaniu do monoklinalnego układu serii skalnych oraz zróżnicowanej ich odporności na procesy niszczące. Głównym akcentem morfologii są wyniesienia i garby utworzone przez procesy denudacyjne na wychodniach odpornych skał piaskowcowych, wapieniach i dolomitach mezozoicznych. W ten sposób powstały wzniesienia Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej, Progu Herbskiego, Woźnickiego i Tarnogórskiego. Wymienione wypukłe elementy rzeźby rozdzielają rozległe obniżenia wypreparowane w wyniku denudacji w obrębie wychodni mało odpornych skał ilastych i mułowcowych. Dzięki temu powstało Obniżenie Małej Panwi, Liswarty i Górnej Warty. Wschodnia część analizowanego obszaru należy do Niecki Włoszczowskiej, stanowiącej także pod względem geologicznym obniżenie w postaci rozległego synklinorium miechowskiego. Południowy fragment badanego obszaru odbiega nieco stylem rzeźby od pozostałego terenu. W rejonie Krakowa, Katowic Chrzanowa i Oświęcimia występuje rzeźba zrębowa ukształtowana także podczas trzeciorzędowych cykli morfogenetycznych. Rozwinięta jest jednak na wychodniach skał paleozoicznych i mezozoicznych przeciętych siecią uskoku tektonicznych.

Na podłożu mezozoicznym, a miejscami paleozoicznym, w plejstocenie powstała różnorodna genetycznie pokrywa luźnych skał. Większość serii czwartorzędowych utworzyła się w wyniku szeroko rozumianej denudacji zachodzącej w zimnych, peryglacialnych warunkach środowiskowych (Kobojek 1990, 2002). Charakterystyczną cechą litologii utworów czwar-



Ryc. 1. A. Wydmę i eolicznych piaski pokrywowe na obszarze Wyżyny Śląsko - Krakowskiej i zachodniej części Niecki Włoszczowskiej. 1. wydmę i eoliczne pokrywy piaszczyste, 2. pokrywa lessowa, 3. główne strumienie wiatrowo - piaszczyste, 4. podrzędne strumienie wiatrowo - piaszczyste, 5. orientacyjny przebieg kuesty górnojurajskiej.

B. Geomorfologiczne jednostki, według podziału S. Gilewskiej (1972, 1991). 1 - granice jednostek geomorfologicznych, 2 - jednostki: I-XIV.

Dunes and aeolian cover sands in the area of the Śląsk-Kraków Upland and the western part of the Włoszczowa Basin. 1 - dunes and aeolian sand covers, 2 - loess cover, 3 - major wind-sand streams, 4 - minor wind-sand streams, 5 - approximate orientation of the Upper Jurassic edge.

B - Main geomorphologic units of the study area, according to the division by S. Gilewska (1972, 1991). 1 - boundaries of geomorphologic units, 2 - units: I-XIV

torzędowych, zwłaszcza w północnej i środkowej części badanego obszaru jest dominacja serii piaszczystych (Kobojek 2000). Pod względem litologicznym powierzchnia wyżyn stanowi zatem mozaikę wychodni litych skał mezozoicznych oraz luźnych, przeważnie piaszczystych skał plejstoceńskich. Urozmaicona rzeźba analizowanych obszarów wyżynnych i specyficzna litologia utworów powierzchniowych w sposób zdecydowany wpływały na charakter i przebieg procesów eolicznych, działających w vistulianie.

W ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat, w wyniku zakrojonych na szeroką skalę badań, powstała bogata literatura dotycząca eolicznych form akumulacyjnych Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i przyległych terenów. Zbadano między innymi szczegółowo liczne zespoły form wydmowych (Jóźwik 1978; Jaśkowski 1981, 1996; Szczypek 1986, 1988, 1989, 1991; Dulias 1992, 1996, 2000; Izmańłow 2000). Cytowane prace w niewielkim stopniu uwzględniają jednak problem denudacji eolicznej.

W artykule skoncentrowano się na określeniu roli procesów eolicznych w niszczeniu powierzchni wyżynnych. Ze względu na słabą czytelność lub brak form rzeźby związanych bezpośrednio z denudacją eoliczną, udowodniono działania tego procesu poprzez wskazanie oraz interpretację dowodów pośrednich. Zdaniem autora artykułu argumentów na rzecz działania destrukcyjnych procesów wiatrowych w vistulianie, na obszarze Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, dostarczają cechy rozmieszczenia wydm i eolicznych pokryw piaszczystych. Innym dowodem jest „eoliczny typ obróbki” klastów frakcji piaszczystej w peryglacialnych osadach stokowych i fluwialnych, powstałych w czasie ostatniego okresu zimnego. Ostatnim zaś argumentem jest występowanie silnie eolizowanych piasków w klinach kontrakcji termicznej z pierwotnym wypełnieniem mineralnym.

ROZMIESZCZENIE PIASKÓW I FORM WYDMOWYCH ORAZ PIASZCZYSTYCH POKRYW EOLICZNYCH

Ważną rolę w wyznaczeniu terenów vistuliańskiej denudacji eolicznej odgrywa analiza przestrzenna występowania form wydmowych oraz eolicznych piasków pokrywowych. Zachowane formy i osady znaczą przebieg dawnych strumieni transportowanego materiału piaszczystego. Na rysunku zaznaczono występowanie piasków wydmowych oraz eolicznych piasków pokrywowych Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (ryc. 1). Zasięg osadów eolicznych wyznaczono w oparciu o analizę kilkudziesięciu arkuszy szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Na obszarze Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej dane kartograficzne zweryfikowa-

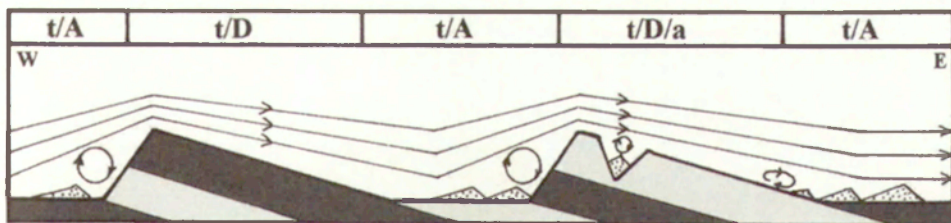
no i uzupełniono własnymi obserwacjami terenowymi. Układ osadów eolicznych oraz analiza kształtu wydm umożliwiły wyznaczenie głównych i podrzędnych strumieni wiatrowo–piaszczystych wzdłuż których w vistulianie odbywała się wędrówka transportowanego eolicznie materiału. Przebieg strumieni jest odzwierciedleniem panujących podczas ostatniego glacjału warunków aerodynamicznych. Uwzględnia także cechy ukształtowania powierzchni. J. Goździk (1991) wyznaczył przebieg głównych strumieni wiatrowo – piaszczystych dla terenów Polski środkowej. Zauważył przy tym wyraźne odchylenia ich kierunków ze względu na układ głównych form rzeźby: wysoczyzn, zespołów wzniesień oraz dużych dolin i innych obniżień.

Rozmieszczenie piaszczystych osadów eolicznych na badanych obszarach wyżynnych jest nierównomierne. Występują tereny dużej koncentracji osadów i form oraz strefy gdzie piasków eolicznych jest relatywnie niewiele. Przykładowo, wzniesiona wysoko powierzchnia Wyżyny Częstochowskiej stanowi strefę o małej koncentracji piasków eolicznych. Natomiast na niżej położonych terenach Obniżenia Górnej Warty, graniczących od zachodu z kuestą górnojurajską oraz na terenach Niecki Włoszczowskiej, przylegającej od wschodu, znajdują się rozległe powierzchnie pól wydmy i piasków pokrywowych. Brak piasków eolicznych na wyniesieniach i ich duża koncentracja w strefach położonych niżej jest ogólną prawidłowością obserwowaną na całym obszarze Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Przy czym obniżenia morfologiczne stanowią także miejsca występowania innych piaszczystych osadów czwartorzędowych: fluwioperyglacialnych, fluwialnych i glacialfluwialnych. Największe pola piasków eolicznych znajdują się oprócz obniżenia Górnej Warty i Niecki Włoszczowskiej w Obniżeniu Małej Panwi, Liswarty w Kotlinie Mitręgi, Kotlinie Oświęcimskiej i Rowie Krzeszowickim. Niską frekwencją piasków eolicznych odznaczają się obszary wzniesione: Płaskowyż Katowicki i Mikołowski w obrębie Wyżyny Śląskiej Południowej, Próg Tarnogórski, Woźnicki i Herbski, Wyżyna Krakowsko-Częstochowska (ryc. 1). Wymienione zasadnicze morfostruktury Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, ułożone przeważnie w kierunku NW–SE, są skośne lub prawie prostopadłe do równoleżnikowo biegnących strumieni wiatrowo–piaszczystych. Przy wachlarzowym i przemiennym ułożeniu morfostruktur wypukłych oraz wklęsłych każdy główny strumień posiada odcinki wyraźnej koncentracji piasków eolicznych w obniżeniach oraz strefy na wyniosłościach, gdzie tego typu osady nie występują lub jest ich wyraźnie mniej.

Przyczyn takiego rozmieszczenia utworów eolicznych wzdłuż strumieni piaszczysto-wiatrowych należy upatrywać w zmieniających się procesach w zależności od topografii terenu. Wiatry w pełni vistulianie, a zwłaszcza w jego schyłkowej części, wykazywały stosunkowo dużą stałość kierunków i wiały przeważnie z sektora zachodniego (Nowaczyk 1986). Wywołany przyczynami natury barycznej poziomy ruch powietrza był oczywiście niezależny od ukształtowania powierzchni. Układ form rzeźby mógł co najwyżej modyfikować generalny kierunek wiatru wynikający z cyrkulacji barycznej jaka rozwijała się nad środkową Europą. Poprzeczne w stosunku do kierunku wiatru przeszkody w postaci wyniosłych, rozległych garbów wyżynnych powodowały zgodnie z zasadami mechaniki płynów wzrost prędkości powietrza przepływającego nad nimi i jednocześnie spadek ciśnienia wewnętrznego w warstwie granicznej atmosfery. Skutkowało to zwiększaniem się naprężeń ścinających w strefie wypukłości, co sprzyjało uruchomieniu transportu luźnych cząstek osadów. Przedstawiony mechanizm działania wiatru prezentowany był w klasycznych pracach poświęconych dynamice procesów eolicznych oraz w podręcznikach geomorfologii (Bagnold 1941; Shaidegger 1974; Embleton, Thornes, Warren 1985; Allen 2000).

Wzniesione obszary Wyżyny Śląsko-Krakowskiej były narażone w vistulianie na opisane powyżej działanie strumieni przepływającego powietrza. Powierzchnie wypukłe podlegały przede wszystkim procesom deflacyjnym, które stanowiły tym samym główny mechanizm denudacji eolicznej wymienionych terenów. Korzystnym dla rozwoju deflacji dodatkowym uwarunkowaniem była obecność starszych, czwartorzędowych serii osadów pochodzenia fluwioperyglacjalnego i glacialnego, w których dominowały składniki piaszczyste i pylaste. Jedynie cząstki drobnych frakcji mogły być transportowane w ośrodku o tak niewielkiej gęstości jak powietrze. Możliwość rozwiewania powierzchni piaszczystych w plenivistulianie wynikała oczywiście także z braku roślinności. Zimne, suche, wystawione na działanie silnych wiatrów, jałowe obszary piaszczyste porastała zapewne skąpa roślinność tundry peryglacjalnej lub zbiorowisk tundrowo-stepowych, która w żaden sposób nie była w stanie ograniczyć działania wiatru (Mojski 1993). Wypukłe powierzchnie wyżynne były zimnymi pustyniami. Doświadczalnie stwierdzono, że wiatr w warunkach bardzo niskich temperatur odznacza się dużą wydajnością transportową i niszczącą z uwagi na relatywnie wysoką gęstość (McKenna Neuman 2004).

Wzdłuż pasów wiatrowo-piaszczystych wykształciły się więc strefy o odmiennych typach działających procesów. W obniżeniach i kotlinach,



Ryc. 2. Schemat strefowości procesów eolicznych w plenivistulianie w północnej części Wyżynie Śląsko-Krakowskiej. t – procesy transportowe, D – strefy przewagi denudacji eolicznej (deflacja i korazja), A – strefy przewagi akumulacji eolicznej (wydmy i eoliczne pokrywy piaszczyste), a – podrzędne obszary akumulacji eolicznej uwarunkowane lokalnymi czynnikami.

Scheme of the zonality of aeolian processes during the Plenivistulian in the northern part of the Śląsk-Kraków Upland. t – transportation processes, D – zones of the aeolian denudation predominance (deflation and corrosion), A – zones of the aeolian accumulation predominance (dunes and aeolian sand covers), a – minor zones of aeolian accumulation controlled by local factors.

gdzie prędkość wiatru spadała dochodziło częściej do akumulacji materiału piaszczystego. Strefy wypukłości wyżynnych stanowiły obszary skąd drobny materiał był zabierany i transportowany oraz osadzany dalej w kolejnym obniżeniu (ryc. 2).

Istotną rolę w ruchu strumieni piaszczystych i akumulacji wydmy oraz pokryw odegrały w vistulianie progi morfologiczne, czyli kuesty. Stosunkowo strome stoki ograniczające od strony dowietrznej powierzchnie garbów wyżynnych, stanowiły przeszkody dla transportowanego materiału. Na przedpolu kuest powstawały zawirowania ruchu wiatru w postaci tak zwanych „poduszek” powietrznych. W wyniku tego następowała akumulacja piasków i tworzyły się strefy „wydm echa”, powielające przebieg krawędzi morfologicznych od strony dowietrznej, czyli na zachód od progów. Zjawisko to widoczne jest najlepiej na przedpolu kuesty górnojurajskiej między Zawierciem a Trzebinią. Na wymienionym odcinku próg ma przebieg zbliżony do południkowego a główne powierzchnie piasków eolicznych swym ułożeniem nawiązują do kształtu krawędzi morfologicznej (ryc. 1). Wpływ kuesty górnojurajskiej na przebieg procesów akumulacji piasków pokrywowych i wydmy w strefie na południe od Częstochowy dostrzegł i omówił T. Szczypek (1986). Wydmy echa opisane zostały w wielu regionach świata. Znanymi są między innymi z Algierii (Warren 1985).

Progi morfologiczne wymuszające akumulację nie zatrzymywały całego transportowanego w strumieniach materiału piaszczystego ale bardzo poważnie ograniczały jego ilość. Zawietrzne strefy krawędziowe kuest stanowiły swoiste obszary „żywieniowe” strumieni, gdzie odbywało się



Fot. 1. Zaborze, północno-zachodnia część Wyżyny Częstochowskiej. Wydma w obniżeniu dolinnym
Zaborze, north-west part of the Częstochowa Upland. Dune in the dry valley

ich zasilanie w piasek oraz pył w ilości odpowiedniej do potencjału transportowego wiatru. W obszarach tych wiatr początkowo nie obciążony nadmiernie materiałem i wiejący ze zwiększoną prędkością i siłą ścinającą, zaczynał uruchamiać oraz przemieszczać duże masy materiału mineralnego. Dominacja transportu i erozji po zawietrznej stronie krawędzi kuesty nie sprzyjały zasadniczo tworzeniu się wydm. Tylko w szczególnych lokalnych sytuacjach topograficznych możliwe było powstanie większych form. Przykładem mogą być duże wały wydmowe w głębokich dolinach koło Olsztyna pod Częstochową w okolicach Zrębic, Zaborza i pod Sokolimi Górami w strefie krawędziowej północnej części Wyżyny Częstochowskiej (fot. 1).

Wynoszony i transportowany strumieniami wiatrowo – piaszczystymi materiał ze stref krawędziowych dostawał się stopniowo w obszary niżej położone. Przecinający Wyżynę Częstochowską strumień służył do Niecki Włoszczowskiej. Tam już po zawietrznej stronie garbu wyżynnego prędkość strumienia znacząco spadała. Powstawały także w większej ilości zawirowania poziome ruchu powietrza. W efekcie następowała akumulacja piasków w wydmach i pokrywach. Formy akumulacyjne w okolicy Koniecpola i Włoszczowy można zatem określić jako „wydmy cienia” czyli formy powstałe w „zaciszu” po dystalnej stronie wielkiej przeszkody jaką była wzniesiona powierzchnia Wyżyny Częstochowskiej. Rozległość pól wydmowych w „cieniu” Wyżyny Częstochowskiej, jak również znaczna miąższość osadów eolicznych, wskazuje, iż duża część osadzonego materiału pochodziła z rozwiewanych powierzchni wyżyny.

Osobnym ale istotnym problemem dotyczącym niszczących procesów eolicznych są formy rzeźby związane z procesami deflacyjnymi na wyżynach. Podstawowy problem polega właściwie na ich braku. Opisywane przez różnych autorów zagłębienia deflacyjne związane przestrzennie z grupami wydm są stosunkowo młode (Szczypek 1986). Ich wiek jest taki sam jak wydm to znaczy, pochodzą ze schyłkowego vistulianu. Wydmy a tym samym deflacyjne zagłębienia międzywydmowe reprezentują jedynie schyłkowy okres gasnącej już aktywności rzeźbotwórczej wiatru. Powstawały w przedziale czasowym, który obejmuje nie więcej niż 20–25% czasu działania intensywnych procesów eolicznych, wówczas gdy następowało wygasanie aktywności wiatru i spowalnianie ruchu materiału, skutkujące przewagą procesów akumulacyjnych nad erozją. Brak starszych form deflacyjnych na obszarach wyżynnych o urozmaiconej rzeźbie można tłumaczyć dużą dynamiką powierzchni stokowych, czyli intensywnymi ruchami masowymi, splukiwaniem oraz procesami fluwialnymi. Wymienione procesy funkcjonowały w tych samych warunkach zimnego klimatu

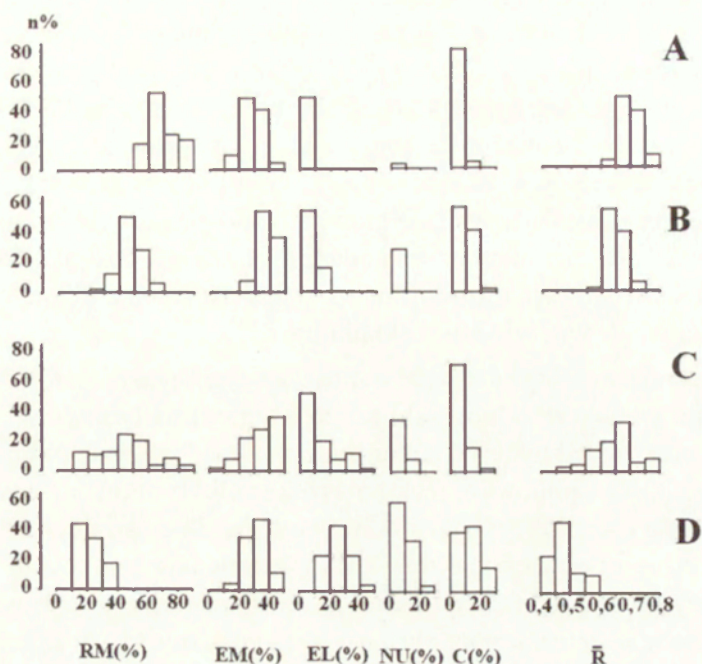
ostatniego zlodowacenia i zązębiały się przestrzennie z obszarami modelowanymi przez wiatr. Działanie wymienionych procesów powodowało zacieranie inicjalnych form deflacyjnych. Uniemożliwiało także wytworzenie się poziomów bruków deflacyjnych i wykształcenie wyraźnych graniaków.

EOLICZNY TYP OBRÓBKII MATERIAŁU PIASZCZYSTEGO W OSADACH RÓŻNEJ GENEZY

Środowisko w którym zachodzi transport i sedymentacja osadów nadaje cząstkom różnych frakcji specyficzne właściwości teksturalne. Ważnymi cechami z punktu widzenia genezy utworów czwartorzędowych jest obtoczenie ziaren piaszczystych osadu i zmatowienie ich powierzchni (Mycielska-Dowgiało 1995). Peryglacjalne środowisko eoliczne oddziałuje szczególnie silnie na kształt i zaokrąglenie cząstek kwarcowych (Kobojek E., Kobojek S. 2003). Transportowane na drodze saltacyjnej ziarna piasku podlegają stosunkowo szybko obróbce, która polega na stępieniu i zaokrągleniu naroży cząstek oraz porysowaniu i zmatowieniu ich powierzchni. W efekcie w osadach eolicznych występuje duża frekwencja ziaren matowych o dobrym i bardzo dobrym zaokrągleniu.

Osady czwartorzędowe Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej poddano badaniom teksturalnym. Wykonano analizy zaokrąglenia kwarcowych cząstek piaszczystych frakcji 0,8 – 1,0 mm wykorzystując dwie podstawowe metody: morfoskopową Cailleux w modyfikacji J. Goździka (1980) oraz wizualnej oceny stopnia zaokrąglenia cząstek wg W.C. Krumbeina (1941). Zbadano około 300 próbek osadów o różnej genezie: eolicznych z wydm i pokryw piaszczystych, vistuliańskich utworów fluwialnych z suchych współcześnie dolin oraz osadów stokowych i glacialnych. Wyniki analiz zestawiono na diagramach (ryc. 3). Uzyskane rezultaty wykazują znaczące podobieństwo obróbki materiału piaszczystego w osadach eolicznych i rzecznych oraz niektórych kategoriach utworów stokowych. Najlepszy stopień obróbki posiadają piaski wydymowe i pokrywowe. Zawartość cząstek okrągłych matowych (RM) w zdecydowanej większości próbek przekracza 60% a średnie wskaźniki zaokrąglenia (R) przekraczają wartość 0,65. Nieco gorzej obrobione są vistuliańskie utwory fluwialne ale również w tych osadach zawartość cząstek o obróbce eolicznej (RM) wynosi najczęściej od 40% do 70%. Natomiast wskaźnik zaokrąglenia (R) mieści się przeważnie w przedziale 0,6–0,7.

W seriach stokowych udział ziaren eolizowanych o wysokim zaokrągleniu i wyraźnym zmatowieniu jest znacznie bardziej zróżnicowany. Zmienność cech morfoskopowych oraz zaokrąglenia cząstek kwarcowych



Ryc. 3. Zmienność procentowej zawartości typów ziarn kwarcowych oraz wartości średniego wskaźnika zaokrąglenia (\bar{R}) w osadach neoplejstocenijskich Wyżyny Częstochowskiej. A – osady eoliczne, B – osady rzeczne peryglacjalne, C – osady stokowe, D – osady glacialne, n – procent próbek.

Variability of proportion of types of quartz grains and values of mean roundness (\bar{R}) in the Neopleistocene deposits in the Częstochowa Upland. A – aeolian deposits, B – Fluvial periglacial deposits, C – Slope deposits, D – Glacial deposits, n – number of samples in %.

w osadach stokowych Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej należy rozpatrywać z jednej strony jako przejaw związków tych utworów z materiałem podłoża, a z drugiej jako efekt wpływów innych, działających synchronicznie, procesów geomorfologicznych, w tym przede wszystkim procesów eolicznych (Kobojek E., Kobojek S. 2003). Serie stokowe odznaczają się dużą zmiennością litologiczną i różnorodnością genetyczną. W niektórych typach osadów występuje znaczna zawartość cząstek kwarcowych dobrze zaokrąglonych i zmatowionych, nie odbiegająca zasadniczo od typowych utworów eolicznych. Do tego rodzaju należą splukiwaniowe osady, piaszczyste i piaszczysto-mułkowe, występujące w dolnych częściach stoków suchych dolin oraz piaski ze stokowych utworów gruzowo-piaszczystych i osadów typu *grézes litées* (fot. 2, 3). Transport stokowy osadów ze względu na krótki dystans nie mógł powodować żadnych zmian w pierwotnym stopniu obróbki cząstek kwarcowych. Duża ilość zia-

ren zaokrąglonych i matowych (RM) w wymienionych seriach osadów wynika z udziału wiatru w ich formowaniu. Transportowana po zboczach ku osi dolin na drodze soliflukcyjnej i sflukiwaniowej masa utworów stokowych wzbogacana była w dobrze obrobione ziarna frakcji piaszczystej poprzez transport eoliczny. Formowanie się utworów gruzowo-piaszczystych polegało na tym, że ziarna piasku transportowane eolicznie po powierzchni przemieszczającej się grawitacyjnie masy zwietrzliny wapiennej, dostawały się między odłankami skalnymi. Szeroka skala tego procesu spowodowała uformowanie się serii złożonej z diametralnie różnych pod względem wielkości składników.

Powstanie stokowych utworów piaszczystych, piaszczysto-mułkowych oraz typu *grèzes litèes* polegało między innymi na tym, że wiatr wielokrotnie przewiewał materiał z obniżeń i prznosił w wyżej położone miejsca zboczy skąd ponownie masy piaszczyste były transportowane przez sflukiwanie i soliflukcje ku osi dolin. Podczas długotrwałego i wielokrotnego transportu cząstek piaszczystych, przemiennie przez wiatr i procesy grawitacyjne oraz sflukiwanie, zachodziła silna abrazja, która w ostatecznym efekcie nadała ziarnom piasku „szlif” eoliczny. Oznacza to, że osady stokowe typu *grèzes litèes* oraz piaszczyste i piaszczysto-mułkowe na Wyżynie Częstochowskiej musiały tworzyć się w fazie cyklu peryglacjalnego, odznaczającego się bardzo dużą aktywnością transportowych i erozyjnych procesów eolicznych (Kobojek E., Kobojek S. 2000).

W vistulianie na wyżynach systemy stokowe bardzo silnie powiązane były z systemami fluwialnymi. Zbocza „zaopatrywały” rzeki w materiał mineralny, który podlegał dalszemu przemieszczaniu już na drodze transportu wodnego (Kobojek 1990). Powiązanie wymienionych dwóch systemów oraz bezpośrednie zasilanie peryglacjalnych rzek osadami transportowanymi przez wiatr powodowało, że również osady fluwialne zostały wzbogacone w ziarna typu RM.

STRUKTURY KONTRAKCYJNE Z PIERWOTNYM WYPEŁNIENIEM PIASZCZYSTYM

Cechą charakterystyczną vistuliańskiego środowiska peryglacjalnego wyżyn była obecność wieloletniej zmarzliny. Dowodem na jej występowanie są między innymi, struktury szczelinowe kontrakcji termicznej. Ze względu na skrajnie suche warunki klimatyczne pełni ostatniego zimnego okresu, najczęściej rozwijały się wówczas kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym. Struktury szczelinowe znaleziono w wielu miejscach



Fot. 2. Choroń, Wyżyna Częstochowska. Gruzowo – piaszczyste osady stokowe
Choroń the Częstochowa Upland. Debris-sandy regolit



Fot. 3. Olsztyn koło Częstochowy. Utwory stokowe typu *grèzes litees* na zboczu suchej doliny
Olsztyn near Częstochowa. Slope deposits of *grèzes litees* type on the slop of dry valley

wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej, znane są także z terenów Wyżyny Śląskiej (Sendobry 1984; Kobojeck 1990, 2002).

Piasek wypełniający struktury posiada wyraźne cechy eoliczne. W pierwszym rzędzie odznacza się bardzo dobrą obróbką klastów. W materiale wypełniającym szczeliny występuje duży odsetek cząstek o doskonałym zaokrągleniu i wyraźnym zmatowieniu powierzchni Ziarna typu RM stanowią od 60% do 72% wszystkich (tab. I). Oznacza to, że transportowany eolicznie i abradowany przy tym mechanicznie materiał, dostawał się do swoistych pułapek jakie stanowiła rozwijająca się sieć spękań mrozowych. Główna faza rozwoju struktur kontrakcyjnych z pierwotnym wypełnieniem mineralnym przypada na górny plenivistulian. Procesy te działały równoległe z zachodzącymi na stokach ruchami mas i spłukiwaniem. W obszarach wyżynnych zachowane struktury klinowe występują na płaskich powierzchniach: spłaszczeniach dolinnych, połączonych poziomach glacialnych i glacialfluwialnych, powierzchniach starych trzeciorzędowych zrównań powleczonej cienkimi pokrywami fluwioperyglacialnymi (fot. 4). Szczeliny kontrakcyjne nie zachowały się natomiast na silnie nachylonych powierzchniach stokowych. Przyczyny tego nie należy wiązać z małą intensywnością procesów kontrakcyjnych czy też słabym rozwojem wieloletniej zmarzliny. Brak klinów na stokach można tłumaczyć dużą dynamiką obszarów wyżynnych na nachylonych powierzchniach. Nawet stosunkowo połogie stoki podlegały intensywnym ruchom masowym, które niszczyły elementarne szczeliny piaszczyste jakie pojawiały się po okresach największych spadków temperatur. Można przypuszczać, że piasek, który wypełniał wąskie, pierwotne pęknięcia kontrakcyjne, wzbogacał tworząc się pokrywy stokowe w cząstki eolizowane.

Obecność silnie eolizowanego piasku potwierdza działanie procesów transportu wiatrowego i wywiewania materiału. Piasek w klinach na wielu obszarach Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej można uznać za podstawowy i szczególnie przypadek akumulacji eolicznej.

Tabela 1. Stanowiska z klinami kontrakcyjnymi z pierwotnym wypełnieniem mineralnym
Zawartość w piaskach wypełniających kliny ziaren kwarcowych typu RM

Stanowiska z klinami kontrakcyjnymi z pierwotnym wypełnieniem mineralnym	Zawartość w piaskach wypełniających kliny ziaren kwarcowych typu RM
Nakło k. Lelowa	72%
Odrzykoń	60-77%
Częstochowa	63%
Kamyk	50-62%
Szarlejka	59%
Pajęczno	65%



Fot. 4. Pajęczno, Wyżyna Wieluńska. Klin z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym. Struktura rozwinięta w osadach glaciofluwialnych zlodowacenia środkowopolskiego
 Pajęczno, the Wieluń Upland. Sand-wedge cast. Structure developed in glaciofluvial deposits of the Middle Polish Glaciation

WNIOSKI

Wyżyny Polski południowej w vistulianie podlegały kształtowaniu w środowisku peryglacjalnym. Wśród różnorodnych procesów rzeźbotwórczych ważne miejsce zajmowała działalność wiatru. Zimny i suchy klimat ostatniego okresu zimnego, skąpa, nieciągła szata roślinna, obecność rozległych powierzchni piaszczystych, sprzyjały transportowi i akumulacji piasków eolicznych. Z transportem nieodłącznie związane były także procesy niszczące.

Na obszarze Wyżyny Śląsko-Krakowskiej występowała charakterystyczna strefowość działania procesów eolicznych. Wzniesione wysoko wypukłości garbów i progów podlegały niszczącym procesom wiatrowym. Przebiegała deflacja i działała abrazja eoliczna. Obniżenia powierzchni wyżynnych były natomiast miejscem gdzie dominowała akumulacja. Szczególnie uprzywilejowanymi strefami depozycji eolicznej były podnóża

progów strukturalnych oraz położone na wschód za garbami wyżynnymi obniżenia morfologiczne.

Charakter procesów wynikał z dynamiki ruchu powietrza. W górnym plenivistulianie przy dominujących wiatrach z sektora zachodniego uformowały się strumienie wiatrowo-piaszczyste. Przepływ wspomnianych strumieni był znacznie szybszy nad przeszkodami jakimi były garby wyżynne. Natomiast w obniżeniach prędkość wiatru spadała. Obecnie wyznaczenie stref denudacji oraz akumulacji wiatrowej możliwe jest w oparciu o pośrednie dowody. Najważniejszą przesłanką wyznaczenia eolicznych stref morfogenetycznych jest rozmieszczenie piasków wydmych i eolicznych pokryw piaszczystych. Ich nierównomierne rozmieszczenie wzdłuż poszczególnych strumieni wyznacza vistuliańskie obszary erozji i akumulacji eolicznej. Innym dowodami na działanie procesów niszczących w plenivistulianie jest eolizacja cząstek w piaszczystych w osadach stokowych i fluwialnych. Kolejnym dowodem na denudację eoliczną są silnie eolizowane piaski, wypełniające kliny kontrakcji termicznej z pierwotnym wypełnieniem.

LITERATURA

- Allen P., 2000, *Procesy kształtujące powierzchnię Ziemi*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, ss. 475.
- Bagnold R. A., 1941, *The physics of blown sand and desert dunes*, Chapman and Hall, London.
- Dulias R., 1992, *Utwory i formy eoliczne w małych dolinkach denudacyjnych Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle procesów stokowych i erozyjnych (na przykładzie okolic Podzamcza)*, [w:] T. Szczypek (red.), *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*, WNoZ UŚ Katowice.
- 1996, *Wydmy okolic Smolenia na Wyżynie Częstochowskiej*, [w:] *Współczesne oraz kopalne zjawiska i formy eoliczne. Wybrane zagadnienia*, Sympozjum, Rybnik-Kamień, 21–22.05.1996r., Sosnowiec, s. 39–46.
- 2000, *The role of aeolian processes in the karst landscape of the Kraków – Częstochowa Upland. Aeolian processes in different landscape*, [w:] R. Dulias, J. Pełka-Gościński (red.), Faculty of Earth Sciences, Univ. of Silesia, The Association of Polish Geomorphologists, Sosnowiec, s. 106–117.
- Dylik J., 1952, *Głazy rzeźbione przez wiatr i twory podobne do lessu w środkowej Polsce*, Biul. PIG, 67, Z Badań Czwartorz. w Polsce, 3, s. 231–332.
- 1953, *O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski*, Acta Geographica Univ. Lodz., 24, ŁTN, Łódź.
- Dylikowa A., 1967, *Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu*, [w:] R. Galon, J. Dylik (red.), *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa, s. 353–371.
- 1968, *Fazy rozwoju wydym w środkowej Polsce w schyłkowym plejstocenie*, Folia Quater., 29, s. 119–126.

- Embleton C., Thornes J. B., Warren A., 1985, *Charakterystyka ruchu cieczy i gazów*, [w:] C. Embleton, J. Thornes (red.), *Geomorfologia dynamiczna*, PWN Warszawa, s. 59–94.
- Gilewska S., 1972, *Wyżyny Śląsko-Malopolskie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1, PWN Warszawa, s. 232–339.
- 1991, *Współczesne środowisko przyrodnicze – rzeźba*, [w:] L. Starkla (red.), *Geografia Polski, środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 243–288.
- Goździk J., 1980, *Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego Belchatów*, *Studia Regionalne*, IV (IX), PWN, Warszawa – Łódź, s. 101–114.
- 1991, *Sedimentological record of aeolian processes from the Upper Plenivistulian and the turn of Pleni- and Latevistulian in Central Poland*, [w:] S. Kozarski (red.), *Late Vistulian (= Weichselian) and Holocene Aeolian Phenomena in Central and Northern Europe*, *Zeitschr. f. Geomorph. N. F., Supplementband*, 90, s. 51–60.
- 2001, *Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych z środkowo-zachodniej części kopalni Belchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 93–124.
- Izmailow B., 2000, *The development of the upland relief – driven sand dunes in Brama Krakowska. Aeolian processes in different landscape*, [w:] R. Dulias, J. Pełka-Gościński (red.), *Faculty of Earth Sciences, Univ. of Silesia, The Association of Polish Geomorphologists*, Sosnowiec, s. 118–128.
- Jaśkowski B., 1981, *Wydmyny Niecki Włoszczowskiej*, Maszynopis pracy doktorskiej. Archiwum Zakładu Geomorfologii UŁ, ss. 209.
- 1996, *Geneza i wiek wydm na obszarze Niecki Włoszczowskiej*, *Prace Inst. Geogr. WSP*, Kielce, 1, s. 147–161.
- Jóźwik W., 1978, *Cechy obróbki materiału eolicznego środkowej części Jury Polskiej*, *Acta Univ. Lodz., Zeszyty Naukowe UŁ*, 2, 15, s. 163–183.
- Kobojek E., Kobojek S., 2000, *Osady i procesy stokowe na Wyżynie Częstochowskiej i Wieluńskiej oraz Wysoczyźnie Rawskiej*, *Acta Geogr. Lodz.*, 78, s. 7–42.
- 2003, *Badania litologiczne osadów stokowych okolic Częstochowy (Wyżyna Częstochowska) i Raducza (Wysoczyzna Rawska)*, [w:] *Cechy teksturalne osadów stokowych i fluwialnych*, *Prace i Studia Geogr.*, 33, Wyd. UW, s. 7–24.
- Kobojek S., 1990, *Elementy peryglacjalne w budowie geologicznej i rzeźbie północnej części Wyżyny Częstochowskiej*, *Acta Geographica Lodz.*, 60.
- 2000, *Piaszczyste osady peryglacjalne Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej*, *Seminarium terenowe: „Glacjal i peryglacjal na międzyrzeczu Sanu i Dniestru”*, 4–6.10.2001, str. wyst.: s. 52–54.
- 2002, *Uwarunkowania denudacji peryglacjalnej na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej*, *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia*, 32, s. 95–109.
- Krumbein W.C., 1941, *Measurment geological significance of shape and roundness of sedimentary particles*, *Journal Sed. Petrol.*, 11.

- McKenna Neuman C., 2004, *Effects of temperature and humidity upon the transport of sedimentary particles by wind*, *Sedimentology*, 51, (1), s. 1.
- Mojski J.E., 1993, *Europa w plejstocenie, ewolucja środowiska przyrodniczego*, Wyd. PAE, Warszawa, ss. 333.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995, *Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych*, Warszawa, s. 29–105.
- (red.), 2001, *Teksturalne cechy osadów wskazujące na stopień ich eolizacji i pozycję stratygraficzną. Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, Wydział Geografii i studiów regionalnych UW, Warszawa, s. 17–19.
- Nowaczyk B., 1986, *Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym wistulianie i holo-cenie*, UAM Poznań, Seria Geografia, 28, ss. 245.
- Scheidegger A., 1974, *Geomorfologia teoretyczna*, PWN, Warszawa, ss. 550.
- Sendobry K., 1984, *Szczakowa. Występowanie struktur mrozowych w osadach Kotliny Biskupiego Boru*, [w:] Przewodnik konferencji – Złodowacenie środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych, Sosnowiec, s. 106–111.
- Szczypek T. 1986, *Procesy wydmotwórcze w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych*, *Prace Nauk. UŚ w Katowicach*, 823, 177.
- Szczypek T., 1988, *Działalność eoliczna we wschodniej części Wyżyny Śląskiej na przykładzie okolic Bukowna*, *Prace Nauk. UŚ w Katowicach*, 1023, *Geographia Studia Et Dissertationes*, 13, s. 7–22.
- 1989, *Eoliczne piaski pokrywowe i wydmy w dolinie górnej Pilicy koło Żarnowca*, *Prace Nauk. UŚ w Katowicach*, 1023, *Geographia Studia Et Dissertationes*, 13, s. 24–47.
- 1991, *Zróźnicowanie obróbki piasków eolicznych na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Geografia 50, Wyd. Naukowe UAM Poznań.
- Warren A., 1985, *Procesy eoliczne*, [w:] C. Embletona, J. Thornesa (red.), *Geomorfologia dynamiczna*, PWN Warszawa, s. 368–394.

ROLE OF AEOLIAN PROCESSES IN DENUDATION OF THE UPLAND AREAS OF POLAND

Summary

Wind in periglacial environment is an active factor of a relief modelling. This concern both recent and previous cold areas. In the Pleistocene periglacial zone in Poland, the best-known aeolian processes are these of the Vistulian age, although studies provide new evidence for wind morphogenetic action also during older cold stages of the Pleistocene.

In the geomorphological and geological literature, aeolian accumulative forms, dunes and loess covers have been the subject of the greatest interest. Less attention has been given to the destructive action of wind processes, although in

the pioneer works on periglacial phenomena, the role of wind as a denudational factor was emphasized.

The upland areas of southern Poland were during the Vistulian subjected to intensive aeolian processes. The presented conclusions are based on the investigations carried out in the area of Kraków-Częstochowa Upland and the neighbouring terrains of Śląsk and Małopolska Uplands. During the Vistulian, in the periglacial denudation of the Kraków-Częstochowa Upland, besides weathering, gravitational transport, wash and fluvial processes, also destructive aeolian processes were involved. There is some geomorphological and geological circumstantial evidence for intensive aeolian processes.

In concluding about an extent of Vistulian aeolian denudation, the spatial arrangement of dune forms and cover sands plays an important role. The preserved forms mark former sand streams. In the uplands, there are sufaces where aeolian deposits and forms are common and fields which lack in aeolian sands. The area of the ridge of the Częstochowa Upland is relatively poor in dunes and sand covers, although both before the Upper Jurassic edge in the Warta Upper Depression and in the east of the Upland, within the Włoszczowa Basin, aeolian sands are especially abundant. This allows to infer that the Kraków-Częstochowa Upland was subjected largely to aeolian destructive processes.

Aeolian action in the cold Pleistocene stages, chiefly during the Vistulian, caused well or very well quartz grain abrasion in deposits of various sedimentary environments. In samples, the large number of grains of distinctly aeolian characteristic (RM), distinguished by morphoscopic method, has been registered. Sand particles were redeposited in slope, fluvial and aeolian environments; in the course of wind transport grains were abraded, their surfaces became matted while corners – rounded.

The outstanding feature of the Vistulian periglacial environment was the permafrost presence. Among its indicators are thermal contraction cracks. Wedge structures of primary infilling dominated. They are filled with sands revealing features characteristic for aeolian environment. As a rule, the clasts are very well abraded. Material filling the cracks contains a high number of rounded matted grains (grains of RM type). This means that wind-transported and abraded sand grains were trapped by open frost cracks.

Adres autora:

Sławomir Kobjek

*Zakład Geomorfologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, 90-131 Łódź*

E-mail: skobjek@geo.uni.lodz.pl

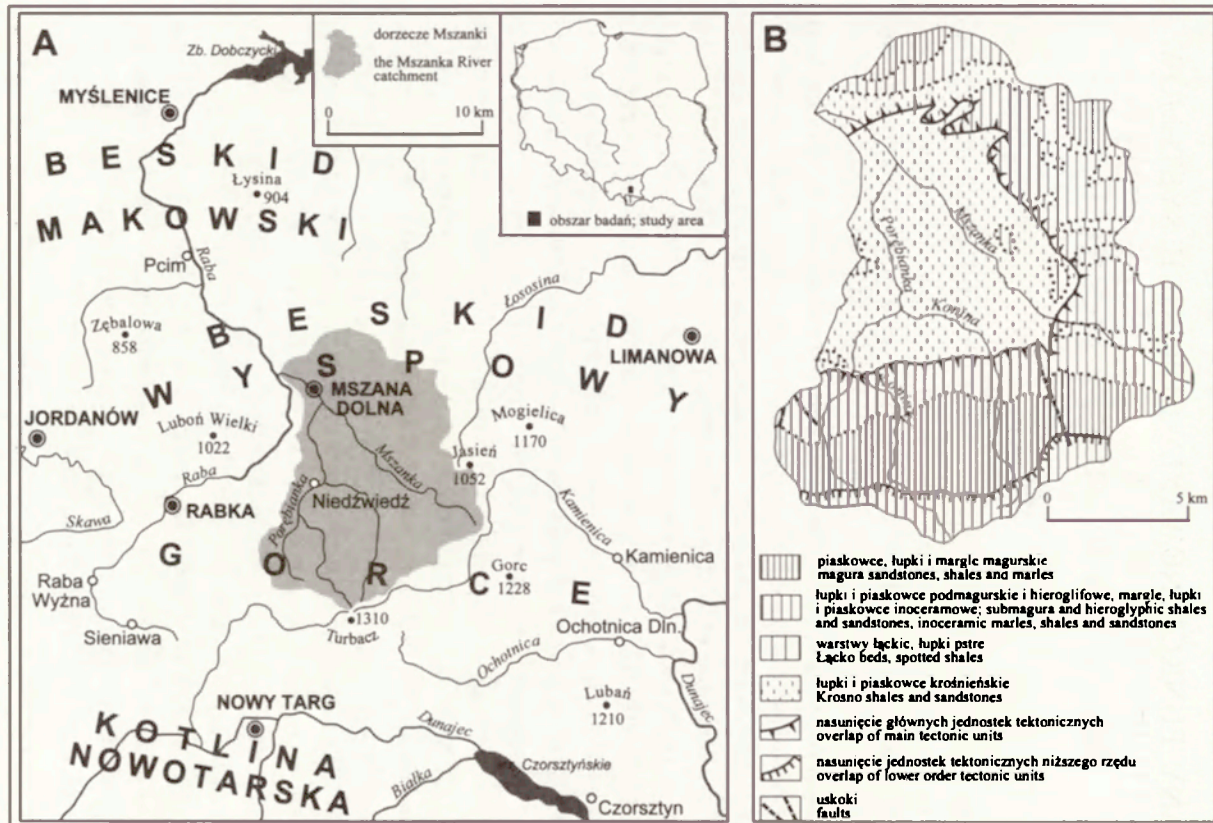
Joanna Kościelniak

ZMIANY FUNKCJONOWANIA GÓRSKICH SYSTEMÓW KORYTOWYCH W WYNIKU PRZEPROWADZONYCH REGULACJI HYDROTECHNICZNYCH

WSTĘP

Zmiany w wykształceniu i funkcjonowaniu koryt w czasie są zjawiskiem naturalnym, wynikającym z dążenia rzeki do zachowania równowagi dynamicznej w zmieniających się warunkach klimatycznych i roślinnych (Klimek 1983). W ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat obserwuje się jednak znaczne zwiększenie tempa i skali przeobrażania koryt. Zmiany dotyczą przebiegu koryt, ich długości, szerokości, głębokości, krętości, rodzaju i liczby form korytowych oraz dominujących procesów korytowych. W rzekach górskich stwierdza się powszechną tendencję do pogłębiania koryt (Klimek 1983; Wyźga 1991; Krzemień 2003). Za jej bezpośrednie przyczyny uważa się eksploatację rumowiska korytowego oraz regulacje hydrotechniczne koryt. Pośrednio wpływ na pogłębianie koryt ma również zmiana użytkowania ziemi w zlewniach górskich. Przejawia się ona w zwiększeniu się powierzchni użytków zielonych i lasów kosztem powierzchni gruntów rolnych (Klimek 1987). Powoduje to zmianę obiegu wody na stokach i redukcję dostawy materiału stokowego do koryt. Mniej obciążone rzeki erodują intensywnie dna koryt. Wydaje się, że znaczącą rolę w pogłębianiu koryt górskich odgrywają regulacje hydrotechniczne. Wskazuje na to analiza minimalnych stanów rocznych na różnych rzekach górskich, z której wynika, że szczególnie intensywne pogłębianie rozpoczęło się w wielu korytach w krótkim czasie po ich uregulowaniu. Było to efektem przede wszystkim takich regulacji, które polegały na formowaniu jednodzielnego koryta z likwidacją jego bocznych ramion, skracaniu koryt i ich wyprostowywaniu. W rezultacie takich ingerencji następuje zwiększenie spadku koryta i energii przepływu wody, co w konsekwencji powoduje pogłębianie koryta.

Celem opracowania jest określenie zakresu zmian wykształcenia i funkcjonowania wybranych odcinków koryt górskich na skutek wielokrotnego ich regulowania w ciągu ostatnich 45 lat. Ponadto przedstawi-



Ryc. 1. Obszar badań: A – lokalizacja, B – budowa geologiczna

Study area: A – location, B – bedrock geology

ne zostaną skutki regulacji w całych badanych systemach korytowych oraz kierunki ich geomorfologicznego rozwoju.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Badania przeprowadzono w dorzeczu Raby, w korytach rzek Mszanki i Porębianki (ryc. 1A). Zlewnie obu rzek leżą w Gorcach i w Beskidzie Wyspowym, w wysokościach odpowiednio 725–375 m n.p.m. i 960–400 m n.p.m. Długość Mszanki wynosi 19 km, a jej dopływu Porębianki – 15,8 km. Spadki obu koryt są znaczne – wynoszą odpowiednio 18,4‰ i 35,4‰.

Zlewnie Mszanki i Porębianki położone są w obszarze dwóch jednostek tektonicznych: płaszczowiny magurskiej i okna tektonicznego Mszańskiej Dolnej. Koryta obu rzek, na przeważającej długości, wycięte są w mało odpornych łupkach i piaskowcach krośnieńskich, natomiast w wyższych partiach zlewni, w średnio odpornych łupkach i piaskowcach inoceramowych, podmagurskich i hieroglifowych (ryc. 1B). Tylko Porębianka w źródłowym odcinku rozcina bardzo odporne piaskowce, łupki i margle magurskie.

Wartości przepływów wody w badanych rzekach są bardzo zróżnicowane w ciągu roku. Przepływy maksymalne przewyższają 200–300 razy minimalne, których wartości nie przekraczają $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ (Krzemień 1984). Największe wezbrania występują tu przeważnie w czasie letnich opadów. Wezbrania spowodowane wiosennymi roztopami są mniejsze, ale długotrwałe (Komeńda 1993).

Koryta Mszanki i Porębianki są na znacznej długości uregulowane. Zastosowano w nich różne systemy regulacji.

METODY BADAŃ

W celu rozpoznania współczesnego wykształcenia koryt Mszanki i Porębianki, przeprowadzono w 2004 roku ich kartowanie geomorfologiczne według „Instrukcji do kartowania koryt” (Kamykowska i in. 1999). Na podstawie przebiegu koryt, wydzielono odcinki podstawowe, dla których określono różne cechy ilościowe i jakościowe, charakteryzujące koryta: rodzaj podłoża, wskaźniki morfometryczne, liczbę i wielkość poszczególnych form korytowych, wykształcenie rumowiska korytowego oraz sposób zabudowy hydrotechnicznej. Po przeanalizowaniu tych cech w poszczególnych odcinkach koryt, wyróżniono 5 typów odcinków koryt o różnym wykształceniu i sposobie funkcjonowania.

Następnie zapoznano się z historią prac regulacyjnych, przeprowadzanych w badanych korytach. Wyodrębniono 2 odcinki koryta, które w przeszłości były szczególnie często i w różny sposób regulowane. W celu poznania zmian zaistniałych po wykonanych w tych odcinkach zabudowach hydrotechnicznych, przeanalizowano materiały archiwalne. Stanowią je projekty techniczne poszczególnych prac regulacyjnych, plany sytuacyjno-wysokościowe koryt, ich profile podłużne i poprzeczne. Materiały te otrzymano od Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Krakowie.

Zmienność całych systemów korytowych prześledzono na podstawie wyników badań terenowych, przeprowadzonych w korytach Mszanki i Porębianki w latach 1975 i 1992 i 2004. Koryta te zostały podzielone na odcinki w 1975 r. przez K. Krzemienia (1984). Następnie poszczególne odcinki koryt były charakteryzowane poprzez pomiar ich szerokości oraz kartowanie form korytowych. Te same odcinki koryt zostały scharakteryzowane w 1992 r. przez M. Komęderę (1993) i w 2004 r. przez autora. W ten sposób uzyskano materiał dokumentujący zmiany zaistniałe w ciągu ostatnich 29 lat, po przeprowadzeniu większości prac regulacyjnych.

W artykule wykorzystano ponadto topograficzną mapę austriacką z początku XX w. oraz wartości minimalnych rocznych stanów wody na Mszance za okres ostatnich 53 lat.

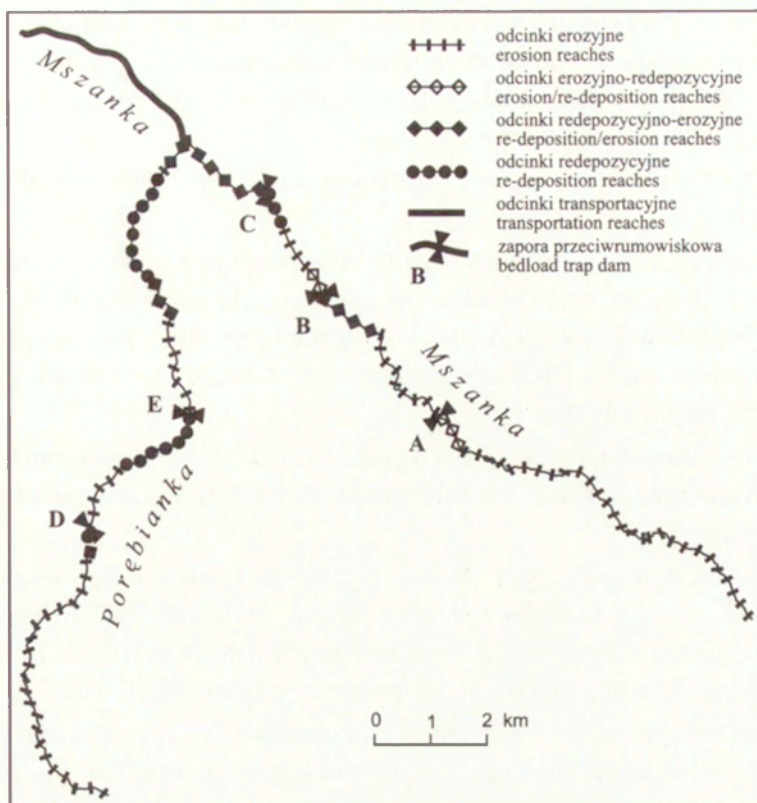
WSPÓŁCZESNE WYKSZTAŁCENIE KORYT MSZANKI I PORĘBIANKI

W obrębie koryt Mszanki i Porębianki wyróżniono 5 typów odcinków o różnym wykształceniu i sposobie funkcjonowania (ryc. 2):

1. Odcinki erozyjne – wycięte w litej skale, modelowane przez erozję wgłębną, z dużą liczbą wychodni i progów skalnych. Odcinki te występują głównie w górnych biegach badanych rzek, a także poniżej dużych zapór przeciwrumowiskowych (ryc. 2). W ich obrębie szerokość koryt jest najmniejsza – nie przekracza 10 m.

2. Odcinki erozyjno-redepozycyjne – o podłożu skalno-aluwialnym, modelowane przez erozję wgłębną, z wychodniami i nielicznymi progami skalnymi oraz z zapoczątkowaną tendencją do redepozycji i lokalnej depozycji.

Pierwszy z takich odcinków znajduje się tuż poniżej zapory przeciwrumowiskowej „B” (ryc. 2). Charakteryzuje go występowanie małych łąch na podłożu skalnym. Łachy te są usypywane podczas dużych wezbrań, kiedy to część rumowiska przedostaje się przez przelew zapory i jest deponowana poniżej niej. Drugi odcinek erozyjno-redepozycyjny występuje



Ryc. 2. Typy odcinków koryt Mszanki i Porębianki

Types of channel reaches of the Mszanka and Porębianka Rivers

bezpośrednio powyżej zapory „A”, w górnym biegu rzeki. Położony jest on w zasięgu strefy akumulacyjnej zapory, gdzie zatrzymywane i deponowane jest rumowisko korytowe.

3. Odcinki redepozycyjno-erozyjne – wycięte w aluwiach, modelowane głównie przez redepozycję, lokalną depozycję lub erozję boczną, z dużą liczbą niewielkich łach i zapoczątkowaną tendencją do roztokowania oraz z nielicznymi podcięciami erozyjnymi i sporadycznie występującymi wychodniami skalnymi.

Koryto typu redepozycyjno-erozyjnego występuje w korycie Mszanki poniżej zapory „C”, gdzie jest niewielka erozja oraz powyżej zapory „B”. Tutaj, w obrębie strefy akumulacyjnej tej zapory, oprócz dominującego procesu depozycji, ma miejsce proces migracji bocznej koryta (ryc. 2). W Porębiance odcinki redepozycyjno-erozyjne koryta są przeważnie kręte, wklęsłe brzegi są podcinane, a przy brzegach wypukłych usypywane są łachy. Najbardziej nietypowy odcinek redepozycyjno-erozyjny koryta znaj-

duje się w górnym biegu Porębianki, gdzie jest duży spadek i energia przepływu wody, a jednak dominuje proces redepozycji. Jest to spowodowane dużą dostawą materiału z licznych obrywów występujących w obrębie wysokich brzegów.

4. Odcinki redepozycyjne – wycięte w aluwiach, z łachami o dużej powierzchni.

W obu badanych korytach odcinki te występują przede wszystkim powyżej większości zapór przeciwrumowiskowych, gdzie ma miejsce redepozycja i lokalna depozycja (ryc. 2). Liczne łachy występują też przeważnie w tych odcinkach koryt, które uregulowane zostały za pomocą systemu stopni lub bystrzy.

5. Odcinki transportacyjne – o podłożu aluwialnym, w ostatnich latach całkowicie uregulowane, bez jakichkolwiek tendencji erozyjnych lub akumulacyjnych.

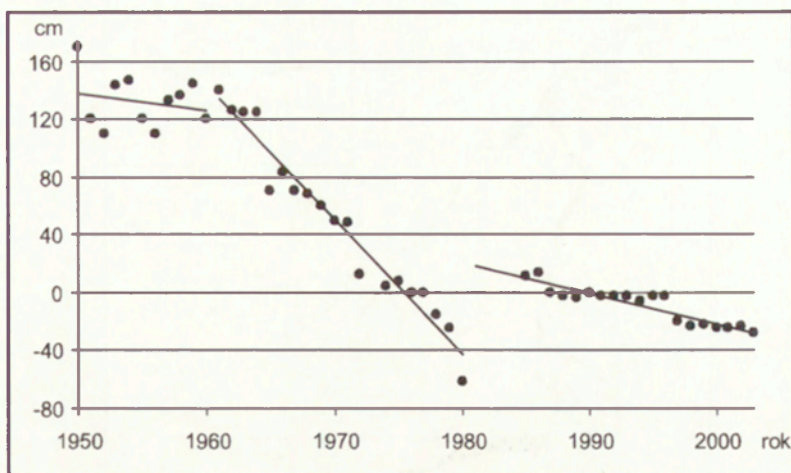
Odcinek transportacyjny koryta występuje tylko w ujściowym biegu Mszanki (ryc. 2). Odcinek ten, uregulowany w latach 2003–2004 za pomocą systemu stopni, został sztucznie pozbawiony wszelkich form akumulacyjnych i erozyjnych i do tej pory nowe formy nie powstały.

Duży wpływ na wykształcenie i funkcjonowanie koryt Mszanki i Porębianki wywiera obecność zapór przeciwrumowiskowych. Zapory stanowią granicę pomiędzy różnymi typami odcinków koryt, poniżej nich występuje bowiem wzmożona erozja, a powyżej – lokalna akumulacja (ryc. 2).

W korytach Mszanki i Porębianki największą łączną długość mają odcinki erozyjne (tab. 1). Duży udział w długości obu koryt mają też odcinki redepozycyjno-erozyjne. Pomimo dużego zróżnicowania procesów w profilu podłużnym koryt, można stwierdzić, że głównym procesem modelującym oba badane koryta jest erozja wgłębna. Na przeważającej długości są one dzisiaj wcięte do litej skały. Koryto skalne lub skalno-aluwialne występuje na 66,9% długości Mszanki oraz na 68,9% długości Porębianki. Badane koryta są pogłębiane i zmniejsza się ich szerokość. W wielu ich odcinkach obszary przykorytowe, które do niedawna pełniły rolę poziomów

Tabela 1. Procentowy udział różnych typów odcinków koryt w całej długości koryt Mszanki i Porębianki

Typy odcinków koryt	Udział typów odcinków koryt w całej długości koryt [%]	
	Mszanka	Porębianka
Odcinki erozyjne	54,0	61,7
Odcinki erozyjno-redepozycyjne	6,2	-
Odcinki redepozycyjno-erozyjne	16,9	10,9
Odcinki redepozycyjne	3,8	27,4
Odcinki transportacyjne	19,1	-



Ryc. 3. Trendy obniżania minimalnych rocznych stanów wody Mszanki w przekroju wodowskazowym Mszana Dolna

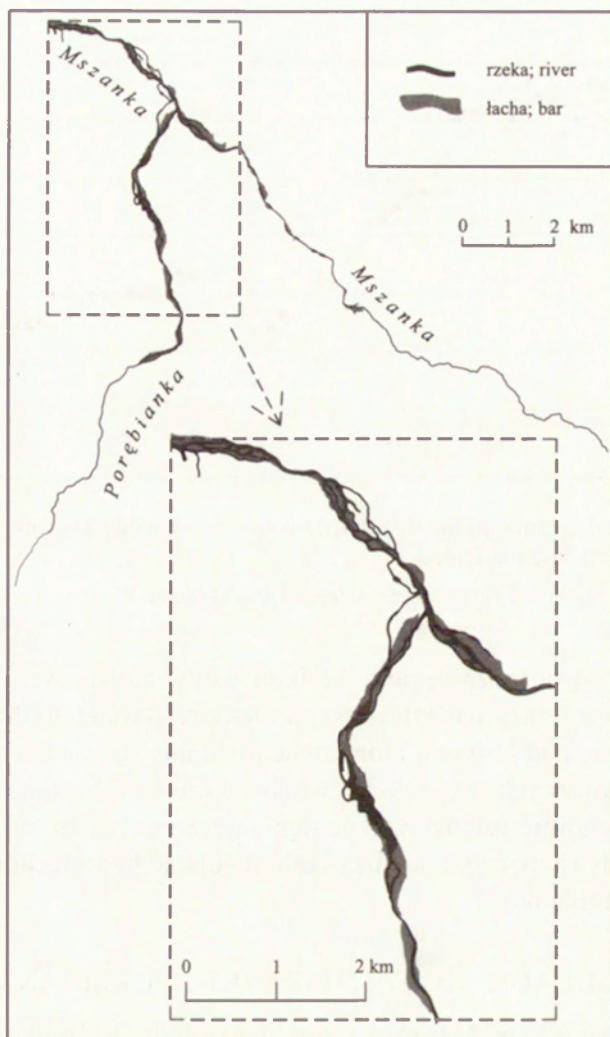
Lowering of the minimum annual water stages of the Mszanka River at the Mszana Dolna gauging station

zalewowych, są poza zasięgiem wielkiej wody. Równiny zalewowe są przeobrażane w terasy nadzalewowe, a niektóre stare łachy brzegowe są dziś zawieszane nad korytem i utrwalone roślinnością. Z analizy minimalnych stanów rocznych w przekroju wodowskazowym Mszana Dolna wynika, że szczególnie intensywne pogłębianie zaznacza się od 1961 roku (ryc. 3). Wtedy rozpoczęto na dużą skalę regulacje hydrotechniczne koryt Mszanki i Porębianki.

REGULACJE KORYT MSZANKI I PORĘBIANKI

Na początku XX w. Mszanka i Porębianka były, w środkowym i dolnym biegu, wieloramienne, roztokowe (ryc. 4). Szerokość łóżyska wynosiła miejscami kilkaset metrów. Użytkowane głównie rolniczo stoki były istotnym źródłem dostawy materiału do koryt. Dziś badane koryta są jednodelne, wąskie i kręte. Tak duża zmiana przebiegu koryt nastąpiła pod wpływem różnych czynników. Po pierwsze zmienił się sposób użytkowania stoków – występują na nich przede wszystkim użytki zielone. Redukuje to dostawę materiału stokowego do koryt i nie sprzyja ich roztokowaniu. Po drugie Mszanka i Porębianka zostały w znacznym stopniu uregulowane (ryc. 5, tab. 2).

W Mszance uregulowano ok. 43,5% długości koryta, w Porębiance – ok. 37,7%. Nadrzędnymi celami regulacji były: ochrona przeciwpowodziowa oraz ochrona budynków i dróg znajdujących się wzdłuż brzegów ero-

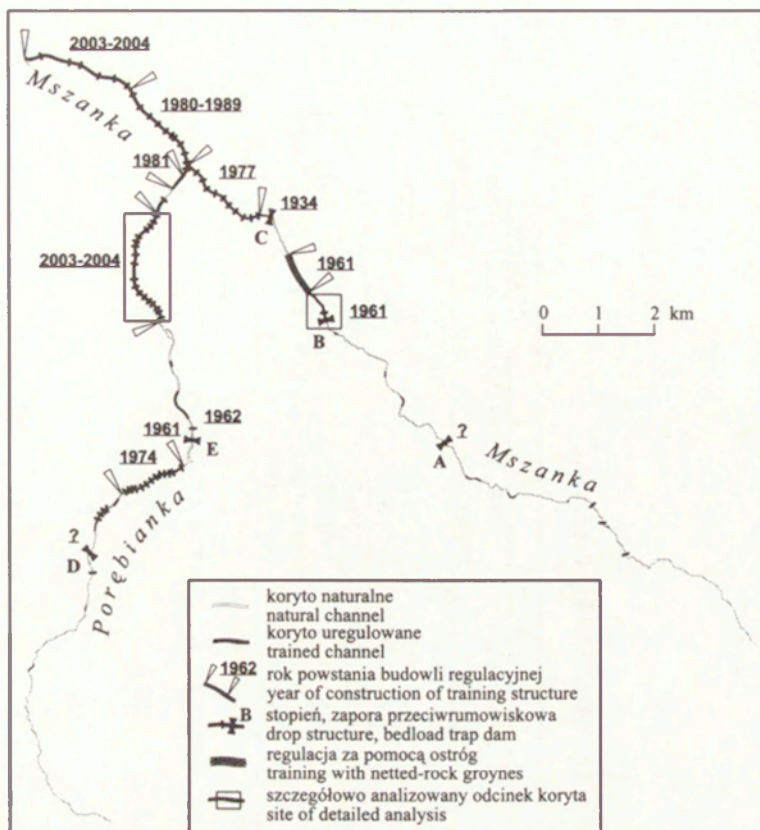


Ryc. 4. Przebieg koryt Mszanki i Porębianki według topograficznej mapy austriackiej z 1905 r.

The course of the Mszanka and Porębianka River channels according to the Austrian topographic map from 1905

dowanych. W badanych korytach zastosowano różne rodzaje zabudowy hydrotechnicznej (ryc. 5, tab. 2). Na licznych odcinkach umocniono też brzegi koryt, stosując narzut kamienny, opaski siatkowo-kamienne lub mury oporowe.

Skutki przeprowadzenia regulacji w badanych korytach były różne. W przypadku zapór przeciwrumowiskowych i większych stopni piętrzących nastąpiła erozja wgłębna na kilkusetmetrowych odcinkach poniżej nich oraz lokalna akumulacja powyżej. Zastosowanie ostróg i kierownic



Ryc. 5. Stopień uregulowania koryt Mszanki i Porębianki
Degree of channel training of the Mszanka and Porębianka River

wiązało się przeważnie ze znacznym zwężeniem koryta, zmianą jego przebiegu i utworzeniem jednodelnej trasy regulacyjnej. Likwidowano boczne ramiona koryt i ścinano zakola, co znacznie skracalo koryta, powodując zwiększenie spadku i tym samym energii przepływu wody. W krótkim czasie następowało znaczne pogłębienie tak uregulowanego koryta.

Niektóre regulacje spełniały swe funkcje przez długi czas. Wiele budowli regulacyjnych było jednak nieefektywnych, już w krótkim czasie po ich wzniesieniu. Często powodem nieefektywności regulacji było i jest wykonanie jej niezgodnie z projektem. Niezgodności dotyczą rozmiarów budowli, materiałów budowlanych, rozmieszczenia budowli w przekroju podłużnym koryta, itp. Niejednokrotnie też regulacje nie były kończące z różnych powodów, przeważnie finansowych. Zaniedbania takie prowadziły do niezamierzonych, niekorzystnych i przeważnie nieodwracalnych przeobrażeń koryta. By zapobiec dalszym zmianom, konieczne było przeprowadzenie kolejnych regulacji.

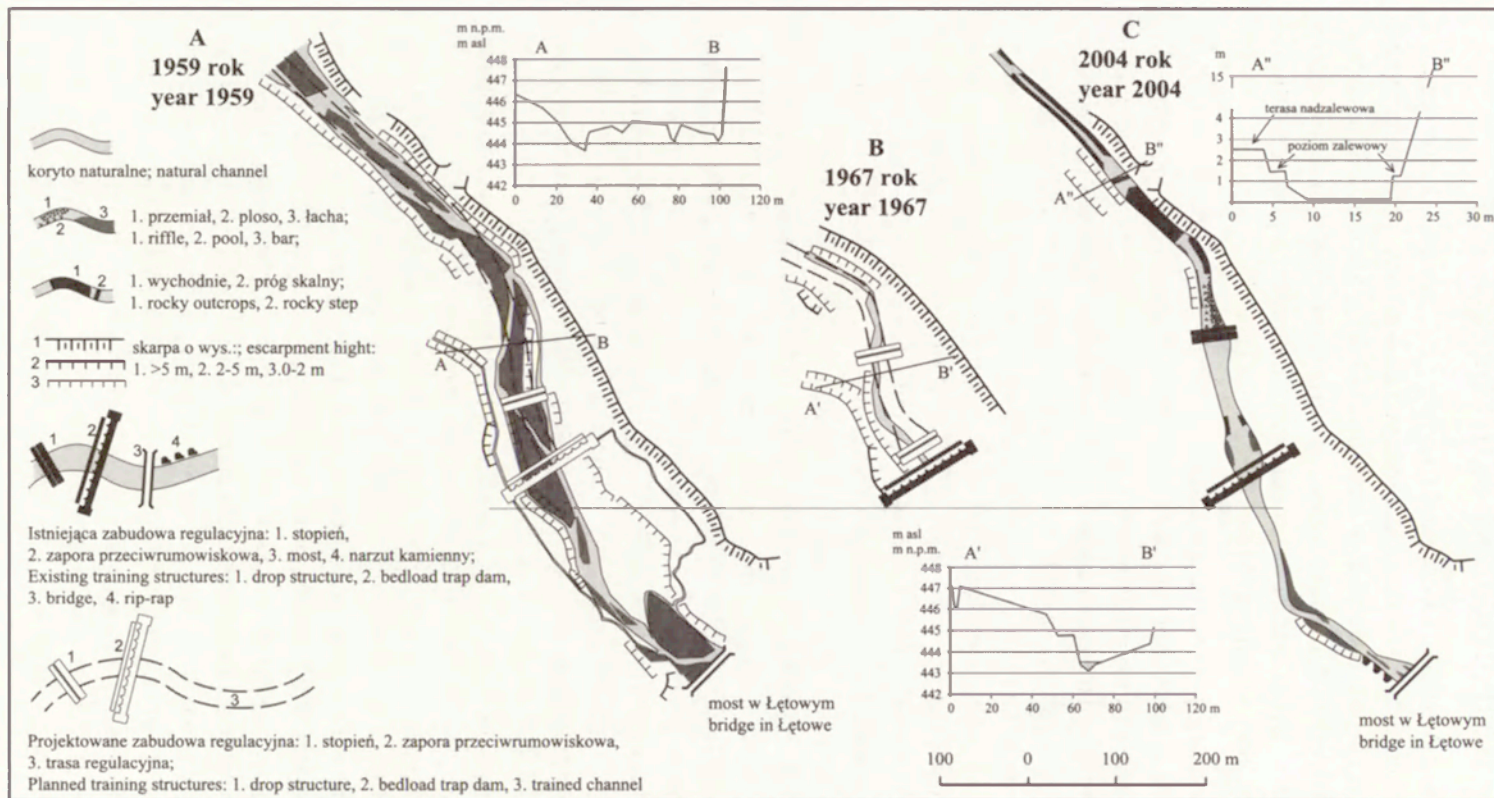
Tabela 2. Prace regulacyjne w korytach Mszanka i Porębianka

Rodzaj budowli regulacyjnej	Zadanie regulacji	Mszanka		Porębianka	
		Odcinek koryta [km]	Rok wykonania	Odcinek koryta [km]	Rok wykonania
Zapora przeciwrumowiskowa	Powstrzymanie transportu rumowiska, zmniejszenie spadku koryta, zahamowanie intensywnej erozji	(A) 8,0	–	(D) 7,3	–
		(C) 13,3 (B) 11,2	1934 1961	(E) 10,4	1961
Stopnie lub bystrza	Zmniejszenie spadku koryta, zapobieżenie erozji wgłębnej i bocznej	11,2–11,5	1967	10,6	1962
		13,3–15,2	1977	8,6–9,7	1974
		15,0–16,9	1980–1989	12,7–15,0	2003–2004
		16,9–19,0	2003–2004		
Ostrogi	Zmiana przebiegu koryta, zawężenie koryta,	12,0–12,8	1976		

MORFOLOGICZNE SKUTKI REGULACJI

W korytach Mszanki i Porębianki występują 2 odcinki, które regulowano parokrotnie, z zastosowaniem różnych budowli hydrotechnicznych. Pierwszy z nich położony jest w środkowym biegu Mszanki. Wpływ na jego wykształcenie i funkcjonowanie wywarła duża zaporą przeciwrumowiskowa „B”. Drugi odcinek, uregulowany ostatnio za pomocą sztucznych bystrzy, leży w dolnym biegu Porębianki (ryc. 5).

Projekt zapory przeciwrumowiskowej „B” w 11,2 kilometrze koryta Mszanki (licząc od źródeł) powstał w 1959 roku. Zadaniem zapory miało być ograniczenie transportu rumowiska. Na odcinku koryta pomiędzy planowaną zaporą, a istniejącą zaporą „C” zachodziła bowiem intensywna akumulacja rumowiska, szerokość łóżyska osiągała tu 60 m, koryto rozdzielało się na kilka ramion (ryc. 6A). Zaporę wybudowano w 1961 roku. Jest ona betonowa, o wysokości 3,0 m. Tuż poniżej tej zapory zaplanowano wybudowanie stopnia o wysokości 2,3 m i otrzymanie w ten sposób spadku dna o wartości 6‰. Inwestycji tej jednak nie przeprowadzono i w 1967 roku, a więc 6 lat po wybudowaniu zapory, spadek dna w odcinku poniżej niej wynosił 11,8‰. Tak duży spadek był powodem intensywnej erozji głębszej. Dno koryta poniżej zapory zostało rozcięte do głębokości 2 m. Sama zaporą ulegała niszczeniu. Szerokość pogłębionego koryta Mszanki zmalała do ok. 9 m (ryc. 6B). W ciągu 6 lat zmieniły się całkowicie parametry geometryczne koryta w tym odcinku, zespół form korytowych oraz funkcja koryta z akumulacyjnej na erozyjną. Chcąc zapobiec dalszej erozji, zaprojektowano wybudowanie 2 stopni: jednego, o wysokości 1,8 m, bezpośrednio poniżej progu końcowego zapory oraz drugiego, o wysokości 1,2 m, około 140 m dalej w dół rzeki (ryc. 6B). Stopnie miały zmniejszyć spadek dna do 6‰. Zaplanowano również nieznaczną zmianę przebiegu koryta. W 2004 roku, 37 lat po przeprowadzeniu tej regulacji, koryto poniżej zapory jest skalne. W dnem są liczne wychodnie, znajduje się też próg skalny o wysokości ok. 1 m (ryc. 6C). Lokalnie wykształcone są w tym odcinku dwa poziomy wąskich teras, które wyznaczają dwa etapy wcinania, co jest widoczne na profilu poprzecznym (ryc. 6C). Niższy poziom występuje w postaci wąskich półek skalnych o szerokości kilku metrów i jest współczesnym poziomem zalewowym. Wyższy poziom jest już poza zasięgiem wielkiej wody i jest teraz terasą nadzalewową. Na skalnym dnem koryta omawianego odcinka zalega gdzieś bardzo cienka warstwa aluwii, występują też 3 łachy o długości 20–30 m i szerokości 3–9 m. Obecność form akumulacyjnych może świadczyć o stopniowym powrocie tendencji do akumulacji. Powyżej zapory koryto jest aluwialne,

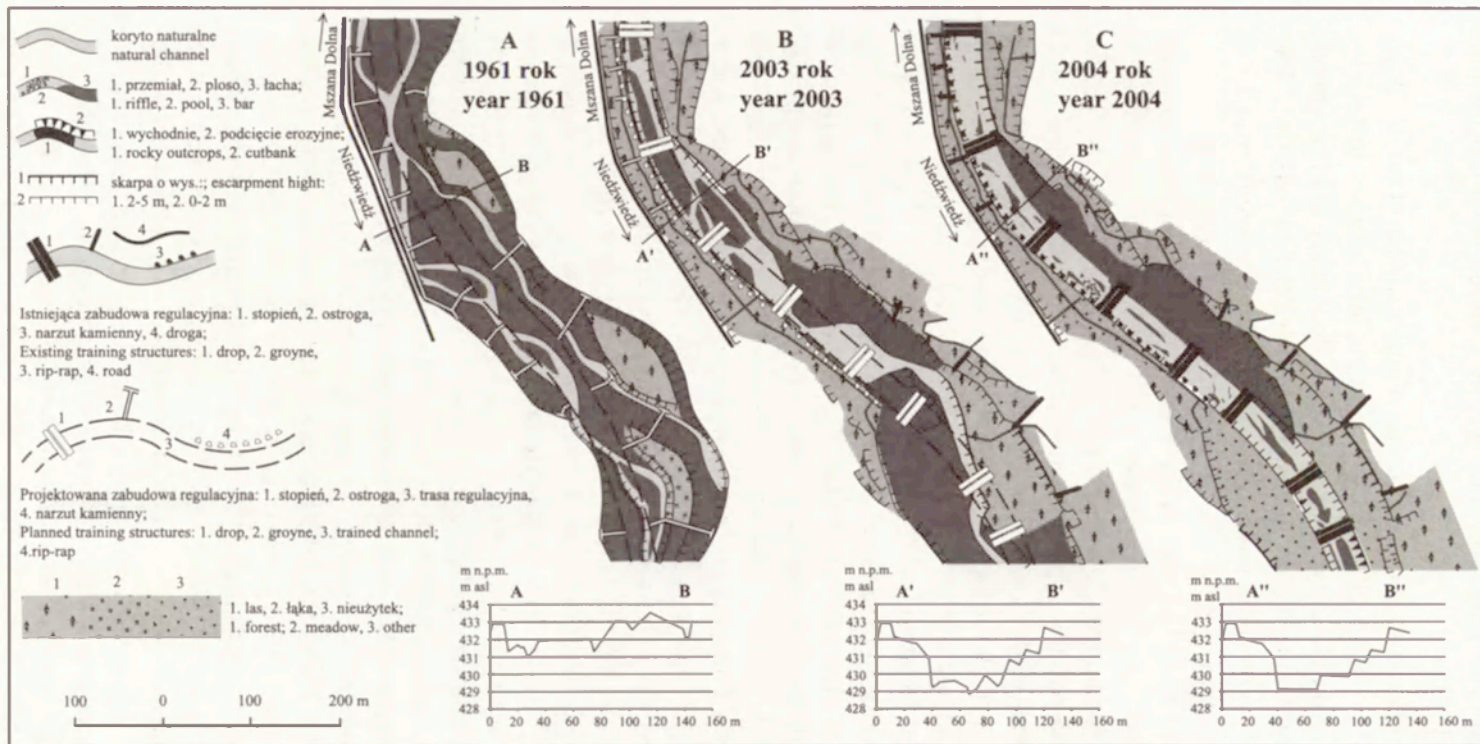


Ryc. 6. Wpływ regulacji odcinka koryta Mszanki na jego wykształcenie: A – wykształcenie koryta w 1959 r. i projekt regulacji za pomocą zapory przeciwrumowiskowej, B – wykształcenie koryta w 1967 r. i projekt regulacji za pomocą stopni betonowych, C – wykształcenie koryta w 2004 r.

The influence of channel reach training of the Mszanka River on its morphology: A – the channel reach morphology in 1959 and a design of training with bedload trap dam, B – the channel reach morphology in 1967 and a design of training with concrete drop structures, C – the channel reach morphology in 2004

z łachami brzegowymi i środkowymi (ryc. 6C). Brzeg lewy jest lokalnie podcinany do wysokości 0,5 m.

Porębianka była w swym dolnym biegu regulowana parokrotnie. W roku 1961 powstał projekt techniczny regulacji odcinka od 11,4 do 13,9 km biegu rzeki. Koryto było tu typu roztokowego. Podcinany był lewy brzeg, co stanowiło zagrożenie dla drogi Mszana Dolna–Niedźwiedz (ryc. 7A). Projekt zakładał wytyczenie nowej trasy regulacyjnej o szerokości 30 m, która tylko miejscami pokrywała się z przebiegiem naturalnego koryta (ryc. 7A). W celu wprowadzenia rzeki w trasę regulacyjną zaprojektowano budowę 46 ostróg siatkowo-kamiennych. Wklęsłe brzegi planowano wzmocnić za pomocą opasek brzegowych. Projekt wykonano. Naturalne, roztokowe koryto zostało wyprostowane i skrócone (ryc. 7A). Powierzchnia koryta wielkiej wody zmalała aż 2,4-krotnie. Efektem takiej regulacji było zwiększenie spadku dna i energii przepływu wody. Spowodowało to intensywne rozcinanie koryta. Oprócz erozji wgłębnej, efektywnie działała też erozja boczna. 16 lat po wykonaniu regulacji, w roku 1977, koryto było znacznie pogłębione i poszerzone. Znow był typu roztokowego. Sytuacji tej postanowiono wtedy przeciwdziałać – powstał projekt regulacji za pomocą stopni, obejmujący odcinek zapory przeciwrumowiskowej „E” w Niedźwiedziu do ujścia Porębianki do Mszanki. Projektu tego nigdy jednak nie wykonano. Ponowną próbę uregulowania koryta Porębianki w dolnym biegu podjęto dopiero w roku 2003. Stopień przeobrażenia koryta był już wtedy bardzo duży. Trwająca od lat 60. intensywna erozja nasiliła się jeszcze podczas powodzi w latach 1997 i 2001. Koryto w roku 2003 było bardzo kręte, a gdzieś tam roztokowe, łóżysko osiągało szerokość nawet ponad 100 m (ryc. 7B). Całkowitemu zniszczeniu lub uszkodzeniu uległy budowle siatkowo-kamienne wybudowane w 1961 roku (ryc. 7B). Po zniszczeniu budowli regulacyjnych, koryto w wielu miejscach „powróciło” w swą starą trasę (ryc. 7A, B). Oczywiście całkowity powrót do stanu sprzed regulacji nie był możliwy: koryto było już znacznie pogłębione, a na tereny bezpośrednio do niego przyległe wkroczył las łęgowy. Nowy projekt regulacji z 2003 roku zakładał ponowne wytworzenie trasy regulacyjnej (o szerokości 28 m) i redukcję spadku z 12‰ do 5,5‰ za pomocą 25 stopni-bystrzy o wysokości 0,99 m (ryc. 7B). Bystrza te miały być budowane w odcinku od 11,7 do 15,0 kilometra biegu rzeki. Projekt był realizowany w latach 2003/2004. Trasę nowego koryta przekopano spychaczem. Mało nachylone brzegi o wysokości 1–2 m pozostawiono nie ubezpieczone, a jedynie wklęsły lewy brzeg, przebiegający w niedużej odległości od drogi, umocniono narzutem kamiennym (ryc. 7C). Bystrza budowano od dołu w górę rzeki. Z powodów finansowych przedsięwzięcie



Ryc. 7. Wpływ regulacji odcinka koryta Porębianki na jego wykształcenie: A – wykształcenie koryta w 1961 r. i projekt regulacji za pomocą ostróg siatkowo-kamiennych, B – wykształcenie koryta w 2003 r. i projekt regulacji za pomocą systemu bystrzy, C – wykształcenie koryta w 2004 r.

The influence of channel reach training of the Porębianka River on its morphology: A – the channel reach morphology in 1961 and a design of training with netted-rock groyne, B – the channel reach morphology in 2003 and a design of training with rapid structures, C – the channel reach morphology in 2004

zostało przerwane. Wybudowano jedynie 18 bystrzy, z których ostatnie występuje w 12,5 kilometrze biegu rzeki. Powyżej niego koryto jest nadal dzikie, zmienia swój przebieg po większych wezbraniach. Po tegorocznym (2004) letnim wezbraniu rzeka na odcinku ok. 170 m powyżej ostatniego bystrza przesunęła się o ok. 60 m w kierunku wschodnim. Ponieważ w odcinku nie uregulowanym spadek nie został zmniejszony, rzeka transportuje tu duże ilości rumowiska, które odkłada w odcinku uregulowanym. Zarówno na przelewach bystrzy, jak również w korycie między nimi, usypanych jest dużo łach o długości od 4 m do 90 m (ryc. 7C). Im dalej w górę rzeki, tym łachy są większe. W pobliżu ostatniego bystrza akumulacja jest więc najbardziej intensywna. Tu również efektywna jest erozja boczna (ryc. 7C).

Przytoczone przykłady regulacji koryta Mszanki i Porębianki pokazują, że wadliwie przeprowadzona regulacja stopniowo przestaje spełniać funkcje. Proces ten zostaje bardzo przyspieszony podczas dużych wezbrań. Koryta zostają wtedy przeobrażone w stopniu nieodwracalnym, a budowle regulacyjne są niszczone. W korycie Mszanki wada regulacji wynikała z pozostawienia bardzo dużego spadku poniżej zapory. Konsekwencją było intensywne pogłębianie pierwotnie aluwialnego koryta, które rozcięte zostało do litego podłoża. Efektywność erozji wgłębnej w litej skale jest jednak ograniczona. Obecnie w korycie w tym odcinku występują przejawy depozycji, czego świadectwem są nieliczne łachy. W ciągu kilkudziesięciu lat nastąpiła tu zmiana funkcji koryta najpierw z redepozycyjnej na erozyjną, a następnie na erozyjno-redepozycyjną (ryc. 2). W odcinku tym zachodzi więc prawdopodobnie powolny powrót tendencji modelowania koryta sprzed jego regulacji.

Wyraźniejszy i szybszy jest powrót do naturalnych tendencji w wybranym odcinku koryta Porębianki. Dokonywał się on po każdej próbie wytworzenia w tym miejscu jednodzielnego, wąskiego, krętego koryta. Po regulacji za pomocą ostróg rzeka najpierw rozcinała podłoże, a potem zaczęła dominować erozja boczna i akumulacja. Po ostatniej regulacji za pomocą sztucznych bystrzy zmniejszono spadek koryta, więc rzeka nie wcina się w podłoże. Płynie ona jednak w niedostosowanym do swojej energii korycie, więc podcina brzegi i odkłada rumowisko – jak przed regulacją. Na taki przebieg procesów istotny wpływ ma niedokończenie regulacji. Rzeka dąży do wyrównania swojego profilu podłużnego, dlatego eroduje w odcinku nieuregulowanym (bo tam wciąż spadek jest bardzo duży) i deponuje materiał w odcinku poniżej, zasypując bystrza. Koryto pełni funkcję redepozycyjno-erozyjną powyżej ostatniego sztucznego bystrza i redepozycyjną poniżej niego (ryc. 2).

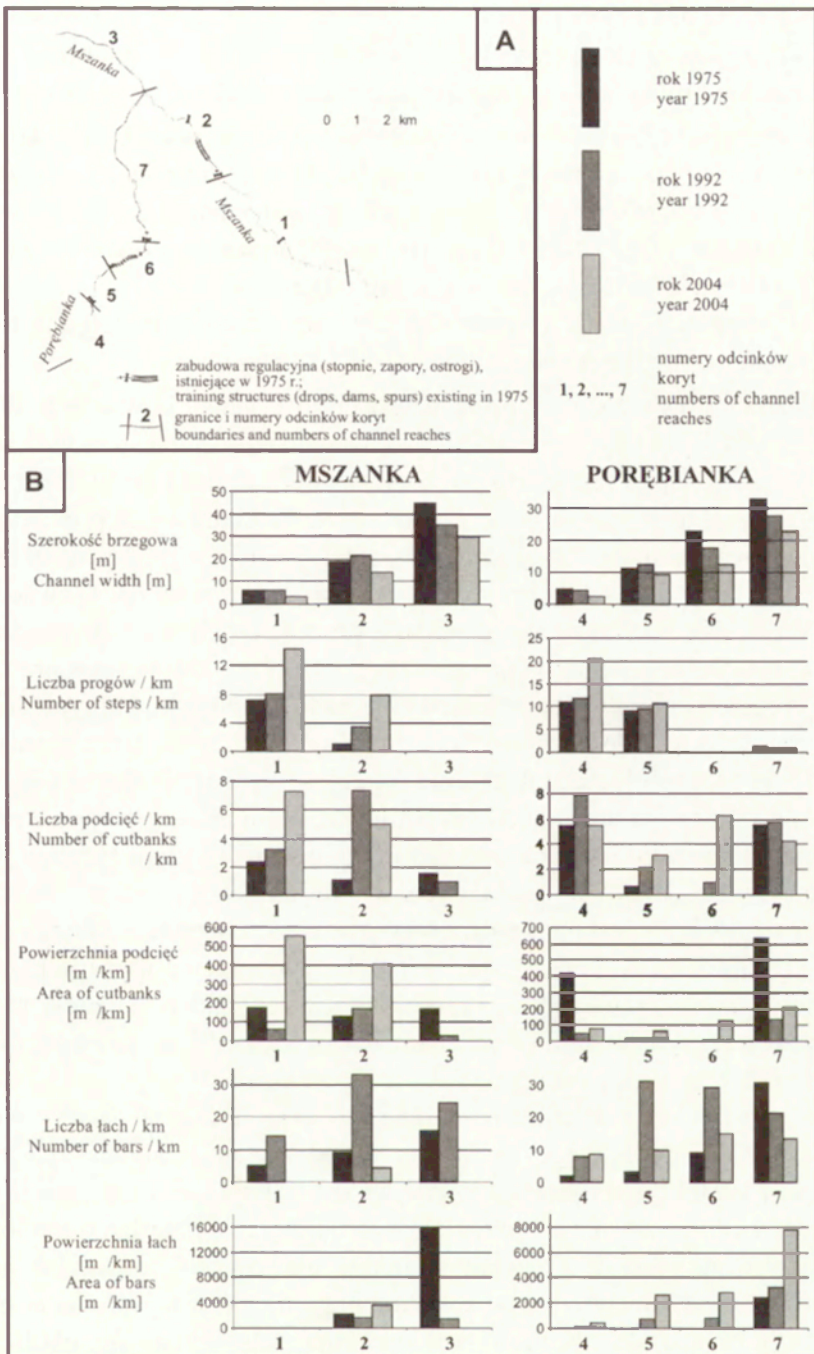
WPLYW REGULACJI NA FUNKCJONOWANIE CAŁYCH SYSTEMÓW KORYTOWYCH

Regulacje przeprowadzone w danym odcinku koryta rzeki zmieniają jego morfologię nie tylko w tym odcinku, ale również na znacznej długości koryta poniżej i powyżej niego. Na skutek regulacji przeobrażane są więc całe systemy korytowe. Niezwykle trudne jest rozróżnienie zmian w korycie, spowodowanych wyłącznie na skutek jego regulacji od zmian wywołanych innymi czynnikami. Zmiany wykształcenia i funkcjonowania koryt Mszanki i Porębianki są w ostatnich kilkudziesięciu latach bardzo duże. Prześledzenie ich jest możliwe dzięki badaniom odcinków tych koryt w latach 1975, 1992 i 2004 (Krzemień 1984; Komędera 1993). Odcinki te (nr 1–3 w korycie Mszanki i nr 4–7 w korycie Porębianki) przez cały okres badań wykazywały odmienną w wykształceniu i sposobie modelowania, co w dużej mierze było wynikiem zastosowanych w nich różnych rodzajów regulacji (ryc. 8A). Koryta w górnych biegach obu rzek są stabilne i nie ulegały w ciągu dziesięcioleci istotnym zmianom, toteż nie były badane (ryc. 8A).

W ciągu ostatnich 29 lat zmniejszała się szerokość koryt Mszanki i Porębianki na całej ich długości. W większości odcinków koryt wzrastała liczba progów skalnych, z wyjątkiem odcinków uregulowanych za pomocą stopni (odcinki nr 3, 6, ryc. 5, 8B).

Liczba podcięć erozyjnych wzrastała w okresie badawczym w większości odcinków (ryc. 8B). W dużej mierze przyczyniała się do tego eksploatacja rumowiska korytowego za pomocą koparek, prowadzona głównie przez ludność miejscową na potrzeby budownictwa. Wskutek niej następowała likwidacja obrukowania dna koryta i jego pogłębianie. Wzmoczony proces erozji modelował dno i brzegi koryta nie tylko w odcinkach eksploatowanych, ale również poniżej nich. Eksploatacja była prowadzona na dużą skalę do lat 90. Podczas badań w 1992 r. zaobserwowano szczególnie dużo jej skutków w postaci dużej liczby podcięć erozyjnych, głównie w odcinku nr 2 (Komędera 1993). Liczba podcięć zmniejszała się w danym odcinku koryta po jego uregulowaniu (odcinki 3, 7) (ryc. 5). Natomiast powierzchnia podcięć w większości odcinków wzrastała w ciągu 29 lat. Duży wpływ miał na to wzrost parametru wysokości podcięć, związany z ciągłym pogłębianiem obu koryt.

Największą liczbę łach w obu korytach zanotowano w 1992 roku, przy czym ich powierzchnia była niewielka (ryc. 8B). Przyczyny tego są prawdopodobnie różne. Główną przyczyną były prawdopodobnie regulacje polegające na uformowaniu jednego, szerokiego koryta i zmniejszeniu jego



Ryc. 8. Charakterystyka odcinków koryt Mszanki i Porębianki w latach: 1975, 1992 i 2004: A – odcinki koryt; B – cechy morfometryczne koryt

Characterization of channel reaches of Mszanka and Porębianka Rivers in 1975, 1992 and 2004: A – channel reaches, B – morphometrical features of channels

spadku za pomocą stopni. Rzeka, nie wykorzystując całej szerokości koryta, usypywała małe brzeżne łąchy (Komędera 1993). W 2004 roku łąch jest znacznie mniej, ale są one przeważnie dużo większe (ryc. 8B).

W krótkim czasie po przeprowadzeniu prac regulacyjnych, koryto w danym odcinku charakteryzuje zazwyczaj brak łąch i podcięć. Przykładem tego są odcinki nr 6 i 3, które uregulowano odpowiednio w 1974 roku i w latach 2003–2004 (ryc. 8B, 5). Po pewnym czasie formy te, w uregulowanym odcinku, powstają. Początkowo są one przeważnie niewielkich rozmiarów, ale jest ich dużo. Potem liczba bezwzględna form maleje, ale rośnie ich powierzchnia.

Badania prowadzone w korytach Mszanki i Porębianki w latach 1975, 1992 i 2004 wykazały, że koryta te były i są modelowane w podobny sposób. Coraz mniejsza jest szerokość koryt, na ogół wzrasta liczba form erozyjnych i maleje liczba form akumulacyjnych. W ciągu 29 lat procentowy udział koryta skalnego lub skalno-aluwialnego wzrósł z 39,6% (w 1975 r.) do 66,9% (w 2004 r.) w korycie Mszanki oraz z 51,7% do 68,9% w korycie Porębianki. Świadczy to o dominacji procesu erozji w przekształcaniu obu koryt. Ogromny wpływ na strukturę i dynamikę koryta wywiera stan jego uregulowania. Koryto przegrodzone budowlą poprzeczną typu zapora przeciwrumowiskowa, podzielone zostaje na 2 odcinki, które z czasem różnią się znacznie wykształceniem i funkcjonowaniem. Podobną rolę odgrywają w rozwoju koryt budowle podłużne, które przyczyniają się przeważnie do wzrostu erozji na odcinku uregulowanym i poniżej niego. Powyżej zapór i budowli podłużnych w korycie występuje przeważnie tendencja do deponowania i redeponowania. Każda regulacja zaburza profil podłużny koryta. Rzeka „dąży” więc do wytworzenia nowego profilu równowagi. Na odcinkach, w których zwiększony został spadek, rzeka najpierw intensywnie eroduje dno. Gdy dotnie się podłoża skalnego, możliwość dalszego pogłębiania jest zwykle ograniczona. Wtedy energia skierowana zostaje na podcinanie brzegów i poszerzanie koryta. W wyrównywaniu profilu podłużnego udział ma też akumulacja, ale na znacznie mniejszą skalę. Przyczyny upatrywać można w braku dostatecznej ilości rumowiska. Jego dostawa z brzegów jest współcześnie bardzo ograniczona, gdyż wiele stoków, a nawet poziomów zalewowych, porasta las. Jednocześnie wciąż obecny jest w korytach prawnie zakazany proceder eksploatacji rumowiska. Rumowisko pobierają dziś wyłącznie okoliczni mieszkańcy na własne potrzeby. Nierzadki jest w korytach widok koparek. Wszystkie większe łąchy są albo całkiem rozkopane, albo pozbawione rumowiska o największych frakcjach i tym samym nie obrukowane.

WNIOSKI

Koryto jest systemem złożonym z subsystemów różnie wykształconych i funkcjonujących odcinków, między którymi zachodzi wymiana energii i materii. Zmiany wprowadzone w jednym odcinku koryta pociągają za sobą zmiany w innych. W korycie naturalnym subsystemy odcinków następują po sobie w sposób zgodny z naturalnymi funkcjami rzeki i nie zaburzający równowagi profilu podłużnego. Regulacje koryt powodują zaburzenie równowagi systemu korytowego. Koryto zostaje sztucznie podzielone na odcinki, które będzie cechować różny rozwój geomorfologiczny. Ograniczony zostaje swobodny przepływ energii i materii. Uzyskanie nowego profilu równowagi w tak złożonym nowym systemie korytowym jest bardzo długotrwałe i trudne.

W korycie „dążącym” do wykształcenia nowego profilu równowagi pojawia się po pewnym czasie tendencja powrotu do sposobu funkcjonowania sprzed regulacji. Oczywiście dzieje się to w obrębie nowo wykształconych brzegów, stąd całkowity powrót w stare łóżysko nie jest możliwy. Niejednokrotnie koryto jest już w takim stopniu pogłębione, że dawne poziomy zalewowe bywają przeobrażone w terasy nadzalewowe. Działanie procesów korytowych związanych z wykształcaniem nowego profilu równowagi przyczynia się przeważnie do zniszczenia zabudowy hydrotechnicznej. W takim przypadku koryto jest zazwyczaj ponownie regulowane i profil na nowo zaburzony.

W korycie górskim, o dużej energii przepływu, trudno jest przeprowadzić skuteczną regulację. Bardzo często jedna regulacja jest zastępowana przez inną. Aby regulacje były efektywniejsze, potrzebne są badania całego systemu korytowego. Konieczne jest rozpoznanie wykształcenia i funkcjonowania tego systemu nie tylko współcześnie, ale również w przeszłości. Każdy odcinek koryta pełni w nim bowiem pewną naturalną funkcję. Takie regulacje, wskutek których ta funkcja jest całkiem zmieniana, nie są skuteczne i długotrwałe.

LITERATURA

- Kamykowska M., Kaszowski L., Krzemień K., 1999, *River channel mapping instruction. Key to the river bed description*, [w:] K. Krzemień (red.), *River channels. Pattern, structure and dynamics*, Prace Geogr., Inst. Geografii UJ, 104.
- Komędera M., 1993, *Zmiany systemu korytowego Mszanki*, praca magisterska IG UJ.
- Krzemień K., 1984, *Współczesne zmiany modelowania koryt potoków w Gorcach*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr., 59.

- 2003, *The Czarny Dunajec River, Poland, as an example of human – induced development tendencies in a mountain river channel*, Landform Analysis, 4.
- Klimek K., 1983, *Erozja wgłębna dopływów Wisły na przedpolu Karpat*, [w:] Z. Kajak (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, Warszawa-Łódź.
- 1987, *Man's impact on fluvial processes in the Polish Western Carpathians*, Geogr. Ann., ser. A, 69, 1.
- Wyźga B., 1991, *Present-day downcutting of the Raba River channel (Western Carpathians, Poland) and its environmental effects*, Catena, 18.

THE CHANGES OF MOUNTAIN CHANNEL SYSTEM FUNCTIONING AS A RESULT OF CHANNEL TRAININGS

Summary

The rate and scale of the changes in the morphology and functioning of river channels have very greatly increased in the last few decades. In mountain river channels these changes refer mainly to channel downcutting, which is commonly associated with river channel training.

This paper describes the range of channel changes in selected channel reaches which have been regulated several times during the last 45 years. The effects of channel training on the entire channel systems are also presented. The research was conducted on the Mszanka and Porębianka Rivers – two mountain rivers belonging to the Raba River drainage basin, Western Carpathians.

Contemporary structure of the Mszanka and Porębianka River channels was studied in 2004 during the river channel mapping. Five types of channel reaches with different pattern and dynamics were identified: erosion reaches, erosion/re-deposition reaches, re-deposition/erosion reaches, re-deposition reaches and transportation reaches. Erosion reaches constitute the largest part in the entire channel lengths. Channel incision is the leading process in the channels. Particularly intensive channel incision has been observed since 1960, when the systematic channel training began. This is reflected in the minimum annual water stages at the Mszana Dolna gauging station.

Morphological effects of channel training were investigated on the examples of two channel reaches. In order to identify the changes occurring in these reaches after each engineering work, the archive material from Cracow's Regional Water Management Authority was studied.

In 1961 in the investigated alluvial channel reach of the Mszanka, a bedload trap dam was erected. This resulted in intensive channel downcutting downstream from this structure. In six years time, the channel reach function changed from accumulation into erosion. In order to reduce significant channel slope and to prevent further channel deepening, two concrete steps were built in the channel reach. However, these measures proved ineffective and alluvial channel bed degradation continued until bedrock was exposed. Presently, there are a few bars in this reach, which are the evidence of the initial deposition.

The lower, braided channel reach of the Porębianka River was initially trained with netted-rock groynes in 1961. The channel pattern was altered from braided to single-thread, the channel was straightened and narrowed. This greatly increased channel slope and flow energy resulting in rapid channel incision. By 2003 this channel reach had undergone a dramatic change: in the incised channel lateral migration and local braiding tendency were observed. The training structures built in 1961 were damaged. In 2003/2004 this channel reach was regulated again. The steps were erected to reduce channel slope. Few months later, numerous bars have formed between the new steps.

These examples show that inaccurate channel training is ineffective in the long term and the trained channel reaches may have a tendency to return to their previous form.

As a result of channel trainings, entire channel systems are transformed. The channel systems of the Mszanka and Porębianka Rivers were investigated in 1975, 1992 and 2004. The comparison of findings reveals that both channels have developed similarly for 29 years. Channel width and number of alluvial features have decreased, while number of erosion features have increased significantly. Channel incision has been the main process transforming these channels.

Channels are the systems consisting of subsystems of differently formed and functioning reaches, between which the flux of energy and matter takes place. Channel trainings distort the equilibrium of channel system. A channel becomes divided into artificial reaches, which will later follow different evolution patterns. Natural flux of energy and matter becomes limited.

Trainings of mountain rivers are especially difficult. To realize effective channel reach training, the research of the entire channel system is necessary.

Adres autora:

*Joanna Kościelniak
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ
ul. Grodzka 64, 31-044, Kraków*

E-mail: j.koscielniak@geo.uj.edu.pl

Władysław Lange, Wojciech Maślanka

WSPÓŁCZESNE PRZEMIANY WYBRANYCH JEZIOR POMORZA

WPROWADZENIE

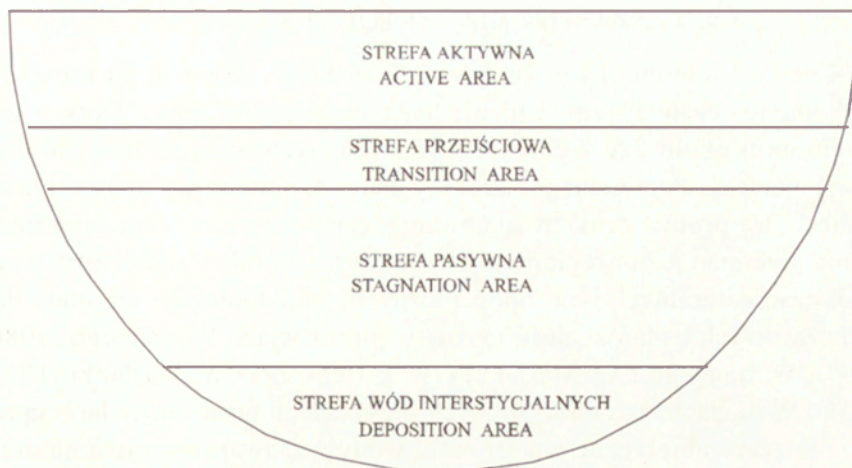
Jeziora wyróżniają się spośród innych obiektów środowiska geograficznego szczególnie wysoką zdolnością do akumulowania energii i masy. Dodatni bilans wymiany obu tych strumieni nadaje zbiornikom nadwyżkowy potencjał, stymulujący cały zespół specyficznych zjawisk i procesów. Ze względu na permanentne zachwianie stanu fizycznej równowagi, jeziora podlegają stopniowej ekwifinalnej transformacji, kończącej się ostatecznym ich zanikiem. W skali geologicznej jeziora, których czas występowania liczony jest zwykle w tysiącach lat, należą więc do najmniej trwałych historycznie elementów krajobrazu (Lange 1986). Przyjmuje się, że podczas holocenu uległo na obszarze Polski całkowitemu zanikowi około 2/3 początkowego stanu jezior (Kalinowska 1961).

Kierunki, jak i tempo naturalnych przemian poszczególnych jezior, są znacząco zróżnicowane, głównie w zależności od regionalnych uwarunkowań klimatycznych i hydrologicznych, a także indywidualnych predyspozycji morfometrycznych niecek (Churski 1988). Na początku holocenu, pod wpływem wytapiania się zagrzebanych w podłożu brył martwego lodu, w wielu jeziorach nastąpiło istotne powiększenie rozmiarów ich niecek. Późniejsze przemiany wykazywały już jednak ogólnie regresywny charakter, przejawiający się tak ubytkami zasobów wodnych, związanymi z rozwojem sieci odwadniającej, jak i zmniejszaniem pojemności niecek na skutek ich zarastania oraz zasypywania osadami dennymi (Starkel 1977). Pewne zakłócenia w sekwencji przemian zbiorników, odzwierciedlone zmiennymi poziomami zwierciadła wody, powodowane były okresowymi wahaniami klimatu, a zwłaszcza warunków opadowych i ewaporacyjnych. Istotne zróżnicowanie zaawansowania przemian jezior, często usytuowanych blisko siebie i w podobnych warunkach środowiska geograficznego, świadczy niewątpliwie o zasadniczej roli uwarunkowań lokalnych.

Współczesne kierunki i tempo transformacji wielu jezior są ponadto w znacznym stopniu zdeterminowane antropopresją, zwiększającą na ogół fizyczną nierównowagę systemów, a w konsekwencji przyspieszającą ich ostateczny zanik. W tej sytuacji jednym z kluczowych problemów badawczych limnologii staje się obecnie ocena naturalnych i antropogenicznych uwarunkowań współczesnych przemian jezior na tle poziomu ich tolerancji oraz możliwości powstrzymania rozwoju procesów degradacyjnych. Złożoność przyczyn oraz przejawów współczesnej transformacji systemów limnicznych sprawia, że nie dopracowano się dotychczas w pełni uniwersalnych modeli tego procesu. Podejmowane próby dotyczyły, bądź oceny nasilenia wybranego procesu, najczęściej eutrofizacji (Carlson 1977; Vollenweider 1976), bądź wzajemnego zróżnicowania środowisk wodnych wybranych jezior w skali regionu (Bajkiewicz-Grabowska 2002; Kudelska i in., 1992). Efektem takich prac są liczne koncepcje klasyfikacji i typologii limnologicznych, uwzględniające bardziej lub mniej syntetyczne kryteria oceny zróżnicowania zbiorników. Praktyczna stosowność większości z nich jest jednak stosunkowo ograniczona na ogół do analiz regionalnych (Gołębiewski, Lange 1975). Uzyskanie istotnego postępu w badaniach współczesnych przemian jezior wymaga z pewnością kompleksowego rozpoznania, na wielu przykładach, roli zarówno naturalnych cech limnologicznych zbiorników jak naturalnych i antropogenicznych warunków środowiska geograficznego ich zlewni. Jednocześnie niezbędne staje się ściśle zdefiniowanie pojęcia systemu limnicznego tak w ujęciu przyrodniczym jak i historycznym.

Traktując środowisko wodne zbiornika jako wyodrębniający się z otoczenia ośrodek, o swoistych właściwościach, kształtowanych przez zespół współwystępujących czynników i procesów zachodzących w ograniczonej przestrzeni i czasie, jezioro wydaje się niemal wzorcowym przykładem terytorialnego systemu przyrodniczego (Bertalanffy 1984). Ponadto typowe dla większości jezior wewnętrzne zróżnicowanie biotycznych i abiotycznych właściwości wody stwarza możliwość wyodrębnienia elementów struktury tego systemu. Przy zastosowaniu ujęcia systemowego zasadnicze cechy jezior wyrazić można syntetycznym, deterministycznym lub stochastycznym opisem zachodzących w ich przestrzeni zjawisk i procesów.

Wyidealizowany schemat wewnętrznej struktury i warunków funkcjonowania systemów limnicznych przedstawia rycina 1. Wyróżniono w nim cztery zasadnicze strefy, zróżnicowane pod względem właściwości środowiska wodnego oraz warunków rozwoju zjawisk i procesów transformacyjnych. Najbardziej otwarta na presję otoczenia jest przypowierzchniowa strefa aktywna, pokrywająca się w zasadzie z epilimnionem. Pozostając



Ryc. 1. Schemat wewnętrznej struktury systemu limnicznego

Organization chart of limnological system

pod bezpośrednim oddziaływaniem absorbowanych przez powierzchnię czynną zewnętrznych strumieni energii i masy kształtuje ona ogólny poziom nasilenia procesów transformacyjnych, a zwłaszcza produkcję materii organicznej. Pod nią zalega zwykle kilkumetrowa strefa przejściowa metalimnionu, wyróżniająca się wysokimi gradientami temperatury i gęstości wody, której funkcja sprowadza się do tłumienia dalszego przepływu strumieni energii i masy. Trzecim elementem struktury jest najbardziej izolowana strefa pasywna, odpowiadająca warstwie hypolimnionu, w której zachodzą główne reakcje związane z rozkładem materii organicznej. Najbardziej specyficznymi właściwościami wyróżnia się, pozostająca pod bezpośrednim wpływem osadów dennych, strefa wód interstycjalnych, której funkcja przyrodnicza polega przede wszystkim na akumulacji rozpuszczonej allochtonicznej i autochtonicznej materii.

Traktując jezioro jako terytorialny system przyrodniczy, ocenę zaawansowania jego naturalnych i antropogenicznych przemian sprowadzić można do analizy wykształcenia elementów struktury wewnętrznej. Wyznacza ona bowiem nie tylko ogólne predyspozycje w zakresie rozwoju procesów transformacyjnych lecz także, po uwzględnieniu jakościowych charakterystyk, ich zaawansowanie oraz kierunek dalszych przekształceń. Przyjmując również, że miary oparte na analizie wewnętrznej struktury, określając warunki funkcjonowania systemu, umożliwiać też powinny ocenę zakresu jego naturalnej tolerancji wobec presji otoczenia.

ZAŁOŻENIA METODYCZNE

Katedra Limnologii Uniwersytetu Gdańskiego od wielu lat prowadzi stacjonarne i ekspedycyjne badania licznych zespołów jezior. Dotychczas objęto nimi około 220 wybranych, różnorodnych przyrodniczo zbiorników Pojezierza Pomorskiego. Zebrany materiał pomiarowy upoważnia do podjęcia się próby oceny zróżnicowania współczesnego stanu zaawansowania przemian jezior regionu, z uwzględnieniem roli zasadniczych warunków naturalnych i antropogenicznych. Najistotniejsze rezultaty dotychczasowych badań znaleźć można w publikacjach W. Langego (1986, 1997), W. Langego i W. Maślanki (1996, 1999) oraz W. Maślanki (1997, 2001). W pracach tych na wybranych przykładach jezior omawiane są relacje wiążące abiotyczne właściwości wody z zaawansowaniem naturalnych i antropogenicznych przemian zbiorników.

Zasadniczym celem niniejszego opracowania jest syntetyczna ocena współzależności pomiędzy kierunkami i nasileniem procesów transformacyjnych wybranych jezior a stopniem wykształcenia ich wewnętrznej struktury oraz poziomem tolerancji na presję otoczenia. Do analizy wytypowano 10 jezior Pomorza, które w świetle wyników wcześniejszego rozpoznania wykazują charakterystyczne, w skali regionu, zróżnicowanie stadiów współczesnego zaawansowania przemian, czytelnie nawiązujące do lokalnych warunków środowiska geograficznego.

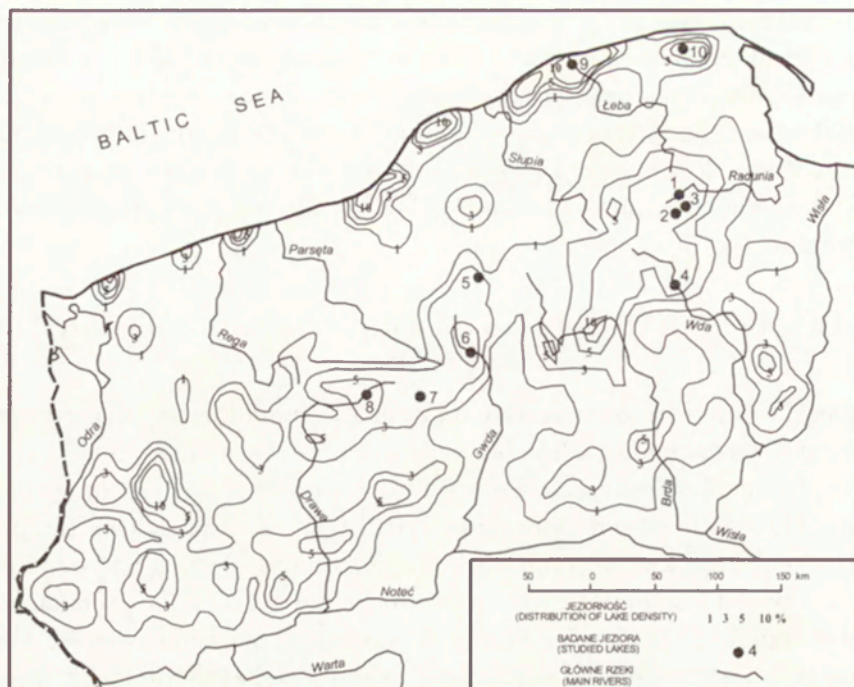
Będąca przedmiotem analizy wewnętrzna struktura wybranych systemów limnicznych, rozpoznana została na podstawie interpretacji pionowych rozkładów podstawowych charakterystyk jakościowych wody w warunkach stagnacji letniej. Wykorzystana dokumentacja pomiarowa pochodzi z lat 1998–2002 i dotyczy porównywalnych warunków meteorologicznych i hydrologicznych. Wykonywane z łodzi, w odstępach co 1 m głębokości, wzdłuż maksymalnie pionów, pomiary obejmowały rozkłady: temperatury i przewodności elektrolitycznej (sonda LF 197), zawartości tlenu (sonda OXI 197), odczynu pH i potencjału Eh (sonda pH 197), oświetlenia (LI COR) oraz koncentracji chlorofilu a (fluorymetr HB 176). Dla celów porównawczych z danymi archiwalnymi, często nadal cytowanymi w literaturze, wyznaczano również przezroczystość wody poprzez obserwację widzialności krążka Secchiego. Ponadto każdorazowo pobierano również próby wody przypowierzchniowej i przydennej (czerpakiem głębinowym) do chemicznych analiz laboratoryjnych. Ich zakres uwzględniał elementy podstawowej struktury jonowej oraz główne formy rozpuszczonych w wodzie nutrientów (PO_4 , NO_3 , NH_3).

W trakcie badań terenowych wykonywano również patrolowe pomiary objętości przepływu na profilach ujściowych cieków zasilających badane zbiorniki, pobierając także próby wody do analiz zawartości nutrientów. Kilkukrotne serie tych pomiarów hydrometrycznych stanowiły uzupełnienie dostępnej dokumentacji IMGW, co pozwoliło na oszacowanie warunków zasilania jezior oraz wielkości ładunków doprowadzanych ze zlewni nutrientów.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA PRZYRODNICZA BADANYCH JEZIOR

Obszar Pomorza, ograniczony od południa Pradolina Toruńsko-Eberswaldzką, od zachodu Doliną Dolnej Odry a od wschodu Doliną Dolnej Wisły, jest najliczniejszym w Polsce zgrupowaniem jezior. Obejmuje ono około 4130 naturalnych zbiorników większych od 1 ha. Ich łączna powierzchnia 1153 km² kształtuje średnią jeziorność obszaru na poziomie 2,4%, a więc nieco mniejszym niż na Pojezierzu Mazurskim, grupującym jednak mniej jezior. Jeziora Pomorza akumulują ogółem około 7,2 km³ wody (Choiński 1995), co odpowiada wartości wskaźnika retencji rzędu 150 mm, a zatem zbliżonej do przeciętnej, regionalnej wartości rocznego wskaźnika odpływu. Czyni to z jezior Pomorza nie tylko najbardziej charakterystyczne dla krajobrazu obiekty, lecz również kluczowe elementy kształtowania cyrkulacji wody.

W ogólnie nierównomiernym rozkładzie przestrzennym rozmieszczenia jezior na obszarze Pomorza czytelnie wyróżnia się strefa wysoczyzn morenowych, związanych z pomorskim stadium postępu lodolodu. W rejonie tym występują główne skupiska największych zbiorników rynnowych, co powoduje np. w okolicach Czaplinka, Szczecinka, Bytowa i Kartuz lokalne wzrosty jeziorności do ponad 5% (ryc. 2). Usytuowane, w dnach głęboko wciętych rynien subglacialnych, niecki tych jezior, drenując lokalne i regionalne struktury hydrogeologiczne tworzą charakterystyczne kaskadowe ciągi, alimentujące egzoreiczne systemy hydrograficzne. Jeziora morenowe a także wytopiskowe, spotykane zarówno na powierzchniach wysoczyzn morenowych jak i na sandrach, osiągają zwykle mniejsze rozmiary, co wiązać można tak z warunkami ich powstawania jak i bardziej zaawansowanym zanikiem. Zbiorniki te zasilane są w przewodzie powierzchniowo, często poprzez lokalne systemy endoreiczne, pełniąc w takich przypadkach funkcję obiektów zamykających cykl krążenia wody w zlewniach bezodpływowych. Najliczniejszą grupę naturalnych polodowcowych zbiorników stanowią „oczka” związane genetycznie z drob-



Ryc. 2. Rozmieszczenie badanych jezior na tle rozkładu jeziorności Pomorza

Distribution of studied lakes against a background of the lake density

1 – Raduńskie Grn., 2 – Zamkowisko, 3 – Czaple, 4 – Wdzydze Płd., 5 – Bobięcińskie D., 6 – Wielimie, 7 – Pile, 8 – Drawsko, 9 – Łebsko, 10 – Żarnowieckie

nymi wytopiskami. Ich powierzchnie, nie przekraczające na ogół 1 ha sprawiają, że formalnie nie są one zaliczane do kategorii jezior. O powszechności występowania oczek w krajobrazie młodoglacjalnym świadczy ich gęstość rzędu 2–5 na km² powierzchni terenu (Drwal, Lange 1985). Zbiorniki te mają też najczęściej charakter bezodpływowy i podlegają najszybszym przemianom. Odrębną grupą morfogenetyczną i terytorialną jest zespół holocenijskich jezior przybrzeżnych, odznaczający się rozległymi powierzchniami płytkich niecek oraz związanym z okresowymi intruzjami wód morskich estuariowym typem środowiska wodnego.

Naturalne i antropogeniczne warunki środowiska geograficznego Pomorza sprzyjają rozwojowi harmonijnego procesu eutrofizacji jezior. Przebiega on jednak w różnym tempie, o czym świadczy istotne współcześnie zróżnicowanie stadiów sukcesji limnologicznej poszczególnych zbiorników. Większość z nich reprezentuje jednak zaawansowane stadium eutrofii. Wiąże się to głównie z intensywną dostawą nutrientów z użytkowanych głównie rolniczo zlewni, pozbawionych na ogół sprawnych systemów oczyszczania ścieków. Naturalnym kierunkiem transformacji niektórych,

Tabela 1. Podstawowe wskaźniki morfometryczne i zlewniowe badanych jezior

Lp.	Jezioro	Pow. (ha)	Głębokość (m)		Objętość (tys. m ³)	Pow. zlewni (km ²)	Zlewnia właściwa	Wymiana wody (%)	Lesistość zlewni (%)
			maks.	śr.					
1	Raduńskie Grn	387,2	43,0	15,5	60158,7	59,28	14,31	0,38	22,9
2	Zamkowisko	7,0	17,8	7,3	513,5	0,82	10,71	-	52,4
3	Czaple	3,4	16,6	6,7	196,5	0,11	2,24	-	5,0
4	Wdzydze Płd	918,8	68,0	18,7	180100,0	493,83	52,75	0,63	59,9
5	Bobięcińskie Duże	524,6	48,0	9,1	48985,2	21,09	3,02	0,19	71,8
6	Wielimie	1754,6	5,5	2,2	40129,2	408,80	22,30	2,12	36,6
7	Pile	980,1	43,9	11,7	115171,4	190,23	18,41	0,26	44,5
8	Drawsko	1871,5	79,7	18,6	331889,4	165,4	7,84	0,16	22,5
9	Łebsko	7140,0	6,3	1,6	117521,0	1607,7	21,52	4,50	19,4
10	Żarnowieckie	1431,6	19,4	8,4	120841,5	244,8	16,1	0,45	26,8

jałowych biotycznie, zbiorników są przemiany nieharmonijne, z charakterystycznym stadium dystrofii. W warunkach współczesnych oba kierunki przemian środowiska wodnego jezior poddawane są zwykle antropogenicznym zakłóceniom, polegającym na gwałtownym przyspieszeniu tempa osiągnięcia kolejnych stadiów jak i nawet zmianie dotychczasowego kierunku transformacji (Maślanka 2001). W przypadku zbiorników podlegających naturalnym przemianom harmonijnym, deformacje antropogeniczne polegają często na szybkim osiągnięciu stanu politrofii lub hipertrofii. Często dochodzi też do dystrofizacji lub pozornej oligotrofizacji zbiorników dotychczas mezotroficznych, a nawet eutroficznych. W przypadku jezior o niskim poziomie mineralizacji wody nadmierna antropopresja skutkować może acidyfikacją środowiska wodnego, utrwalającą stan dystrofii. Znane są jednak również sytuacje jezior dystroficznych, w których zwiększony dopływ nutrientów spowodował wzbogacanie biotyczne środowiska wodnego, przejawiające się czytelną re-eutrofizacją (Lange 1997).

Wytypowana do analizy grupa 10 zbiorników jest reprezentatywna dla obszaru Pomorza zakres różnicowania morfometrycznego niecek jeziornych, a także naturalnych i antropogenicznych warunków środowiska geograficznego zlewni. Ich podstawowe charakterystyki przyrodnicze przedstawia tabela 1. Poza istotnym różnicowaniem cech morfometrycznych, omawiane jeziora różnią się warunkami hydrologicznymi oraz wielkością potencjalnej presji otoczenia, wyrażonej wartością zlewni właściwej (stosunek powierzchni zlewni do powierzchni jeziora) i jej lesistością. Przy doborze zbiorników uwzględniano także najbardziej charakterystyczne formy antropopresji, wynikające głównie ze sposobów zagospodarowania zlewni. Ustalono również, w oparciu o sformalizowany system waloryzacyjny jezior (Kudelska i in. 1992), ich naturalną podatność na antropopresję. W taki sposób wyłoniona grupa zbiorników z całą pewnością nie odzwierciedla całej złożoności warunków funkcjonowania jezior Pomorza, stwarza jednak możliwość identyfikacji najważniejszych kierunków ich współczesnych przemian. W jej skład wchodzi:

– **Jezioro Górne Raduńskie** – położone na Pojezierzu Kaszubskim, w dorzeczu Raduni, jest typowym, głębokim zbiornikiem rynnowym, zasilanym w przewodzie przez wody podziemne. Presja ze strony jego zlewni wynika głównie z rolniczego użytkowania terenu oraz rozbudowującej się bazy rekreacyjnej w strefie brzegowej. Cechy limnologiczne jeziora a także warunki przyrodnicze zlewni kształtują jego podatność na antropopresję na poziomie II kategorii.

– **Wdzydze** – największe jezioro Pojezierza Kaszubskiego położone w dorzeczu Wdy, także o genezie rynnowej i zasilaniu jednak w przewadze powierzchniowym. Mimo, że przeważająca część zlewni objęta została ochroną krajobrazową, jego północny akwen poddawany jest intensywnej antropopresji poprzez dopływ znacznych ładunków nutrientów i zanieczyszczeń przemysłowych. Cechą charakterystyczną Wdzydz jest też złożoność jego morfometrii upoważniająca do wydzielenia kilku wyraźnie wyodrębnionych akwenów o lokalnie kształtowanych warunkach przemian środowiska wodnego. Ogólna podatność Wdzydz na antropopresję odpowiada wymogom I kategorii.

– **Zamkowisko** – mały lecz stosunkowo głęboki zbiornik wytopiskowy Pojezierza Kaszubskiego, usytuowany na obszarze bezodpływowym, zaliczonym do zlewni Raduni. Niewielką powierzchniowo zlewnię pokrywają w przewadze lasy co sprawia, że podatność jeziora na antropopresję odpowiada warunkom z pogranicza I i II kategorii.

– **Czaple** – usytuowany w pobliżu Zamkowiska bardzo podobny morfometrycznie i hydrologicznie zbiornik wytopiskowy, poddawany jest jednak bardzo intensywnej antropopresji, związanej z rolniczym użytkowaniem zlewni oraz bezpośrednim sąsiedztwem nieskanalizowanej wsi. W takich warunkach podatność jeziora na antropopresję nie odpowiada nawet wymogom III kategorii.

– **Jezioro Bobięcińskie Duże** – położone w dorzeczu Wieprzy na Pojezierzu Bytowskim. Jest głębokim, słabo przepływowym zbiornikiem rynnowym, zasilanym głównie powierzchniowo przez lokalne ciekły odwadniające przeważnie zalesioną i stosunkowo niewielką zlewnię. W tak korzystnych warunkach przyrodniczych jezioro reprezentuje stadium oligotrofii, zaliczając się do grupy około 150 obecnie zbiorników lobeliowych (Nowiński, Lange 2000). Jego naturalną podatność na antropopresję określa II kategoria.

– **Wielimie** – jezioro usytuowane w dorzeczu Gwdy na obszarze Równiny Charzykowskiej. Jest przykładem dużego lecz płytkiego zbiornika morenowego, zasilanego w dominującym stopniu wodami powierzchniowymi. Dopływają do niego w znacznych ilościach ścieki komunalne, rolnicze i przemysłowe, co w zestawieniu z naturalnie bardzo wysoką podatnością na antropopresję (III kategoria) prowadzi do jego degradacji.

– **Pile** – duży rynnowy zbiornik położony w dorzeczu Gwdy na Pojezierzu Szczecińskim. Potencjalnie największe zagrożenie dla warunków funkcjonowania jeziora stanowią okoliczne bazy i poligony wojskowe. Korzystne warunki przyrodnicze sprawiają, że zbiornik wykazuje niską podatność na antropopresję (I kategoria).

– **Drawsko** – największe i najgłębsze z rozpatrywanych jezior Pojezierza Pomorskiego, położone w dorzeczu Drawy. Korzystne cechy morfometryczne tego rynnowego zbiornika wpływają na jego niską podatność na antropopresję (I kategoria), pozwalającą dotychczas na utrzymanie przyrodniczej równowagi, mimo wzrastającej presji otoczenia (ścieki komunalne z pobliskich miejscowości oraz obiektów rekreacyjnych).

– **Łebsko** – największe jezioro przybrzeżne położone na Pojezierzu Słowińskim w dorzeczu Łeby. Jego płytka niecka, determinująca polimiktyczny typ ustroju termiczno-dynamicznego, w zestawieniu z rozległą, w przewadze rolniczo użytkowaną zlewnią sprawiają, że jezioro jest bardzo podatne na antropopresję (poza kategoriami). Na specyficzne, estuariowe właściwości jego środowiska wodnego istotny wpływ wywierają okresowe wlewy wód morskich.

– **Jezioro Żarnowieckie** – położony w dorzeczu Piaśnicy, także na Pojezierzu Słowińskim, średnio głęboki zbiornik rynnowy. Jego naturalne warunki funkcjonowania uznać można za stosunkowo korzystne (II kategoria), jednak intensywna antropopresja, związana z włączeniem jeziora do systemu produkcyjnego elektrowni szczytowo pompowej, zasadniczo zmieniła pierwotne warunki funkcjonowania oraz naturalną wewnętrzną strukturę zbiornika (Lange, Okulanis 1992).

WARUNKI ZASILANIA I WYMIANY WODY

Jednym z podstawowych warunków, niezbędnych dla utrzymania względnej trwałości systemów jeziornych, jest stan równowagi pomiędzy przychodem i rozchodem wody. Różnorodność morfologiczna i przestrzenne rozmieszczenie jezior na Pomorzu sprawiają, że znajdują się one w bardzo różnych relacjach z otwartymi systemami odpływu. Ich usytuowanie w różnych wielkościowo zlewniach elementarnych, lokalnych bądź źródliskowych, ma zasadniczy wpływ na wielkość i strukturę zasilania, a pośrednio na intensywność wymiany wody. W warunkach ogólnie deficytowego klimatycznego bilansu wodnego zbiorników Pomorza, wyrażającego się przewagą rocznego wskaźnika parowania nad opadem rzędu 100 mm, dla zachowania równowagi bilansowej konieczny jest odpowiedni dopływ wody ze zlewni. W skali regionu przyjąć można, że jego wielkość pozostaje głównie funkcją powierzchni obszaru alimentacji. Tak więc zbiorniki bezodpływowe (Czaple, Zamkowisko) spotyka się z reguły w najmniejszych powierzchniowo zlewniach lokalnych. W takich warunkach jeziora te podlegają zwykle potencjalnie niewielkiej presji otoczenia, jednak nie następuje w nich z kolei korzystna

ekologicznie odnawialność zasobów. Prowadzi to do sukcesywnej kumulacji rozpuszczonej w wodzie stałej materii, w tym zanieczyszczeń. Z tego powodu jeziora bezodpływowe uważa się za najmniej odporne na oddziaływania antropopresji.

Wraz ze wzrostem powierzchni zlewni i stopnia organizacji sieci hydrograficznej w bilansie wodnym jezior wzrasta udział zasilania adwekcyjnego, skutkujący odpowiednim wymuszeniem odpływu. Na obszarze Pomorza zbiorniki, których zlewnie są od nich co najmniej 10-krotnie większe, mają już z reguły charakter przepływowy, tworząc źródłiskowe obiekty alimentacji dla regionalnych systemów egzoreicznych. Do tej kategorii zalicza się większość rozpatrywanych jezior, przy czym w strukturze ich zasilania znaczący udział miewają wody podziemne. Dotyczy to zwłaszcza głębokich zbiorników rynnowych (np. Drawsko czy Jez. Raduńskie Górne), w których udział zasilania podziemnego dominuje w strukturze przychodu (Okulanis 1982). Przy charakterystycznej dla krajobrazu młodoglacjalnego niezgodności układu struktur geologicznych z ukształtowaniem powierzchni morfologicznej, jeziora te niekiedy drenować mogą zasoby wodne spoza zlewni topograficznej. Skutkuje to zwykle wzrostem wydajności hydrologicznej zlewni oraz stabilnością zasobów, wyrażającą się niskimi, rzędu 30–40 cm, rocznymi amplitudami stanów zwierciadła wody.

Na współczesne warunki hydrologiczne jezior w istotny sposób wpływa działalność człowieka, przejawiająca się najczęściej osuszającym meliorowaniem zlewni oraz hydrotechnicznymi regulacjami odpływu. Konsekwencją tych działań są stwierdzone, m.in. w jeziorach Drawsko, Pile i Wdzydze, zmiany struktury zasilania a także podpiętrzania i swoiste, niestandardne cykle wahań zwierciadła wody. Najwięcej tego rodzaju ingerencji dotyczy Jeziora Żarnowieckiego, w którym niemal cały obieg wody jest antropogenicznie kształtowany (Lange, Okulanis 1992).

Ważną dla historycznej trwałości jezior przepływowych charakterystykę hydrologiczną stanowi współczynnik intensywności wymiany wody, określony stosunkiem rocznego odpływu do objętości zbiornika. Dla rozpatrywanej grupy jezior wartości tego parametru mieszczą się w przedziale od 0 (zbiorniki bezodpływowe Czaple i Zamkowisko) do 3,46 (Łebsko). Skrajnie duża intensywność wymiany wody jeziora Łebsko jest wyrazem jego specyficznego, aktywnego typu ustroju hydrologicznego, kształtowanego zarówno przez dopływ ze zlewni jak i sezonowe, sztormowe wlewy wód morskich. W takich warunkach roczne amplitudy poziomu zwierciadła dochodzą do 70 cm, co skutkuje wahaniami objętości rzędu 30% średniej pojemności zbiornika. Przyjmuje się, że zbiorniki o intensywności wymiany mniejszej od 1 zaliczane są do pasywnych hydrologicznie,

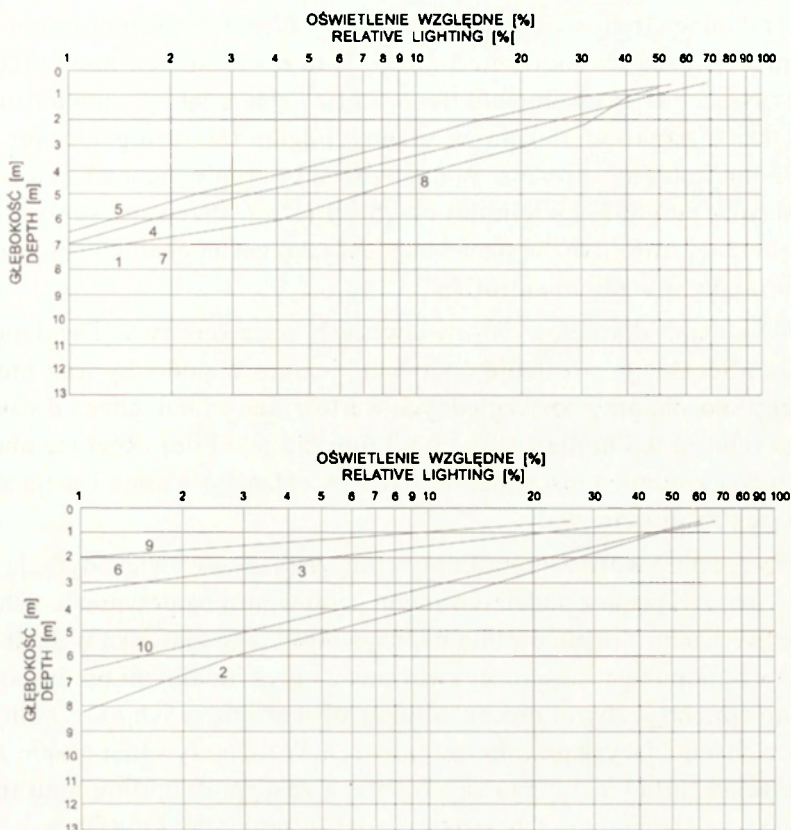
a ich środowisko wodne jako stagnujące. Warunki takie zapewniają podczas długotrwałej retencji daleko posuniętą transformację jakościową wody, związaną z pełnym rozwojem typowych dla systemów limnicznych procesów (Kajak 1979). Szybsza niż roczna intensywność wymiany wody istotnie ogranicza zdolności transformacyjne zbiorników, zapewniając im jednak większą odnawialność zasobów oraz częściowe uwalnianie z rozpuszczonych zanieczyszczeń.

Interpretując uzyskane wartości współczynnika intensywności wymiany wody należy jednak zdawać sobie sprawę z czysto teoretycznego charakteru założeń tego parametru. Nie uwzględnia on bowiem rzeczywistych warunków przepływu wody w obrębie zbiornika, który najczęściej w warunkach stratyfikacji termiczno-gęstościowej wody dotyczy jedynie przy powierzchniowej, czynnej warstwy. Głębiej utrzymuje się stagnacja, która jedynie dwukrotnie w ciągu roku, wiosną i jesienią, przerywana jest krótkotrwałymi fazami cyrkulacyjnymi. W ogólnej wymianie wody w niewielkim zatem stopniu uczestniczą zwłaszcza lokalne przegłębienia, często wyróżniające się swoistymi właściwościami, nawiązującymi do bezpośrednio podziemnego zasilania.

FIZYCZNA STRUKTURA BADANYCH JEZIOR

Wewnętrzna niejednorodność właściwości wody w obrębie systemów jeziornych jest głównie konsekwencją złożonego mechanizmu przepływu energii i masy. W warunkach większości zbiorników umiarkowanej strefy klimatycznej ujawnia się ona najwyraźniej w okresie letnim, charakteryzującym się najintensywniejszym dopływem radiacji słonecznej. Jej absorpcja przez zwierciadło wody dochodzi do 95% co sprawia, że jeziora stają się w tym czasie obiektami o szczególnie wysokim potencjale energetycznym. Jest on wykorzystywany głównie do oświetlenia i ogrzewania wody, a pośrednio do jej parowania oraz niektórych reakcji chemicznych.

Transmisja promieniowania słonecznego w wodzie zachodzi wybitnie selektywnie dla poszczególnych przedziałów widma. Najbliżej powierzchni zaabsorbowana zostaje część promieniowania w zakresie ultrafioletu i podczerwieni, głębiej przenika aktywne podczas fotosyntezy światło (PAR) o długości fali 300–700 nm. Wysoka ekstynkcja promieniowania bliskiego podczerwieni skutkuje bardzo płytkim zasięgiem bezpośredniej absorpcji ciepła. Jego dalsze przemieszczanie się w zbiorniku wiąże się już tylko z turbulencyjną cyrkulacją nagrzanych przy powierzchni cząsteczek wody. Na zasięg transmisji światła istotny wpływ wywiera gęstość optyczna ośrodka wodnego, związana głównie z koncentracją zawiesin.



Ryc. 3. Pionowe rozkłady oświetlenia względnego w wodzie badanych jezior (numeracja zgodna z tab. 1). A – jeziora głębokie, B – jeziora płytkie i średniogłębokie
 Vertical distribution of relative lighting in the water of investigated lakes (numbers according with tab. 1). A – deep lakes, B – shallow lakes

Jako obiektywny parametr warunków tej transmisji uważa się zasięg strefy świetlnej, wyrażony głębokością do której przenika 1% promieniowania zaabsorbowanego przez powierzchnię czynną. Tak określona strefa świetlna pokrywa się ze strefą eufotyczną, w obrębie której utrzymują się warunki umożliwiające fotosyntezę.

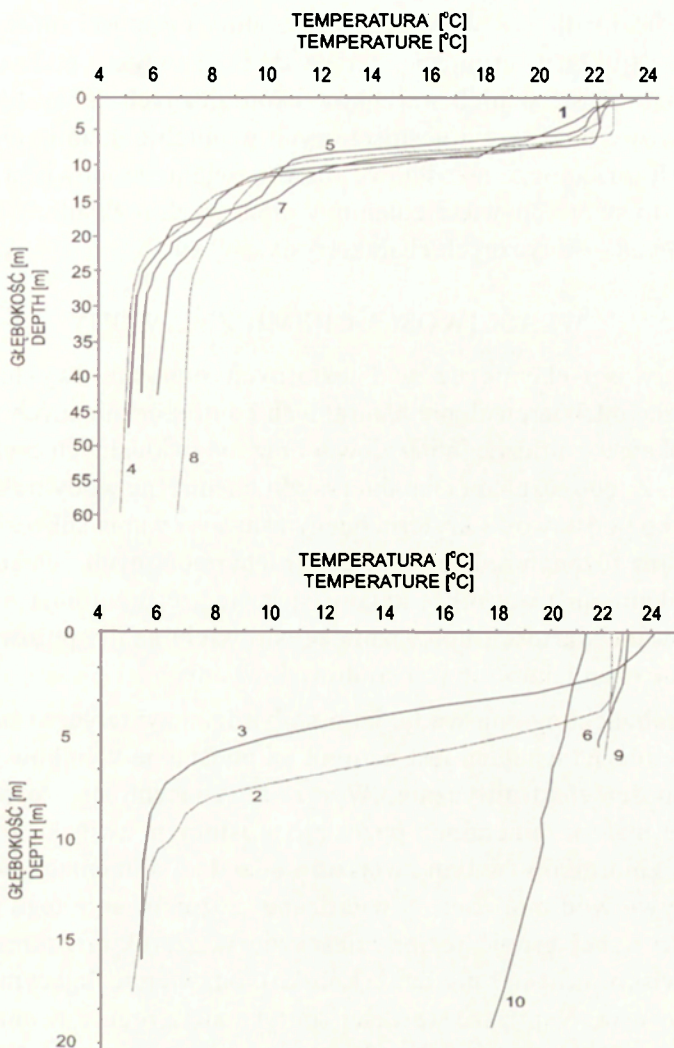
W rozpatrywanej zbiorowości jezior stwierdzone zasięgi strefy świetlnej mieszczą się w przedziale od 2 (Łebsko) do 9 m (Pile). W zróżnicowaniu tym zauważyć można czytelny związek ze stanem troficznym jezior i klasą czystości ich wody. Przedstawione na rycinie 3 pionowe rozkłady oświetlenia względnego wykazują na ogół prostoliniowe przebiegi, co świadczy o względnej gęstościowej jednorodności optycznej ośrodka. Jest ona wynikiem oddziaływania zjawisk hydrodynamicznych, rozprzodających w obrębie epilimnionu równomiernie autochtoniczną i allochtoniczną zawiesinę.

Traktując strefę świetlną jako aktywny element systemu limnicznego, pełniący ważną ekologicznie funkcję podczas produkcji pierwotnej i towarzyszącemu jej uwalnianiu tlenu, za fizyczną miarę poziomu troficznego jezior uznawać można względny udział tej trofogenicznej strefy w ogólnej objętości jezior. W analizowanej grupie stanowi ona od 23% (Wdzydze) do 80% (Wielimie) objętości jezior. Przewaga strefy trofogenicznej nad trofolityczną uznawana jest jako cecha charakterystyczna dla zbiorników w stadium eutrofii.

Wykonana dla celów porównawczych seria obserwacji widzialności krążka Secchiego różnicuje omawiane jeziora w podobny lecz nie identyczny sposób, przy bezwzględnych wartościach jednak ponad dwukrotnie niższych (od 0,8 m dla Łebska do 3,6 m dla jez. Pile). Różnice obu miar wynikają z odmienności spektralnych określanego widma i mają zwykle związek z kolorem wody.

Szczególny wpływ na strukturę termiczną jezior wywiera dyfuzja turbulencyjna, związana z oddziaływaniem pędu wiatru na przypowierzchniową warstwę wody. Zróżnicowanie intensywności tego zjawiska w skali zbiorników regionu jest zazwyczaj związana z indywidualnymi predyspozycjami morfometrycznymi niecek, a także obecnością w ich otoczeniu większych lub mniejszych przesłon terenowych. W rozpatrywanej grupie zasięgi mieszania turbulencyjnego są tożsame z zasięgami epilimnionu (ryc. 4) i mieszczą się na ogół w przedziale od 3 (Czaple) do 7 m (Drawsko), wykazując czytelny związek z rozmiarami zbiorników. Zdecydowanie odbiega od tych relacji jedynie Jezioro Żarnowieckie, w którym praca siłowni elektrowni szczytowo-pompowej doprowadziła do niemal pełnego wymieszania wody. Podobne lecz naturalne warunki braku stratyfikacji termicznej utrzymują się też w płytkich polimiktycznych jeziorach Łebsko i Wielimie. Jednorodności termicznej ich środowisk wodnych towarzyszy brak pionowych gradientów gęstości, co skutkuje pełną, całoroczną zwykle miksją i całkowitą otwartością na presję otoczenia. W takiej sytuacji zbiorniki polimiktyczne, pozbawione względnie izolowanych elementów struktury wewnętrznej, stają się szczególnie podatne na antropogeniczną degradację.

Stwierdzone zróżnicowanie zasięgów epilimnionu w obrębie omawianej zbiorowości daje podstawę do wyróżnienia, zgodnie z koncepcją P. Olszewskiego (1959) trzech typów dymiktycznego ustroju termiczno-dynamicznego: bradymiktycznego (epilimnion do 4 m), eumiktycznego (od 4 do 6 m) oraz tachymiktycznego (ponad 6 m). Podział ten dobrze odzwierciedla warunki rozwoju procesów transformacyjnych, związanych z rozległo-



Ryc. 4. Pionowe rozkłady temperatury wody (numeracja zgodna z tab. 1). A – jeziora głębokie, B – jeziora płytkie i średniogłębokie

Vertical distribution of water temperature (numbers according with tab. 1). A – deep lakes, B – shallow lakes

ścią warstwy czynnej. W przypadku zbiorników bradymiktycznych (np. Zamkowisko) procesy te zachodzą na znacznie mniejszą skalę niż w jeziorach tachymiktycznych (Drawsko). Bardziej syntetycznym wskaźnikiem podatności jezior na antropopresję jest względny udział epilimnionu w ogólnej objętości ich niecek. Parametr ten dla rozpatrywanej grupy przyjmuje wartości od 24% (Drawsko) do 100% (Wielimie, Łebsko).

Specyficzny dla wody związek temperatury i gęstości sprawia, że rozpoznanie struktury termicznej jezior stanowi zwykle podstawę oceny utrzymujących się w nich warunków ekologicznych. Z występowaniem gradientów termicznych i gęstościowych w obrębie metalimnionu wiąże się zwykle zasadnicze jakościowe rozwarstwienie środowiska wodnego. Znajduje to swoje odzwierciedlenie w pionowych rozkładach większości abiotycznych i biotycznych charakterystyk wody.

WŁAŚCIWOŚCI CHEMICZNE WODY

Właściwości chemiczne wód jeziornych stanowią zwykle czytelne, syntetyczne odzwierciedlenie naturalnych i antropogenicznych warunków środowiska geograficznego ich zlewni oraz indywidualnych cech limnologicznych. Z tego względu charakterystyki chemiczne wody traktowane są często jako podstawowe kryteria oceny zaawansowania sukcesji limnologicznej oraz różnego rodzaju przemian nieharmonijnych. Ich zdeterminowanie lokalnymi uwarunkowaniami sprawia, że przyjmują one bardzo zróżnicowane wartości, upoważniające do wielu analiz porównawczych w zakresie ocen jakościowych środowisk wodnych.

Mineralizacja ogólna wody, jako najbardziej syntetyczna charakterystyka chemiczna ustalana jest na ogół na podstawie wyników pomiarów przewodności elektrolitycznej. Wyrażając koncentrację rozpuszczonej w wodzie materii mineralnej, pozostaje w istotnym związku ze strukturą zasilania zbiorników, w tym zwłaszcza udziałem alimentacji podziemnej lub dopływu wód morskich. Stwierdzone zróżnicowanie tego parametru w rozpatrywanej grupie jezior mieści się w szerokim zakresie, od 55 (Zamkowisko) do 1463 mg dm⁻³ (Łebsko), odzwierciedlającym te ogólne prawidłowości. Najniższe wartości spotyka się z reguły w bezodpływowych zbiornikach zasilanych głównie powierzchniowo z niewielkich zlewni (tab. 2). W miarę wzrostu powierzchni alimentujących oraz funkcji drenującej niecek mineralizacja wody zwiększa się, zbliżając się do 200 mg dm⁻³ (Pile, Drawsko). Skrajnie wysoki poziom tego parametru w jeziorze Łebsko jest już natomiast przejawem specyficznego, estuariowego charakteru jego środowiska wodnego.

Pod względem podstawowej struktury jonowej wody badanych jezior wykazują stosunkowo małe zróżnicowanie, mieszczące się w zasadzie w obrębie jednolitego, najbardziej pospolitego w umiarkowanej strefie klimatycznej, typu chemicznego wód wodorowęglanowo-wapniowych. Świadczą o tym zbliżone do siebie wartości twardości ogólnej i węglanowej. Wyjątek stanowi tu jedynie jez. Łebsko, w którego wodzie jonami dominującymi są chlorki, wykazujące jednak dużą zmienność czasową oraz

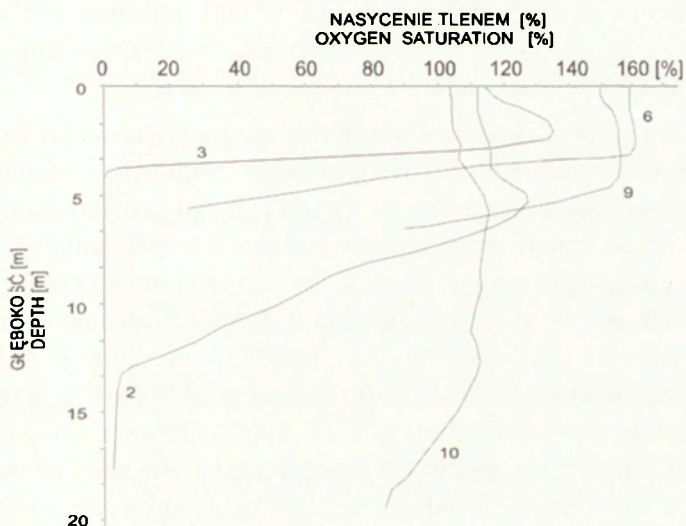
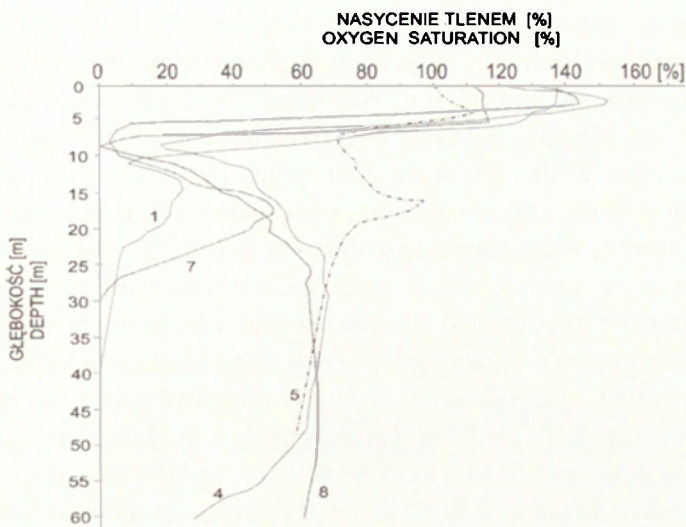
Tabela 2. Wybrane charakterystyki chemiczne wody

Lp.	Jezioro	Mineralizacja (mg/dm ³)	Twardość		pH	NO ₃	PO ₄
			ogólna	węglanowa		(mg/dm ³)	
			(mval/dm ³)				
1	Raduńskie Grn	178,2	2,50	2,10	7,95	0,30	0,05
2	Zamkowisko	55,0	0,68	0,30	7,65	0,00	0,02
3	Czaple	125,0	1,34	0,98	7,50	0,47	0,12
4	Wdzydze Płd	172,0	2,60	2,30	8,30	0,10	0,03
5	Bobięcińskie Duże	57,0	0,23	0,20	6,40	0,00	0,01
6	Wielimie	170,6	2,02	1,26	8,11	0,20	0,02
7	Pile	219,5	2,44	1,90	7,14	0,30	0,08
8	Drawsko	164,7	2,57	1,90	8,64	0,05	0,01
9	Łebsko	1463,4	9,40	3,10	9,00	0,35	0,14
10	Żarnowieckie	250,0	2,65	2,20	8,20	0,65	0,08

zróznicowanie przestrzenne. W pozostałych zbiornikach mineralizacja ogólna wody, ściśle związana z jej twardością ogólną nie wykazuje tak znacznych sezonowych ani przestrzennych różnic. Charakterystyczne są jednak lokalne, letnie spadki wartości tego parametru w wodach przypowierzchniowych niektórych jezior, wynikające z absorpcji materii mineralnej do produkcji biomasy. Dotyczy to zwłaszcza zbiorników reprezentujących zaawansowane stadium eutrofii (Czaple, Wielimie).

W stosunkowo niewielkim stopniu różnicują rozpatrywane jeziora także wartości odczynu pH wody, mieszczące się w zakresie od 7,14 (Pile) do 8,64 (Drawsko). Za obojętne lub słaboalkaliczne można zatem uznać te środowiska, w których ze względu na poziom mineralizacji wody nie ujawniają się współcześnie antropogeniczne procesy acidyfikacyjne.

Za najbardziej obiektywną, chemiczną charakterystyką zróznicowania współczesnych przemian jezior uznaje się ich letnią strukturę tlenową. Wyraża ona, na tle utrzymującej się stratyfikacji termiczno-gęstościowej wody, zarówno warunki nasilonej produkcji biomasy w warstwie trofogenicznej jak jej rozkładu w warstwie trofolitycznej. Letnie piony tlenowe rozpatrywanych zbiorników (ryc. 5) odpowiadają generalnie dwóm typom struktury: ortogradowemu charakterystycznemu dla polimiksji (Wielimie, Łebsko a także Jez. Żarnowieckie) oraz klinogradowemu dla pozostałych stratyfikowanych jezior. Cechą wspólną dla obu typów struktury jest występowanie znaczących, dochodzących do 160% (Wielimie), przesyceń tlenowych wód przypowierzchniowych, związanych z procesem fotosyntezy. Jej nasilenie pozostaje w czytelnym związku z zaawansowaniem rozwoju troficznego systemów a także zasięgiem warstwy czynnej. W strukturach klinogradowych poniżej tej warstwy uwidaczniają się deficyty tlenowe, będące konsekwencją reakcji rozkładu materii organicznej poprzez jej utlenianie. Wielkość tych deficytów jest pochodną koncentracji przemieszczającej się grawitacyjnie w kierunku dna materii, a także objętości i wyjściowego stanu natlenienia hypolimnionu. Warunki beztlenowe dotyczą więc z reguły wód przydennych, najbardziej produktywnych biologicznie lecz również zanieczyszczonych, zbiorników (Czaple). Świadczą one o zakłóceniu równowagi przyrodniczej i postępującej degradacji, której miarą staje się zainicjowanie reakcji redukcyjnych (ujemne wartości potencjału Eh), uwalniających do środowiska wodnego m.in. toksyczny siarkowodór. W klinogradowych strukturach niektórych jezior stwierdzić można lokalne deformacje, pojawiające się z reguły w warstwie metalimnionu. Polegają one najczęściej na ujemnie heterogradowych minimach natlenienia, spowodowanych rozkładem skoncentrowanych tu zawiesin. Sytuacje takie dotyczą zwłaszcza zbiorników eutroficznych



Ryc. 5. Pionowe rozkłady nacycenia tlenem wody badanych jezior (numeracja zgodna z tab. 1). A – jeziora głębokie, B – jeziora płytkie i średniogłębokie

Vertical distribution of oxygen solution in the water of investigated lakes (numbers according with tab. 1). A – deep lakes, b – shallow lakes

o jednocześnie bradymiktycznym typie ustroju termiczno-dynamicznego z wysokimi gradientami gęstości wody w obrębie termokliny.

W ocenach współczesnego zaawansowania przemian jezior szczególnie znaczenie przywiązuje się do koncentracji w wodzie różnych chemicznie form występowania azotu i fosforu. Pierwiastki te, w przypadku zbiorników śródlądowych, traktowane są jako podstawowe nutrieny, stymulujące

nasilenie produkcji organicznej. Ich zawartość w środowisku wodnym w wielu przypadkach limituje rozwój autochtonicznej biomasy, decydując o postępie procesu eutrofizacji. Podstawowym źródłem pochodzenia nutrientów jest zlewnia, z której dostarczane są one do zbiorników wraz z dopływającą wodą. Wielkość tych ładunków jest więc pochodną powierzchni zlewni, a także sposobu jej zagospodarowania i struktury użytkowania terenu. Szczególnie duże dostawy nutrientów dotyczą jezior, których obszary alimentacji są w przewadze użytkowane rolniczo. Istotne znaczenie ma w tym względzie również stan infrastruktury sanitarnej jednostek osadniczych, sprawność oczyszczalni ścieków a także naturalne zdolności retencyjne zlewni. Te ostatnie mogą być skuteczne jako absorbenty znacznych niekiedy części ogólnych ładunków migrujących nutrientów. Zdolności takie wykazują zarówno wszelkiego rodzaju zbiorniki wodne, mokradła jak i siedliska leśne. Innym źródłem dostawy nutrientów do jezior są osady denne z których okresowo, podczas faz cyrkulacyjnych, dyfundują one do środowiska wodnego. W taki sposób tworzy się niemal zamknięty cykl obiegu nutrientów w systemie limnicznym, umożliwiając wielokrotne ich wykorzystanie w produkcji biomasy.

Punktem wyjścia do oceny warunków produktywności jezior jest zwykle zawartość nutrientów w wodzie podczas cyrkulacji wiosennej, bezpośrednio przed początkiem okresu wegetacyjnego. Stwierdzane wówczas ich mało przestrzennie zróżnicowane stężenia odzwierciedlają potencjalne warunki produktywności systemów. W rozpatrywanej grupie w ośmiu zbiornikach azot występował głównie w formie azotanowej, przyjmując stężenia od 0,05 (Drawsko) do 0,65 mg NO₃ dm⁻³ (Jez. Żarnowieckie). Zawartości fosforu w postaci fosforanowej mieściły się w przedziale od 0,02 (Zamkowisko) do 0,12 mg dm⁻³ (Czaple), ogólnie nawiązując do stadium troficznego poszczególnych jezior. Podczas stagnacji letniej nutrienty zawarte w warstwie trofogenicznej podlegają absorpcji, często do całkowitego wyczerpania. Stopień tego zużycia jest z kolei miarą rzeczywistego nasilenia produkcji biomasy, a także stanu ekologicznego systemów. O jego zakłóceniach świadczą niewykorzystane ilości nutrientów, wskazujące na utratę przez nie roli limitującego produkcję organiczną czynnika. Dokonane rozpoznanie zawartości nutrientów w wodach powierzchniowych badanych jezior podczas stagnacji letniej wykazało na ogół ich brak lub śladowe jedynie stężenia. Świadczyć to może o w miarę naturalnym charakterze współczesnych, eutrofizacyjnych przemian większości tych zbiorników. Wyjątki stanowią najbardziej zdegradowane jeziora Czaple i Wielimie, w których wodzie nutrienty utrzymują się przez cały rok w ilościach przekraczających potrzeby świata organicznego.

ZAAWANSOWANIE NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH PRZEMIAN BADANYCH JEZIOR

Dokonany przegląd uwarunkowań kierunków i nasilenia współczesnej transformacji rozpatrywanych jezior Pomorza oraz ocena stanu struktury ich środowiska wodnego wskazują na utrzymywanie się czytelnych relacji odzwierciedlających rolę naturalnych i antropogenicznych czynników. Podstawą syntetycznej oceny zaawansowania przemian tych jezior może być analiza wartości parametrów określających zagrożenia degradacyjne, stadium troficzne oraz klasę czystości wody.

Poziom zagrożenia eutrofizacją wyrażany jest najczęściej poprzez porównanie rzeczywistych ładunków nutrientów, a zwłaszcza fosforu całkowitego, z wartościami dopuszczalnymi (Vollenweider 1976), wyznaczanymi według formuły:

$$L_{TP} = 20qs \left(1 + \sqrt{\frac{z}{qs}} \right)$$

gdzie: L_{TP} – roczny ładunek fosforu w $\text{mg m}^{-1} \text{rok}^{-1}$; qs – obciążenie hydrauliczne jeziora w m rok^{-1} ; z – średnia głębokość jeziora w m; 20 – koncentracja fosforu całkowitego w okresie wiosennym (mg m^{-3}), która gwarantuje utrzymanie latem niskiego poziomu trofii (ładunek dopuszczalny).

Z przedstawionego w tabeli 3 zestawienia wynika, że przekroczenie wartości dopuszczalnych dotyczy aż ośmiu jezior. Można też zauważyć, że wszystkie najbardziej zagrożone eutrofizacyjną degradacją jeziora mają słabo wykształconą (Łebsko, Wielimie) lub antropogenicznie zdeformowaną strukturę wewnętrzną (Czaple, Jez. Żarnowieckie). Niższe od dopuszczalnych rzeczywiste ładunki fosforu dotyczą z reguły zbiorników o przyrodniczo zdeterminowanej, w pełni rozbudowanej strukturze (Jez. Bobięcińskie Duże, Drawsko).

Rzeczywiste nasilenie eutrofizacji jezior obiektywnie wyraża, ustalony przez R.E. Carlsona (1977) wskaźnik trofii TSI, stanowiący średnią wartość trzech następujących wskaźników szczegółowych:

$$\text{TSI (SD)} = 10 (6 - \ln \text{SD} / \ln 2)$$

$$\text{TSI (Chl)} = 10 [6 - (2,04 - 0,68 \ln \text{Chl}) / \ln 2]$$

$$\text{TSI (TP)} = 10 [6 - \ln (48 / \text{TP}) / \ln 2]$$

gdzie: SD – zasięg widzialności krążka Secchiego w m; Chl – stężenie chlorofilu a w mg m^{-3} ; TP – stężenie fosforu całkowitego w wodzie powierzchniowej w mg m^{-3}

Tabela 3. Wskaźniki zaawansowania troficznego

Lp.	Jezioro	Ładunki fosforu (g m ⁻¹ rok ⁻¹)		Wskaźniki trofii ²				Stadium troficzne	Klasa czystości
		dopuszczalny ¹	rzeczywisty	TSI _{SD}	TSI _{TP}	TSI _{Chl}	TSI _{org}		
1	Raduńskie Grn	0,31	1,13	43,2	78,3	61,6	61,0	eutrofia	II
2	Zamkowisko	-	0,23	38,3	47,4	55,8	47,2	mez./eutr.	II
3	Czaple	-	2,65	55,2	92,3	73,9	73,8	politrofia	p.k.
4	Wdzydze Płd	0,85	2,24	53,2	70,6	58,0	60,6	mez./eutr.	II
5	Bobięcińskie Duże	0,60	0,09	44,2	47,4	48,6	46,7	mezotrofia	I
6	Wielimie	0,07	1,52	63,2	103,8	81,5	82,9	politrofia	p.k.
7	Pile	0,69	1,22	47,4	86,9	47,6	60,6	eutrofia	II
8	Drawsko	1,30	0,69	44,6	57,4	68,2	56,7	mez./eutr.	II
9	Łebsko	0,05	1,19	77,4	113,1	82,6	91,0	politrofia	III
10	Żarnowieckie	0,42	0,81	39,3	67,4	31,5	46,1	mez./eutr.	II

1) wg formuły Vollenweidera (1976)

2) wg formuły Carlsona (1977)

Uzyskane ogólne wartości TSI (tab. 3), mieszcząc się w przedziale od 46,05 (Jez. Żarnowieckie) do 91,00 (Łebsko), istotnie różnicują rozpatrywane jeziora, w zależności od współczesnego stadium ich sukcesji limnologicznej. Uznawane za odpowiadające stadium mezotrofii wartości poniżej 50 dotyczą zaledwie trzech zbiorników (Jez. Bobięcińskie Duże, Żarnowieckie i Zamkowisko) natomiast pozostałe o wartościach powyżej 55 reprezentują już formalnie stadium eutrofii o różnym jednak poziomie zaawansowania. Najwyższe wartości TSI (ponad 80), odnoszące się do Wielimia i Łebska, uznać można za wskaźniki postępującego stanu politrofii i degradacji tych zbiorników. Analiza wartości szczegółowych wskaźników TSI wskazuje, że główną przyczyną postępującej eutrofizacji niemal wszystkich rozpatrywanych jezior są nadmierne stężenia rozpuszczonego w wodzie fosforu.

Pod względem stanu czystości wody omawiane jeziora w większości przypadków odpowiadają wymogom II lub III klasy. Jako najistotniejsze elementy takiego przyporządkowania uznać należy względnie wysokie zawartości nutrientów oraz okresowe deficyty tlenowe wód głębinowych. Jedynie Jez. Bobięcińskie Duże, a także niekiedy Zamkowisko wyróżniają się wodą I klasy czystości. Najbardziej zanieczyszczone są natomiast jeziora: Wielimie, Łebsko oraz Czaple, których pozaklasowa jakość wody jest efektem zarówno niskiego poziomu ich tolerancji jak i szczególnie nasilonej antropopresji. Zbiorniki te znajdują się obecnie w stanie degradacji, której powstrzymanie wymagać będzie nie tylko odpowiednich zabiegów rekultywacyjnych lecz w pierwszym rzędzie znacznie skuteczniejszej niż dotychczas ochrony.

PODSUMOWANIE

W świetle przeprowadzonej analizy stanu ekologicznego wybranych jezior Pomorza stwierdzić można, że ich współczesne przemiany zachodzą w wielu kierunkach i z różnym nasileniem. Decydują o tym zarówno naturalne predyspozycje poszczególnych zbiorników jak i warunki środowiska geograficznego ich zlewni. Szczególnie istotną rolę pełni obecnie antropopresja, której oddziaływanie przekracza niekiedy zakres naturalnej tolerancji systemów limnicznych, co z reguły skutkuje ich degradacją.

Współczesne nasilenie antropopresji spowodowało, że stała się ona głównym stymulatorem zachodzących przemian jezior. Świadczy o tym wyraźna eutrofizacja niektórych zbiorników, zaliczanych niedawno jeszcze do typu mezotroficznego (Drawsko, Jez. Górne Raduńskie), a także częste już przejawy politrofii (Czaple, Wielimie). Intensywność tego ro-

dzaju transformacji jest jednak istotnie modyfikowana naturalnymi predispozycjami w zakresie tolerancji poszczególnych jezior.

W warunkach dużych i głębokich zbiorników, o w pełni rozbudowanej strukturze wewnętrznej, ich znaczny zakres tolerancji umożliwia stabilne funkcjonowanie nawet przy stosunkowo nasilonej antropopresji. Sytuacje takie czytelnie wyrażają warunki utrzymujące się m.in. w jeziorach Pile i Wdzydzach. Ich transformacja mieści się w obrębie warunków aktualnego, eutroficznego stadium sukcesji limnologicznej. Najbardziej zaawansowane przemiany dotyczą pozbawionych wewnętrznej struktury, płytkich polimiktycznych jezior: Wielimie i Łebsko, o których zakresie degradacji świadczy też pozaklasowy stan czystości wody. Specyficzny kierunek antropogenicznych przemian reprezentuje Jezioro Żarnowieckie, którego transformacja wiąże się bezpośrednio z wymuszonym zanikiem wewnętrznej struktury, a w konsekwencji otwartością całego środowiska na presję otoczenia. W takich warunkach nastąpiła szczególnie intensywne, zwłaszcza w początkowym okresie po uruchomieniu elektrowni szczytowo-pompowej, eutrofizacja środowiska wodnego a także zakłócenia jego bilansu wodnego, spowodowane wzrostem parowania.

Znacznie zróżnicowane pod względem nasilenia są współczesne przemiany małych, a zwłaszcza bezodpływowych jezior. Na przykładach Zamkowiska i Czapli zauważyć można, że mimo znacznego podobieństwa ich naturalnych cech limnologicznych oraz warunków przyrodniczych zlewni, reprezentują one obecnie skrajnie różne warunki ekologiczne. Silna antropopresja wywierana na jez. Czaple w krótkim czasie doprowadziła do jego nieodwracalnej degradacji, podczas gdy położone w pobliżu Zamkowisko nadal stabilnie funkcjonuje na zrównoważonym, mezotroficznym poziomie rozwoju.

Na obszarze Pomorza występuje wreszcie, reprezentowana przez Jezioro Bobięcińskie Duże, nieliczna lecz cenna przyrodniczo grupa zbiorników lobeliowych, które zachowały dotychczas swoje naturalne cechy limnologiczne, typowe dla początkowego stadium sukcesji limnologicznej. Zbiorowość ta niestety systematycznie się kurczy, mimo stosowania różnorodnych form ochrony.

Artykuł przedstawia próbę empirycznej weryfikacji stosowalności ujęcia systemowego do identyfikacji współczesnych przemian wybranych jezior Pomorza. Do analizy wytypowano grupę 10 na ogół dużych zbiorników (ryc. 2), istotnie zróżnicowanych pod względem naturalnych cech limnologicznych oraz warunków przyrodniczych zlewni (tab. 1). Jeziora te poddawane są obecnie różnym formom antropopresji, która prowadzi do widocznych zakłóceń kierunków i nasilenia ich transformacji.

W zakresie warunków wymiany energii i masy z otoczeniem rozpatrywane jeziora różnią się wielkościami absorbowanych strumieni radiacji słonecznej i pędu wiatru, a także odrębnościami struktury ich zasilania oraz intensywności wymiany wody. Uwarunkowania te determinują ogólny potencjał energetyczny systemów, a także odnawialność ich zasobów wodnych. Warunkami szczególnie sprzyjającymi nasilonej transformacji jest intensywna miksja oraz wydajne zasilanie z powierzchni zlewni.

Wewnętrzne zróżnicowanie środowiska wodnego jezior jest w głównej mierze pochodną warunków transmisji różnorodnych strumieni energii. Zasięgi przenikania promieniowania słonecznego aktywnego podczas fotosyntezy (PAR) pozostają w czytelnym związku z gęstością optyczną wody, kształtowaną głównie koncentracją organicznych zawiesin. Mieszczą się one dla rozpatrywanej grupy jezior w szerokim zakresie od 2 (Łebsko) do 9 m (Drawsko). Charakterystyczne dla warunków letniej stagnacji rozkłady oświetlenia względnego wody badanych zbiorników przedstawia rycina 3. Stwierdzone zróżnicowanie zasięgów mieszania turbulencyjnego wody (epilimnionu) daje podstawę do wyróżnienia aż czterech typów ustroju termiczno-dynamicznego. Poza charakterystycznym dla płytkich zbiorników typem polimiktycznym reprezentowane są, nawiązujące do stopnia wykształcenia stratyfikacji typy: bradymiktyczny, eumiktyczny i tachymiktyczny. Charakterystyczne, letnie rozkłady temperatury wody badanych jezior przedstawia rycina 4.

Do podstawowych w analizach porównawczych charakterystyk hydrochemicznych jezior zalicza się mineralizację ogólną oraz strukturę jonową wody. W rozpatrywanej zbiorowości zróżnicowanie mineralizacji ogólnej (tab. 3) mieści się w przedziale od 55 (Zamkowisko) do 1000 mg dm⁻³ (Łebsko), nawiązując wyraźnie do struktury alimentacji. Pod względem struktury jonowej dominują, poza jeziorem Łebsko zbiorniki reprezentujące najpowszechniejszy w klimacie umiarkowanym typ wodorowęglanowo-wapniowy. Bardziej różnorodny obraz cech środowiska wodnego badanych jezior przedstawiają natomiast pionowe rozkłady natlenienia wody (ryc. 5). Odpowiadają one zasadniczo dwóm typom struktury tlenowej: ortogradowemu w przypadku zbiorników polimiktycznych oraz klinogradowemu, charakterystycznemu dla zbiorników stratyfikowanych. Dodatkowo w wielu przypadkach wyróżnić można heterogradowe deformacje spowodowane lokalnie nasiloną fotosyntezą lub rozkładem materii organicznej.

Szczególną rolę we współczesnych przemianach jezior pełnią dostarczane ze zlewni i osadów dennych nutrieny. Występujące w różnej formie związki fosforu i azotu są głównymi stymulatorami procesu eutrofizacji. Dokonane rozpoznanie ich ładunków oraz koncentracji w jeziorach (tab. 3)

potwierdza stan ujawniających się zagrożeń degradacyjnych. W niemal połowie zbiorników rzeczywiste ładunki fosforu przekraczały, wyznaczone według formuły Vollenweidera wartości dopuszczalne, czemu towarzyszyła na ogół wzmożona eutrofizacja. Nasilenie tego procesu określono posługując się kryteriami, ustalonego przez R.E. Carlsona wskaźnika trofii (TSI).

W świetle przeprowadzonej analizy stwierdzić można, że współczesne przemiany jezior Pomorza charakteryzują się zróżnicowaniem kierunków i tempa. Znacząco wzrasta też rola antropopresji, zakłócającej dotychczasową sukcesję. Najbardziej zagrożone degradacją są zbiorniki o słabo wykształconej wewnętrznej strukturze i wysokiej produktywności organicznej. Jednocześnie spotkać jednak jeszcze można dobrze zachowane systemy limniczne jezior lobeliowych, reprezentujących nadal początkowe stadia sukcesji. Są one szczególnie cenne przyrodniczo jako obiekty funkcjonujące w warunkach ekologicznej równowagi.

LITERATURA

- BajkiewiczGrabowska E., 2002, *Obieg materii w systemach rzecznojeziornych*, Wyd. UW, Warszawa.
- Bertalaffy L., 1984, *Ogólna teoria systemów*, PWN, Warszawa.
- Carlson R.E., 1977, *A trophic state index for lakes*, *Limn. & Ocean.*, 22, s. 361–369.
- Choiński A., 1995, *Zarys limnologii fizycznej Polski*, Wyd. UAM, Poznań.
- Churski Z., 1988, *Wybrane zagadnienia dotyczące rozwoju jezior i mokradel w Polsce*, [w:] Z. Churski (red.), *Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior i mokradel w Polsce*, Wyd. UMK, Toruń, s. 9–31.
- Drwal J., Lange W., 1985, *Niektóre hydrologiczne i limnologiczne odrębności oczek*, *Zeszyty Naukowe WBGiO UG, Geografia*, 14, s. 69–84.
- Gołębiewski R., Lange W., 1975, *Stosowalność niektórych typologii limnologicznych na przykładzie jezior Pojezierza Kaszubskiego*, *Zeszyty Naukowe WBiNoZ UG, Geografia*, 5, s. 25–56.
- Jańczak J. (red.), 1996, *Atlas jezior Polski*, t. I, Wyd. IMGW, Bogucki Wyd. Nauk., Warszawa.
- 1997, *Atlas jezior Polski*, t. II, Wyd. IMGW, Bogucki Wyd. Nauk., Warszawa.
- Kajak Z., 1979, *Eutrofizacja jezior*, PWN, Warszawa.
- Kalinowska K., 1961, *Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce*, *Przegl. Geogr.*, 33, 3, s. 511–518.
- Kudelska D., Cydzik D., Soszka H., 1992, *Wytyczne monitoringu podstawowego jezior*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- Lange W., 1986, *Fizycznolimnologiczne uwarunkowania tolerancji systemów jeziornych Pomorza*, *Zeszyty Naukowe UG, Rozpr. i Mon.*, 79.
- 1997, *Abiotyczne przejawy re-eutrofizacji jeziora Wdzydze*, [w:] A. Choiński (red.), *Wpływ antropopresji na jeziora*, Wyd. UAM, Poznań, s. 86–93.

- Lange W., Maślanka W., 1996, *Struktura tlenowa wybranych jezior Pojezierza Pomorskiego*, Roczn. Fizycznogeogr. UG, I, s. 25–36.
- 1999, *Współczesne tendencje przemian jeziora Wdzydze*, Roczn. Fizycznogeogr. UG, IV, s. 57–70.
- Lange W., Okulanis E., 1992, *Hydrologiczne konsekwencje uruchomienia elektrowni szczytowo-pompowej nad Jeziorem Żarnowieckim*, Zeszyty Naukowe WBGiO UG, Geografia, 18, s. 65–78.
- Maślanka W., 1997, *Ustrój tlenowy Jeziora Górnego Raduńskiego*, [w:] A. Choiński (red.), *Wpływ antropopresji na jeziora*, Wyd. UAM, Poznań, s. 119–126.
- 2001, *Abiotyczna struktura wybranych jezior Pojezierza Pomorskiego jako podstawa oceny zaawansowania ich współczesnych przemian*, (rozprawa doktorska), Katedra Limnologii UG, Gdańsk.
- Nowiński K., Lange W., 2000, *Przyrodnicze uwarunkowania abiotycznych właściwości wody grupy jezior lobeliowych Pojezierza Bytowskiego*, [w:] K. Lossow (red.), *Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior*, Wyd. UWM, Olsztyn, s. 83–94.
- Okulanis E., 1982, *Rola jezior w kształtowaniu powierzchniowych zasobów wodnych Pojezierza Kaszubskiego*, Zesz. Nauk. UG, Rozpr. i Mon., 37.
- Olszewski P., 1959, *Stopnie nasilenia wpływu wiatru na jezioro*, Zeszyty Naukowe WSR w Olsztynie, 4.
- Starkel L., 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- Vollenweider R.A., 1976, *Advances in defining critical loading levels phosphorus in lake eutrophication*, Mem. Inst. Ital. Idrobiol., 33, s. 53–83.

PRESENT CHANGES OF SELECTED LAKES OF POMERANIA

Summary

Postglacial lakes, characteristic of young glacial landscape of Pomorze, presently undergo fast transformations hastening their disappearance. The directions and rate of these transformations vary depending on natural predisposition of individual reservoirs as well as forms and intensity of man's pressure exerted on them. The paper is an attempt at identifying the conditions and course of transformations on the example of 10 naturally varied lakes. The diagnosis of the present state of their water environment was based on an investigation of the conditions of the exchange of energy and matter with the surroundings and on an analysis of the development of internal structure. On this basis there were formulated conclusions on the role of regional and local conditions of the main directions of present transformations of the lakes of Pomorze.

Adres autorów:

*Władysław Lange, Wojciech Maślanka
Katedra Limnologii, Uniwersytetu Gdańskiego
ul. Dmowskiego 16 a, 80–264 Gdańsk,*

E-mail: geowl@univ.gda.pl

Łabuz Tomasz A., Olechnowicz Piotr

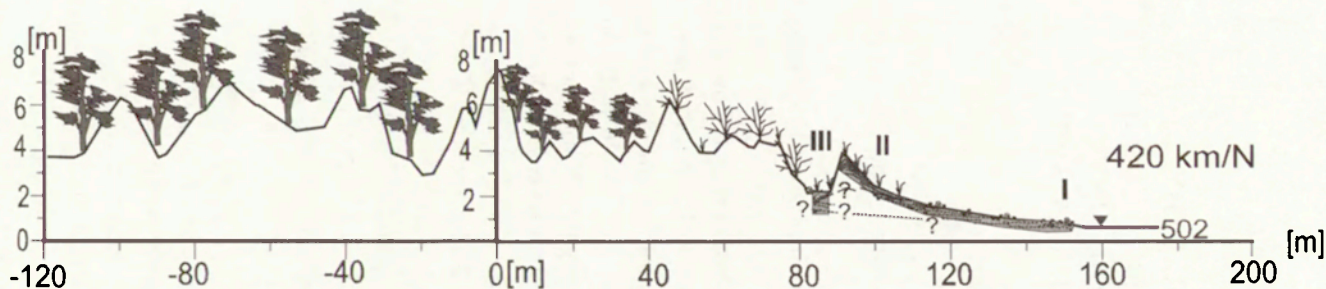
REKONSTRUKCJA ROZWOJU RZEŻBY AKUMULACYJNEGO BRZEGU WYDMOWEGO NA PODSTAWIE STRUKTUR SEDYMENTACYJNYCH – STUDIUM PRZYPADKU Z MIERZEI BRAMY ŚWINY

OBSZAR BADAŃ

Prezentowane wyniki badań dotyczą nadmorskiej strefy Mierzei Bramy Świny położonej w zachodniej części polskiego wybrzeża nad Zatoką Pomorską.

Mierzeja Bramy Świny stanowi jeden z nielicznych przykładów brzegu akumulacyjnego na polskim wybrzeżu (Łabuz 2003, 2004a). Od czasu ustąpienia lodowca występuje tu akumulacja i przyrost brzegu. Towarzyszy mu rozwój wałów wydmych wyznaczających kolejne fazy rozwoju mierzei. Współczesne, najmłodsze wydmy nadmorskie powstające od około 200 lat układają się w równoległe przebiegające do siebie wały, pomiędzy którymi znajdują się obniżenia natury deflacyjnej. Najwięcej wałów występuje w środkowej części mierzei położonej na wyspie Wolin. Na odcinku tym, w kierunku wschodnim, liczba wałów i obniżeń maleje aż do jednego wału wydmy przedniej w miejscowości Międzyzdroje. Z kolei w kierunku zachodnim, do ujścia kanału Świny, wały zmniejszają swoją wysokość, a obniżenia między nimi stają się coraz szersze. Jest to skutek szybkiego przyrostu brzegu i rozwoju kolejnych wałów wydmych. Formy te nie rozwijają się do rozmiaru wałów ze środkowej części mierzei w wyniku krótkotrwałego oddziaływania procesów eolicznych na pojedynczy, najmłodszy wał (Łabuz 2004a)

W celu określenia tempa i czasu rozwoju najmłodszych wydmy nadmorskich podjęto badania struktur sedymentologicznych osadu budującego plażę i nadmorskie wydmy. Prowadząc pomiary niwelacyjne rzeźby nadmorskiej stwierdzono, że wraz z corocznym przyrostem brzegu wzrastają istniejące wydmy nadmorskie oraz, że kształtują się nowe wały eoliczne. Procesy te co pewien czas przerywane są przez silne niszczące sztormy, które rozmywają lub podcinają najmłodszą wydmy przednią. Pomimo tego w środkowej części mierzei stale obserwowany jest przyrost nowych wa-



I, II, III Numer wykopu / Number of cross-heading

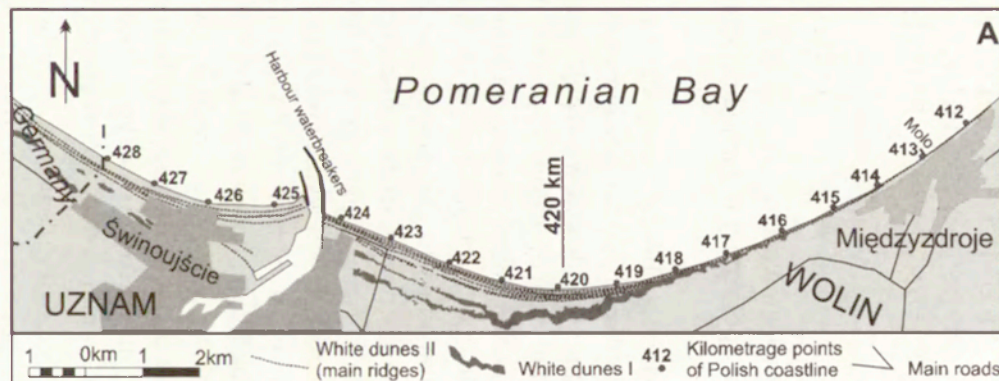
— Utwory plażowe / Beach deposits facies

— Utwory eoliczne / Aeolian deposits facies

••• Artefakty antropogeniczne / Anthropogenic artefacts

••• Muszle, drewno / Shells, wood

— 502 Poziom morza [cm] / Sea level [cm]



Ryc. 1. Lokalizacja wykopów na profilu 420 km. A – położenie profilu 420 km na Mierzei Bramy Świny

Cross-heading localisation on profile 420 km. A – localisation of 420 km on Swina Gate Barrier

łów wydmy (od 1986 roku powstały dwa nowe wały o parametrach zbliżonych do starszych utrwalonych już przez roślinność) – Łabuz 2003, 2004a.

Badania sedymentologiczne podjęto także w celu określenia momentu inicjacji powstania najmłodszego wału i tempa jego rozwoju oraz w celu określenia miąższości materiału budującego wał jak i nadmorskie plaże. Polegały one na wykonaniu szeregu wykopów w różnych częściach profilu brzegu wydmy mierzei w różnych formach plaży i wydmy przednich.

W niniejszej pracy zaprezentowano jeden z przekopów przez nadwodną część brzegu od linii wody do zaplecza wydmy przedniej. Przekop ten zlokalizowany jest w środkowej części Mierzei Bramy Świny na wysokości 420 km brzegu według kilometrażu brzegu Urzędu Morskiego (ryc. 1).

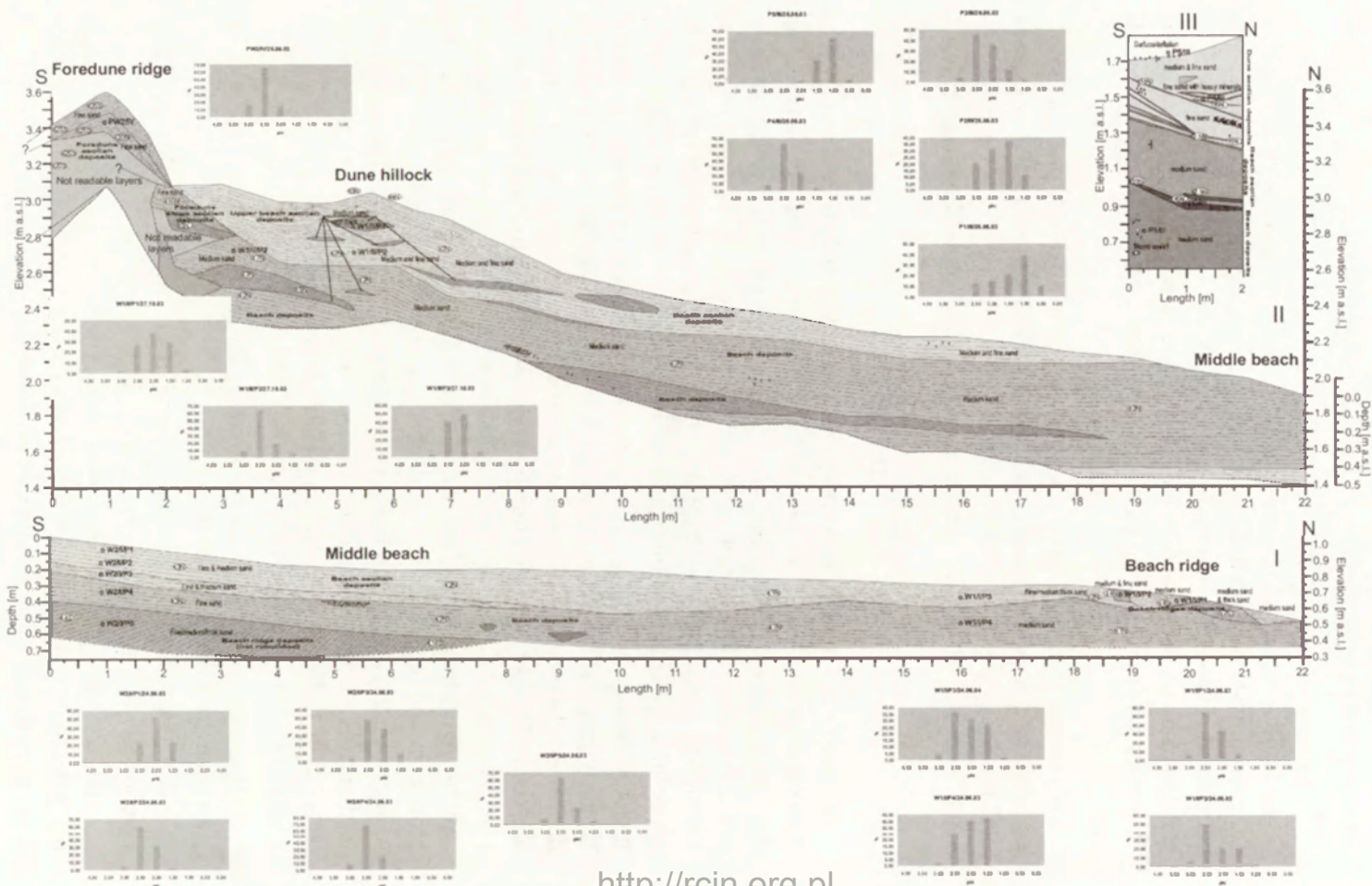
METODY

Zastosowano metodę wykopów odsłaniających struktury utworów plażowo-wydmych wzdłuż wykonywanych profilów biegnących poprzecznie do wydmy i plaży, aż do linii wody. Dla tych wykopów sporządzono, w skali, rysunki zalegających struktur, rozpoznając rodzaj warstwowania, kąt upadu oraz pobierając próby do analizy granulometrycznej. Dla uzupełnienia badań wykonywano aparatem cyfrowym zdjęcia dokumentujące struktury wykopów. Zniwelowano powierzchnię wybranego profilu, następnie wzdłuż niego wykonywano wykopy. Zniwelowano także ich dno, oraz głębokości zalegania poszczególnych lamin. Zebrane dane dowiązano do osnowy geodezyjnej obszaru, tak by wskazywały na rzeczywistą wysokość terenu nad poziom morza i głębokość zalegania struktur. W trakcie analiz laboratoryjnych dotychczas przeanalizowano 66 próbek za pomocą sit i wytrząsarki firmy Fritch (o oczkach od 0 do 4 phi w interwałach co 0,25 lub 0,5 phi). Wskaźniki granulometryczne (m.in. medianę, skośność, odchylenie standardowe, spłaszczenie) obliczono ze wzorów R.L. Folka i W. Warda (1957). Ogólną charakterystykę wraz z lokalizacją analizowanych wykopów przedstawiono poniżej:

– I/420 km – przekop plaży długości 22 m i głębokości 0,3–0,6 m (czerwiec 2003) – ryc. 2, wykop I,

– II/420 km – przekop wydmy przedniej i plaży górnej długości 22 m i głębokości 0,7 m (październik 2003) – ryc. 2, wykop II,

– III/420 km – przekop obniżenia międzywydmowego (rywny deflacyjnej pomiędzy wydumą przednią a drugim wałem wydmy) długości 2 m i głębokości 1,3 m (czerwiec 2003) – ryc. 2, wykop III,



Stosowane metody badawcze i interpretację wyników oparto o prace m.in.: R. Gradzińskiego i in. (1986), E. Mycielskiej-Dowgiałło, J. Rutkowskiego (1995) i R. Racinowskiego i in. (2001). Podjętą próbę interpretacji wskaźników uziarnienia wykonano w oparciu o prace S. Rudowskiego (1982, 1986) oraz R. Racinowskiego (1974, 1998). Analizę struktur wydym przeprowadzono posługując się pracami M. Borówki (1979), M. Borówki (1980), a plaży z prac S. Rudowskiego (1965, 1986) oraz R. Gradzińskiego i in. (1986).

WYNIKI

Plaża jest jedną z prostszych form akumulacyjnych brzegu o niewielkim nachyleniu, średnio 6° w kierunku morza powstała na skutek działania potoku przyboju. W budowie plaży wyróżnia się warstwy o laminach skośnych, prostych lub sinusoidalnych, nachylonych w kierunku morza, o miąższości od kilku milimetrów do kilku centymetrów (m.in. Rudowski 1986). Charakter uziarnienia osadów plaży zależy od siły potoku przyboju i siły spływu. Przy silnym falowaniu występują tu piaski gruboziarniste z domieszką drobnego żwiru i pojedynczymi otoczakami, przy słabszym falowaniu przeważają piaski drobnoziarniste (Rudowski 1986). Zmiany siły napływu znajdują odbicie w uziarnieniu facji i pojedynczych lamin. W dolnej części plaży przy linii wody w wyniku oddziaływania procesów erozyjno-akumulacyjnych wód morskich powstają mniejsze formy: wypukłe wały brzegowe, wklęsłe laguny plażowe oraz mikroklify plażowe o pionowym zarzysie rzeźby.

Dotychczas przeanalizowane odsłonięcia oraz wykonane analizy granulometryczne ukazują dużą dynamikę środowiska dolnej części plaży, gdzie laminacja i uziarnienie osadu zmieniają się bardzo często nawiązując do poszczególnych okresów formowania brzegu. W odsłonięciach rozpoznano facje wałów brzegowych. Zebrane wyniki potwierdzają, że laminacja wałów brzegowych wykazuje budowę skośną o wypukłych laminach zebranych w soczewkowate zespoły (Rudowski 1986). Ich uziarnienie jest znacznie drobniejsze niż na innych odcinkach polskiego wybrzeża (m.in. Racinowski 1974; Rudowski 1986). Ułożenie skośne i soczewkowe lamin ukazuje część przekopu nr I, położoną na wale brzegowym (ryc. 2, tab. 1).

Ryc. 2. Struktury i litologia utworów profilu brzegu na 420 km. Wykopy: I – przez plażę dolną, II – przez wydmy przednią i plażę górną, III – obniżenie międzywydmowe na zapleczu wydmy przedniej

Sediments' structures and lithology of profile 420 km. Cross-head-ings: I – across lower beach, II – across foredune and upper beach, III – across lowering behind foredune

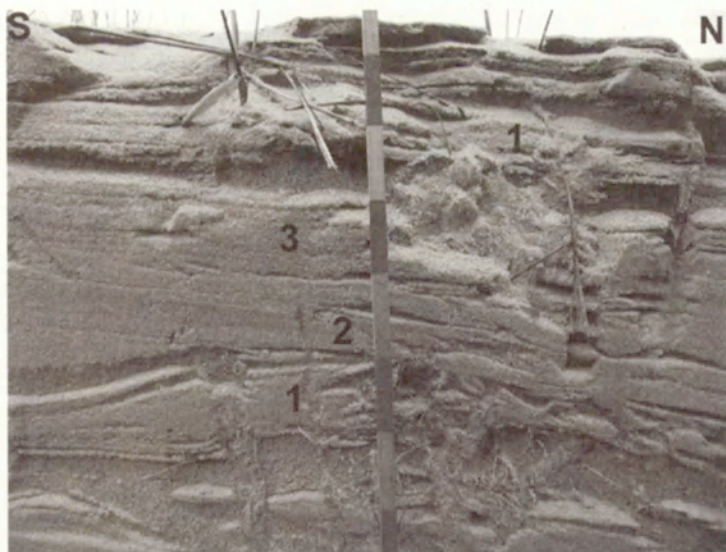


Tablica 1. Struktury wału brzegowego (1) nałożone na ścietą abrazyjnie plażę (2)
Beach ridge structures (1) over beach cut off by abrasion (2)



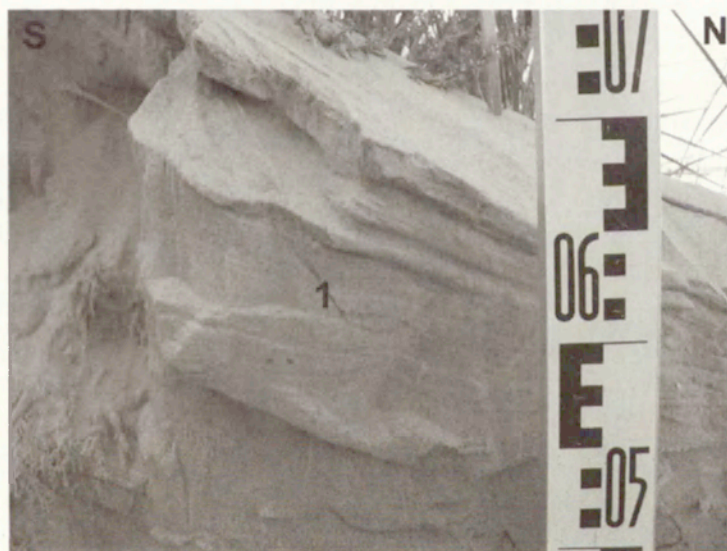
Tablica 2. Środek plaży, od dołu: mocno nachylone struktury wału brzegowego (1), poziome warstwowanie struktur plaży (2), smużysta laminacja ryplemarków eolicznych plaży (3), pozioma laminacja utworów plażowych z procesów eolicznych i falowych (4)

Middle beach, from the bottom: strongly inclined beach ridge structures (1), them horizontal bedding of beach layers (2), them streak layers of the beach aeolian ripples (3), them horizontal bedding of the beach layers from wave and aeolian processes (4)



Tablica 3. Skośna laminacja wydemki plażowej zaburzona korzeniami traw (1), przez środek przedzielona poziomym warstwowaniem utworów plażowych (2) powstałych w trakcie erozyjnego ścięcia plaży w trakcie sztormu (3)

Oblique lamination of the beach dune hillock disturbed by grass root (1)s, in the middle crossed by horizontal bedding of the beach layers (2) originating from the storm erosion that has been cut off the beach (3)



Tablica 4. Mocno nachylone warstwy wydmy przedniej rozszerzające się w kierunku grzbietu wydmy (1)

Hard inclined foredune layers enlarging in direction of dune top (1)

W środkowej i górnej części profilu plaży facje potoku przyboju podawane są działalności wiatru (Rudowski 1986). Wzbogacenie lub zubożenie osadu w materiał o danym uziarnieniu zależy od siły i czasu oddziaływania czynnika eolicznego. Facje tej części plaży mają laminację poziomą nachyloną w kierunku morza pod małym kątem z przeławiczeniami lamin typu zmarszczkowego, świadczącymi o eolicznym przemodelowaniu płaskiej powierzchni plaży (ryc. 2, wykop I).

W przekopie wykonanym przez plażę, w środkowej części mierzei (o głębokości do 0,6 m), wyróżniono cztery facje. Dwie o laminacji poziomej, nachylone do morza pod kątem 2–3°, zbudowane z utworów średnio- i drobnoziarnistych, drobniejących w kierunku lądu. Facje te przedzielone są materiałem drobnoziarnistym o laminacji smużystej charakteryzującej dawne ryplemarki eoliczne powierzchni plaży (tab. 2). Dolną warstwę wykopu, z głębokości 0,4–0,6 m, stanowi zespół lamin nachylonych w kierunku lądu pod kątem 4–18°, wzrastającym w kierunku morza. Struktury te rozpoznano jako pochodzące z kopalnego wału brzegowego przechodzącego w lagunę plażową. Warstwy te zawierają muszle ułożone w warstwach o miąższości 5 cm. Laminę te zbudowane są z dobrze wysortowanego średnio- i drobnoziarnistego piasku, przed zasypaniem poddanego działaniu czynnika eolicznego. Zespół lamin kopalnego wału brzegowego leży na wysokości 0,5 m do 0,3 m n.p.m.

W górnej części plaży, gdzie dynamika rzeźby związana jest z obecnością roślinności powstają niewielkie pagórki wydymowe – wydmy embrionalne (embryo dunes), wydmy cienie (shadow dunes). Laminacja tych form to przede wszystkim skośne laminę o klinowym ułożeniu (Rudowski 1986) świadczące o kolejnych etapach rozwoju małych form eolicznych (dune hillocks). Nachylenie tych warstw nie przekracza 18°. Zbudowane są z piasku średnio- lub drobnoziarnistego. W osadach tych często spotyka się struktury pochodzące ze ścięcia erozyjnego (tab. 3). Są one zbudowane z grubszego materiału niż warstwy otaczające. Ponadto wyróżnić można soczewy grubszego materiału akumulowanego w tzw. pułapkach sedymentacyjnych – w zagłębieniach plaży, gdzie po dalszej akumulacji (w warunkach słabnięcia wiatru) grubszy materiał zostaje przykryty drobniejszym (ryc. 2, wykop II). Na podstawie nachylenia i kształtu lamin oraz występowania tzw. bruku deflacyjnego zbudowanego z otoczków i powstającego na powierzchni plaży można odróżnić struktury serii eolicznych plaży górnej od morskich utworów plaży (Borówka 1979). Bruk deflacyjny, na badanym obszarze, zastępują przeławiczenia muszli i materii organicznej pochodzącej z nanosów sztormowych (deponowanych w po-

staci odsypów wzdłuż plaży). Górna część plaży modelowana jest przez potok przyboju tylko w czasie największych spiętrzeń sztormowych. W czasie bardzo silnych sztormów związanych z wysokim poziomem spiętrzenia sztormowego potok przyboju dochodzi na plażę górną i do podnóża wydm przednich. Może je także przekraczać rozmywając wał wydmowy i tworząc na jego zapleczu lub u podnóża stożki sztormowe (Rudowski 1986). W utworach plaży górnej zdarzenia takie zapisane są w postaci ściętych struktur eolicznych pagórków wydmowych, często okrytych zakumulowanym materiałem grubszym wzbogaconym w materię organiczną (muszle, kawałki drewna oraz coraz częściej artefakty antropogeniczne). Wszystkie wymienione formy występują w strukturach sedymentacyjnych analizowanych odcinków brzegu. Przy czym w górnej części profilu plaży, na granicy z wydmą przednią, występuje klinowe ułożenie warstw zachodzących na siebie lamin plażowych i eolicznych rosnącego etapami wału wydmowego (tab. 4). Piaski tej części profilu brzegu są bardzo dobrze wysortowane, najczęściej drobnoziarniste do średnioziarnistych w soczewach powstałych po wypełnieniu dawnych obniżzeń deflacyjnych. Brak wyraźnych ścież deflacyjnych i abrazyjnych odmorskiego stoku wydmy przedniej opisywanych m.in. przez M. Borówkę (1979) z Mierzei Łebskiej, sugeruje że na tym odcinku brzegu w ostatnich latach nie następowała erozja wydmy przedniej (badany grzbiet faktycznie nie był abradowany od momentu powstania, tj. od 2001 r.)

Struktury wydmy przedniej nawiązują swoim nachyleniem do etapów formowania wału wydmowego (m.in. Borówka 1979; Borówka 1980). Kąt ich upadu wzrasta od podstawy wydmy ku wierzchołkowi. Z kolei ich uziarnienie drobnieje ku górze świadcząc o stopniowym maleniu siły czynnika eolicznego wraz z rozwojem wydmy. Nachylenie lamin stoku dowietrznego wynosi średnio 20°, a zawietrznego 30°. Roślinność silnie ukorzeniająca wał wydmowy powoduje zaburzenie upadu lamin (ryc. 2, wykop II).

Na zapleczu wydmy przedniej w odsłonięciu wykonanym w obniżeniu międzywydmowym odkryto laminację ukazującą początek rozwoju wału wydmowego na dawnej powierzchni plaży, swobodnie nachylonej w kierunku morza (ryc. 2, wykop III). Przewarstwienia lamin o upadzie w kierunku morza, zbudowane ze średnioziarnistego piasku i położone na wysokości 1,4–1,5 m n.p.m. są przykryte cienkimi laminami drobnoziarnistymi o upadzie w kierunku lądu. Pochodzą one z początku akumulacji eolicznej inicjującej rozwój wału najmłodszej wydmy przedniej (powstałej w latach 1997–2001, Łabuz 2003). Ponad nimi zalegają już struktury stoku

zawietrznego wału o znacznym nachyleniu. Znacznie niżej, na dnie wykopu III odkryto utwory o wyraźnym pochodzeniu plażowym, zawierające duże ilości muszli, drewna, a także artefakty antropogeniczne. Przedmioty te wyrzucane są na brzeg przez morze w trakcie sztormów. Stąd należy wnioskować, że do roku 1997 na tej kopalnej plaży odkładany był materiał w trakcie sztormów. Faktycznie na obszarze zachodniego wybrzeża, w rejonie badanego odcinka, wystąpił bardzo silny sztorm 5.11.1995 r. Spowodował on rozmycie wydmy i plaży na badanym obszarze i mógł pozostawić znalezione w wykopie artefakty.

PODSUMOWANIE

Uzyskane wyniki pozwalają zrekonstruować warunki tworzenia się poszczególnych form powierzchniowych, takich jak wały brzegowe, wydmy embrionalne, wydmy przednie. Ponadto grubość materiału tworzącego poszczególne struktury odzwierciedla energetyczne warunki środowisk odpowiedzialnych za sedymentację.

Grubość warstw eolicznych lub poziomy erozyjne świadczą o tempie i warunkach rozwoju procesów eolicznych, zarówno na plaży górnej, grzbiecie wydmy przedniej, jak i w obniżeniu międzywydmowym.

Liczne nagromadzenia różnej materii organicznej zalegającej często na ściętych erozyjnie utworach eolicznych świadczą o epizodach silnych sztormów niszczących nadmorskie wydmy i plaże.

Jednym z głównych dowodów na akumulację morską i eoliczną na brzegu mierzei Bramy Świny są struktury dawnej plaży wraz z muszlami zagrzebanymi pod utworami eolicznymi na głębokości 1 m pod powierzchnią najmłodszego obniżenia międzywydmowego, znajdującymi się współcześnie 100 m od współczesnej linii wody. W starszych utworach plaży, na zapleczu wydmy przedniej, zalegają one na głębokości 1 m od powierzchni najmłodszego obniżenia międzywydmowego i pochodzą ze sztormu z 1995 r. Tak więc od sztormu w tej części profilu wydmowego miąższość materiału eolicznego wzrosła o 1 m. Z tego ostatnie 0,2 m, to utwory eoliczne zawietrznego stoku wydmy i rynny deflacyjnej.

Od rozpoczęcia powstawania najmłodszego wału wydmy przedniej w 1997 r., do czerwca 2003 r. miąższość jego utworów osiągnęła 2,1 m. Wraz ze wzrostem jego wysokości zwiększył się udział frakcji 2,5 phi od 28 do 65%. Dawny poziom plaży górnej z okresu powstawania tego wału z wysokości 2,2 m n.p.m. osiągnął do 2003 r. wysokość 3–3,2 m n.p.m. Na przełomie 2001/02 r. silne sztormy zniszczyły wydmy embrionalne tej części plaży. Świadczą o tym ścięte od góry soczewkowe utwory eoliczne

na wysokości 2,8 m n.p.m. i głębokości do 0,4 m od współczesnej powierzchni plaży górnej. Od tego momentu, w ciągu ostatnich 2 lat, akumulacja eoliczna umożliwiła ponowny rozwój wydym embrionalnych. Ich pagórki osiągają wysokości względne do 0,5 m.

Dolna część plaży położona jest na wysokości do 0,8 m n.p.m. W młodszych utworach plaży bardzo często spotykane są muszle i artefakty antropogeniczne wyrzucane na brzeg w trakcie sztormów. Przy czym w warstwach starszych, leżących głębiej najczęściej spotyka się elementy metalowe lub drewniane. W młodszych coraz częściej są to różne przedmioty i wytwory z tworzyw sztucznych. Od ostatnich silnych sztormów z końca 2001 i początku 2002 r., w tzw. środkowej części plaży akumulacja wyniosła około 0,3 m.

Zastosowana metoda pozwala na dogłębną analizę procesów morfodynamiki i litodynamiki mierzei w zmiennych warunkach rozwoju brzegu morskiego.

LITERATURA

- Borówka M. 1979, *Rekonstrukcja rozwoju rzeźby zaplecza plaży w środkowej części mierzei Łebskiej*, Badania fizjograficzne nad Polską Zachodnią, XXXII, seria A, Geografia fizyczna, PWN Warszawa-Poznań, s. 31–48.
- Borówka R.K., 1980, *Współczesne procesy transportu i sedymentacji piasków eolicznych oraz ich uwarunkowania i skutki na obszarze wydym nadmorskich*, PTPN, PWN, Warszawa-Poznań.
- Folk R.L., Ward W., 1975, *Brazos River bar; A study in significance of grain size parameters*, Journal of Sedimentary Petrology, 27, s. 3–76.
- Gradziński R., Kosteka A., Radomski A., Unrung R., 1986, *Zarys sedymentologii*, Wydawnictwo Geologiczne.
- Łabuz T.A., 2003, *Initial foredune field as a factor of accumulative character of coastal dunes of the Swina Gate Barrier (West Polish coast)*, Oceanological and Hydrobiological Studies, XXXII, 1, s. 39–58.
- 2004a, *Coastal dune development under natural and human influence on Swina Gate Barrier (Polish coast of Pomeranian Bay)*, [w:] G. Schernewski, N. Löser (red.), *Managing the Baltic Sea*, Coastline Reports 2 (2004), EUCC – The Coastal Union, Warnemunde, s. 129–138.
- 2004b, *Zapis współczesnych zanieczyszczeń antropogenicznych w osadach i utworach powierzchniowych wybrzeża Mierzei Bramy Świny*, Materiały konferencyjne: III Warsztaty terenowe, pt. *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J., (red.), 1995, *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Wyd. PIG, PAN, Warszawa.

- Olechnowicz P., 2004, *Struktury sedymentacyjne plaży i wydmy przedniej na wybranych odcinkach Bramy Świny*, Praca magisterska napisana w Zakładzie Geomorfologii Morskiej Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin.
- Racinowski R., 1974, *Dynamika środowiska sedymentacji strefy brzegowej Pomorza Zachodniego w świetle badań minerałów ciężkich*, Prace Naukowe Politechniki Szczecińskiej, Instytut Inżynierii Wodnej, 4, Szczecin.
- 1998, *Zróznicowanie wartości wskaźników uziarnienia rumowiska brzegu morskiego pod wpływem wiatru w niektórych stanach pogodowych*, Wyd. Politechnika Szczecińska, Szczecin, ss. 32.
- Racinowski R., Szczypek T., Wach J., 2001, *Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego.
- Rudowski S., 1965, *Mikroformy strefy brzegowej Bałtyku w Polsce*, Acta Geologica Polonica 12, Warszawa, s. 541–573.
- 1986, *Środowisko sedymentacyjne renowego wybrzeża morza bezpływowego na przykładzie południowego Bałtyku*, [w:] R. Gradziński (red.), *Wyniki badań sedymentologicznych w Polsce – wybrane zagadnienia*, IV, Studia Geologica Polonica, LXXXVII, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 86.

RECONSTRUCTION OF THE ACCUMULATIVE DUNE COAST
RELIEF ON THE BASIS OF SEDIMENTOLOGICAL STRUCTURES –
CASE STUDY FROM THE SWINA GATE BARRIER

Summary

Presented researches show complete shallow geological cross-heading dig out along beach and dune ridge on accumulative coast of Swina Gate Barrier. Studied area is localised on coast of the West Poland, where one of the biggest Baltic sandy barriers is situated. Used methods of the study consisted of: sedimentological structures recording (drawing in scale and camera photos), sample collecting from different layers, layers levelling in relation to sea level and geodesic web. Collected data show periods of beach and dune development, where storm surges are seldom. Low beach structures show big difference in forms that are typical for beach ridges. Middle part of beach is built up by horizontal beach from waving and aeolian sediments. Sometimes divided by sand arranged in lens layers previously trapped in low parts or wholes on the beach. Also are visible buried aeolian ripples. On upper beach appear aeolian wedge structures of growing dune hillocks or dune ridges.

Adres autorów:

*Łabuz Tomasz A., Olechnowicz Piotr,
Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu, Zakład Geomorfologii Morskiej,
ul. Felczaka 3a, 71-412 Szczecin,*

E-mail: labuztom@univ.szczecin.pl

Andrzej A. Marsz

O MOMENCIE I PROCESACH PROWADZĄCYCH DO KOŃCA MAŁEJ EPOKI LODOWEJ

Mała epoka lodowa, trwająca od XV do XIX wieku, stanowiła największe ochłodzenie późnego holocenu. Ochłodzenie to miało zasięg globalny, choć jego skala i charakter wykazują znaczne zróżnicowanie regionalne. Szacuje się, na ogół zgodnie, że w czasie małej epoki lodowej średnia temperatura roczna na Ziemi była niższa o około 0,7–1°C od obecnej (1931–1960) (np. Lamb 1978; Mann i in. 1998, 1999). Obniżka temperatury powietrza podczas małej epoki lodowej szczególnie silnie zaznaczała się zimą. Wraz z końcem „małej epoki lodowej” warunki klimatyczne w wysokich i umiarkowanych szerokościach półkuli północnej zaczęły ulegać gwałtownym, jak na geologiczną skalę czasu, zmianom. Najważniejszym przejawem tych zmian było postępujące ocieplenie. Największe skutki środowiskowe dało ono w wysokich szerokościach geograficznych, zwłaszcza w Arktyce, oraz w wyższych partiach gór, gdzie doprowadziło do zmiany bilansu zlodowacenia, zmian zespołu czynników morfotwórczych, zasięgów formacji roślinnych i populacji zwierząt, etc.

Mimo iż ochłodzenie małej epoki lodowej miało zasięg globalny, instrumentalne pomiary temperatury powietrza dokumentujące charakter jego schyłkowej fazy są skupione terytorialnie wokół Atlantyku Północnego. Na pozostałych obszarach globu liczba punktów obserwacyjnych jest znikoma, a ich rozkład przestrzenny niezadawalający. Z tego względu dotychczasowe badania nad przyczynami zmiany reżimu klimatycznego małej epoki lodowej skupiały się na obszarze Europy, Ameryki Północnej, w mniejszym stopniu Azji. Jednak wielu badaczy jest zdania, że obszary położone wokół Atlantyku Północnego zdają się być najwłaściwsze do badań tego okresu, gdyż Atlantyk Północny stanowił prawdopodobnie obszar, na którym rozgrywały się kluczowe dla powstania i zaniku małej epoki lodowej procesy hydrologiczne i klimatologiczne (Keigwin 1996; Keigwin, Boyle 2000; Lamb 1978).

Przyczyny prowadzące do zaistnienia wahanja klimatycznego małej epoki lodowej do tej pory są niejasne, nieznaną jest również przyczyna, która spowodowała dość gwałtowną zmianę reżimu klimatycznego, prowadzącą do zakończenia małej epoki lodowej i obserwowanego w końcu XIX wieku i w wieku XX ocieplenia. Również interwał czasowy, który

należy uznać za przełom między małą epoką lodową a ociepleniem XX wieku budzi spory. W polskiej literaturze geograficznej obszerne omówienie problematyki charakteru zmian klimatu w Europie, jaka występowała podczas małej epoki lodowej daje B. Obrębska-Starkłowa (1997a). Cytowana rozprawa (Obrębska-Starkłowa 1997a) omawia również grupy poglądów na przyczyny ochłodzenia małej epoki lodowej, co zwalnia autora od ich bardziej szczegółowego charakteryzowania w tym miejscu.

Poglądy na genezę ochłodzenia okresu małej epoki lodowej (dalej MEL) są liczne, badacze wiążą je na ogół z działaniem sił spoza systemu klimatycznego, najczęściej zmianami aktywności Słońca (np. Bard i in. 2000; Cliver i in. 1998; Reid 1991; Stuiver i in. 1995) i/lub wzrostem częstości erupcji wulkanicznych (np. Briffa i in. 1998). Rzadsze, ale obecnie coraz częściej formułowane są poglądy wiążące zaistnienie MEL jako efektu wewnątrzsystemowej ewolucji systemu klimatycznego (np. Hunt 1998), przy czym pierwszorzędną rolę przypisuje się tu interakcjom w systemie ocean – atmosfera – kriosfera.

Zmiany charakteru interakcji w systemie ocean – atmosfera – kriosfera pociągają za sobą wytworzenie się nowego rozkładu układów barycznych, stanowiących tzw. „klimatyczne centra działania atmosfery”, w ślad za czym następują zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej. Zmiany cyrkulacji atmosferycznej, poprzez zmiany kierunków i częstości adwekcji mas powietrza nad poszczególne obszary, prowadzą do zaznaczenia się nad tym obszarami zmian temperatury powietrza, zachmurzenia i sum opadowych w stosunku do poprzednio istniejącego stanu.

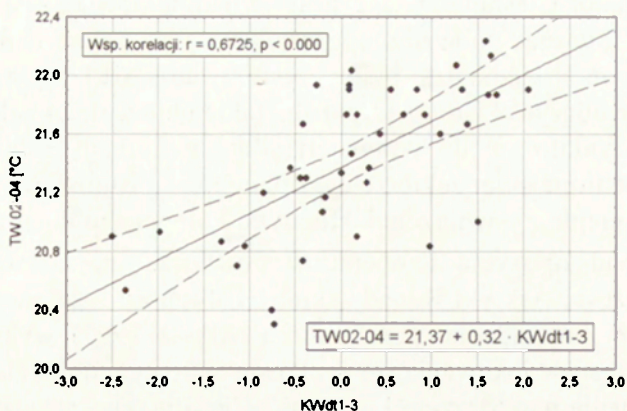
Lokowanie się dolnych układów niskiego ciśnienia uzależnione jest od położenia charakterystycznych elementów fali długiej (fal Rossby'ego) – górnych klinów i górnych zatok. Zwiększona częstość lokowania się górnych klinów i górnych zatok w określonych położeniach wykazuje wyraźny związek z rozkładem zasobów ciepła w oceanie. Liczne badania udowodniły, że w czasie MEL temperatura wód zarówno Atlantyku Północnego, jak i Morza Karaibskiego była znacząco niższa od obecnej (Kegwin 1996; Kegwin, Boyle 2000; Lamb 1978; Winter i in. 2000).

J. Bjercknes (1965), badając zmiany temperatury powierzchni Atlantyku Północnego zachodzące w XVIII–XX wieku zrekonstruował charakter środkowotroposferycznej i dolnej cyrkulacji atmosferycznej w latach 1780–1820 nad Atlantykiem Północnym, odpowiadający ówczesnie występującemu rozkładowi zasobów ciepła w oceanie. Cechą charakterystyczną cyrkulacji atmosferycznej w okresie MEL według J. Bjercknesa było funkcjonowanie w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym dwu głównych klimatycznych centrów działania atmosfery – quasistacjonarnych układów niskiego ciśnienia, z których jeden ulokowany był nad

Morzem Labrador-Cieśniną Davisa, drugi – nad północną częścią Morza Norweskiego. Sterujący obecnie procesami cyrkulacyjnymi nad Atlantykiem Północnym Niż Islandzki był w czasie trwania MEL wyrażony bardzo słabo i nie odgrywał istotniejszej roli. Takie położenie układów sterujących przyczyniało się do dominacji silnej cyrkulacji południkowej w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym i istotnego ograniczenia strumieni ciepła z powierzchni Atlantyku Północnego do atmosfery.

Badania nad opozycją temperatury powietrza między obszarami wschodniej części Arktyki Kanadyjskiej i Labradoru a rejonem Zatoki Meksykańskiej prowadzone przez autora (Marsz 1997) wykazały, że zwiększona częstość lokowania się w okresie zimowym dolnych układów niskiego ciśnienia nad Morzem Labrador i Cieśniną Davisa zaznacza się wtedy, kiedy zasoby ciepła niesione przez Golfstrom są większe od przeciętnych (wyższa temperatura niesionych wód i większe przepływy). W rejonie wokół punktu o współrzędnych 40°N , 50°W tworzy się wtedy z początkiem zimy rozległa dodatnia anomalia TPO, stabilizująca górny klin o dużej amplitudzie. Powstające w strefie silnej baroklinowości wzdłuż wschodniego wybrzeża USA układy niżowe kierują się równoległe do linii brzegowej nad Labrador, Cieśniną Davisa i w rejon południowej Grenlandii, dając w uśrednionym dla miesiąca czy sezonu polu ciśnienia obraz niżu nad Morzem Labrador. W przypadku transportu zimą małych zasobów ciepła przez Golfstrom wspomniana anomalia TPO nie tworzy się, liczba falowa maleje, oś górnego klina przesuwana się na wschód i układy niżowe kierują się w znacznej części w rejon Islandii. Wiążąc opisane zależności między stanem termicznym Golfstromu a częstością lokowania się w czasie zimy niżów nad Morzem Labrador i w rejonie Islandii ze stwierdzeniami J. Bjerknesa (1965), można uważać, że przyczyniło się do zakończenia się okresu MEL należy doszukiwać się w zmianie aktywności Golfstromu.

O zasobach ciepła transportowanych zimą przez Golfstrom decyduje Prąd Florydzki, wprowadzający do Golfstromu wygrzane w okresie lata wody z Morza Karaibskiego i Zatoki Meksykańskiej. Pośrednią miarą zasobów ciepła wprowadzanych zimą przez Prąd Florydzki do Golfstromu może być wskaźnik oznaczony dalej jako KWdt1-3 (Marsz 1997) stanowiący odchylenie od średniej temperatury w Key West ($26,6^{\circ}\text{N}$; $81,8^{\circ}\text{W}$; WMO 722010) z okresu od stycznia do marca, standaryzowane względem 100-lecia 1881–1980. Istota działania tego wskaźnika polega na tym, że informuje on o warunkach cyrkulacji atmosferycznej jakie panowały zimą nad wschodnią częścią Zatoki Meksykańskiej i rejonem Bahamów–Wielkich Antyli. W przypadku, gdy zimą nad tym obszarem przeważają wiatry dolne z sektora od SE do SW zimowa temperatura powietrza w rejonie Cieśniny Florydzkiej staje się wyższa od jej normy klimatycznej. Jedno-



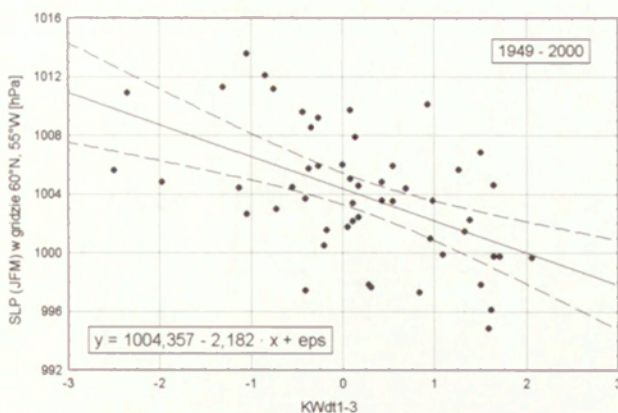
Ryc. 1. Związek wartości wskaźnika KWdt1-3 ze średnią TPO na Golfstronie (na SE od Cape Hatteras) z okresu od lutego do kwietnia (FMA)

Correlation between the KWdt1-3 index and the mean value of SST in Gulfstream (SE of Cape Hatteras) from the period February – April (FMA)

częście te same kierunki wiatru przyczyniają się do aktywizacji Prądu Florydzkiego¹. W przypadku dominacji nad tym obszarem wiatrów z sektora od NE do NW średnia temperatura powietrza w rejonie południowej części Florydy obniża się, a Prąd Florydzki słabnie. Wzrost wartości tego wskaźnika informuje w jakiejś mierze o zwiększeniu dostawy ciepłych wód do Golfstromu (ryc. 1). Wskaźnik KWdt1-3 jest skorelowany dodatnio ($r = 0,67$, $p < 0,000$) ze średnią temperaturą wód Golfstromu z okresu od lutego do kwietnia w rejonie na SE od Cape Hatteras, czyli tam, gdzie wody Golfstromu zaczynają „odchodzić” od wybrzeża, kierując się na NE. Jednomiesięczne opóźnienie korelacji jest związane z pokonaniem, w tym czasie, przez wody niesione z Prądem Florydzkim, drogi na trasie Cieśnina Florydzka – Cape Hatteras. Ten sam wskaźnik KWdt1-3 jest ujemnie skorelowany ze średnim ciśnieniem atmosferycznym okresu zimowego w północnej części Morza Labrador ($r = -0,52$, $p < 0,000$; ryc. 2).

Okres obserwacyjny, dla którego można obliczyć wartości KWdt1-3 rozpoczyna się od roku 1851. Analiza przebiegu wartości KWdt1-3 wykazuje (ryc. 3), że od początku obserwacji do roku 1877 wartość tego wskaźnika waha się wokół dość wysokiej (około +1) średniej. W latach 1877–1886 wartość wskaźnika spada, szczególnie gwałtownie w latach 1882–1886 – do wartości -2,29. Od roku 1886 obserwuje się bardzo po-

¹ W przypadku występowania przewagi wiatrów z sektora S, podnosi się poziom wody we wschodniej części Zatoki Meksykańskiej (patrz: przenos ekmanowski) powodujący wzrost przepływów Prądu Florydzkiego. Jednocześnie wiejące z sektora południowego wiatry przynoszą nad Prąd Florydzki ciepłe i wilgotne powietrze, co ogranicza straty ciepła z wód. W rezultacie, przy tych kierunkach wiatru zasoby ciepła przenoszone przez Prąd Florydzki rosną (wzrost przepływów i wyższa temperatura wody). W przypadku występowania przewagi wiatrów z sektora północnego wymienione procesy zmieniają się na przeciwnie.

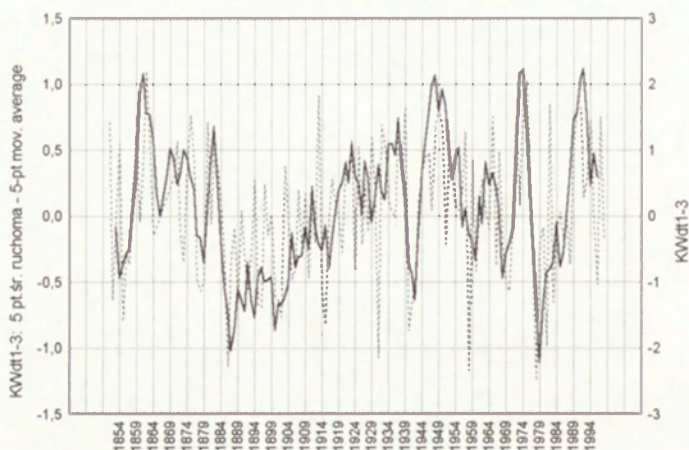


Ryc. 2. Związek wartości wskaźnika KWdt1-3 z ciśnieniem atmosferycznym w gridzie 60°N, 55°W (Morze Labrador) z okresu styczeń – marzec (1949–2000)

Correlation between the KWdt1-3 index and atmospheric pressure values in grid 60°N, 55°W (Labrador Sea) over the period January – March (1949–2000)

wolny wzrost tego wskaźnika, tak, że na wyrównanym 5-punktową średnią kroczącą przebiegu dopiero w roku 1905 osiąga on wartość -0,5, a w roku 1915 – 0,0. Można to interpretować jako wystąpienie w latach 1877–1886 w rejonie Zatoki Meksykańskiej i Wielkich Antyli zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej, która doprowadziła do głębokiego osłabienia zimowej aktywności Prądu Florydzkiego. Tym samym zasoby ciepła niesione przez Golfstrom uległy gwałtownemu zmniejszeniu.

Jeśli przyjąć, że do lat 1882–1886 ilość i temperatura wprowadzanych do Golfstromu wód Prądu Florydzkiego były znaczne, o czym informuje przebieg wartości wskaźnika KWdt1-3, można sądzić, że i niż nad Morzem Labrador był głęboki. Tym samym w tym okresie utrzymywać się powinien nad obszarem Atlantyku Północnego reżim cyrkulacji atmosferycznej typowej dla MEL. Utrzymujący się przez kilkanaście lat (1886–1904) spadek przenoszonych przez Golfstrom zasobów ciepła uruchomił cały szereg następujących po sobie procesów natury hydroklimatycznej. Procesy te zmieniły istniejący do tej pory układ współdziałania systemu oceanu i atmosfery i doprowadziły do ewolucyjnego wytworzenia się nowego układu, odpowiadającego kształtującemu się rozkładowi zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego. Nowy układ, obejmujący szereg powiązanych wzajemnie ze sobą procesów funkcjonujących w oceanie i atmosferze, na dodatek poprzysuwanych względem siebie w czasie, prowadził do zaistnienia ocieplenia. Ocieplenie to rozwijało się w efekcie wzmocnienia natężenia procesów przekazu zmagazynowanego wcześniej w oceanie ciepła do atmosfery.



Ryc. 3. Przebieg wartości wskaźnika KWd1-3. Linia pogrubiona – wyrównanie 5-punktową średnią kroczącą

Course of the value of KWd1-3 index. Bold line – smoothed by 5-point moving average

Zmniejszenie zimowej temperatury i przepływów wód w Golfstronie początkowo (~1886) skutkowało zmniejszeniem aktywności niżowej nad rejonem Morza Labrador – Cieśniną Davisa. Dało to niemal natychmiastowy wzrost temperatury powietrza w rejonie wschodniego wybrzeża Ameryki Północnej; od rejonu Nowej Fundlandii do Cape Hatteras. Osłabienie „klimatycznego” niżu nad Morzem Labrador zmieniło również charakter transportu wód w szerokościach umiarkowanych i subpolarnych w zachodniej części Atlantyku Północnego. W pierwszej fazie przestał być blokowany przez przenos ekmanowski Prąd Wschodniogrenlandzki, co umożliwiło wyrzut jego chłodnych wód na południe i opłynięcie południowych krańców Grenlandii. Trwająca kilkanaście lat (~1888–1900) ujemna anomalia TPO na tym akwenie sprzyjała lokowaniu się nad Grenlandią osi górnej zatoki.

W wyniku zmniejszenia się częstości i siły wiatrów z sektora N–NW nad Labrador, osłabieniu uległ Prąd Labradorski. Wody Golfstromu w rejonie jego delty przestały być „spychane” na południe przez ten prąd, co umożliwiło zwiększony transfer ciepłych wód w kierunku wschodnim. Przyczyniło się to do wzrostu zasobów ciepła w wodach Prądu Północnoatlantyckiego, z pewnym opóźnieniem również w Prądzie Irmingera. Następujący wzrost temperatury wód w rejonie Islandii i południowej Grenlandii pociągnął za sobą zwiększoną częstość stabilizacji wierzchołka fali długiej na długości geograficznej Islandii, co doprowadziło do wzrostu częstości układów niskiego ciśnienia w rejonie Islandii i likwidacji poprzednio występującego „klimatycznego” niżu nad Morzem Norweskim (~1890–1900). Dzięki temu zaczął się aktywizować i pogłębiać klimatyczny Niż Islandzki (~1900–1904). Wykształcenie Niżu Islandzkiego,

przy zaniku niżów nad Morzem Labrador – Cieśniną Davisa oraz nad Morzem Norweskim w radykalny i trwały sposób zmieniło warunki cyrkulacyjne nad obszarem północnej części Atlantyku Północnego i przylegającymi akwenami.

Równocześnie z przesunięciem się wierzchołka fali długiej na wschód i jej wydłużeniem, Wyż Azorski przesunął się bardziej na wschód. Stworzyło to dogodne warunki dla rozwoju silnej cyrkulacji strefowej nad wschodnią częścią Atlantyku (~1905–1928). Ten ostatni proces stał się z kolei przyczyną dwu dalszych, bardzo istotnych procesów: zwiększenia napływu mas ciepłego powietrza atlantyckiego nad zachodnią, północną i środkową Europę oraz aktywizacji Prądu Norweskiego. Ponieważ wcześniejsze wzmocnienie transportu cieplejszych wód w Prądzie Północnoatlantyckim doprowadziło do wzrostu temperatury wód we wschodniej części Atlantyku Północnego, Prąd Norweski zaczął przenosić na północ, do Atlantyckiej Arktyki, zwiększone ilości wód o podwyższonej temperaturze. Doprowadziło to do wzrostu temperatury wód północnej części Morza Norweskiego i Morza Barentsa, później – do postępującej redukcji pokrywy lodów morskich na morzach Barentsa, Grenlandzkim i Karskim (1916–1945). To ostatnie doprowadziło do gwałtownego ocieplenia Arktyki, stopniowo rozszerzającego się również na obszary Syberii i północnej części Ameryki Północnej. Zapoczątkowany w latach 1882–1886 proces ocieplenia rozszerzał się stopniowo i zakończył się w latach 1930–40 osiągnięciem pierwszej kulminacji temperatury powietrza w XX wieku.

Zapisy procesów, o których mowa powyżej są zarejestrowane w seriach obserwacji instrumentalnych temperatury powietrza i ciśnienia atmosferycznego na bardzo wielu stacjach. Również wraz z upływem czasu coraz pełniejsze i bardziej wiarygodne stają się notacje zasięgu lodów morskich. Pełne przedstawienie dokumentacji zachodzących w latach 1882–1935 zmian temperatury powietrza w ramach tego artykułu nie jest możliwe. Z tego względu przedstawi się tutaj jedynie przebiegi z wybranych stacji, reprezentujących poszczególne obszary.

Na spadek temperatury Golfstromu w latach 1877–1886 pierwsze zareagowały stacje położone w strefie przybrzeżnej wschodniego wybrzeża Ameryki Północnej i SW Grenlandii.

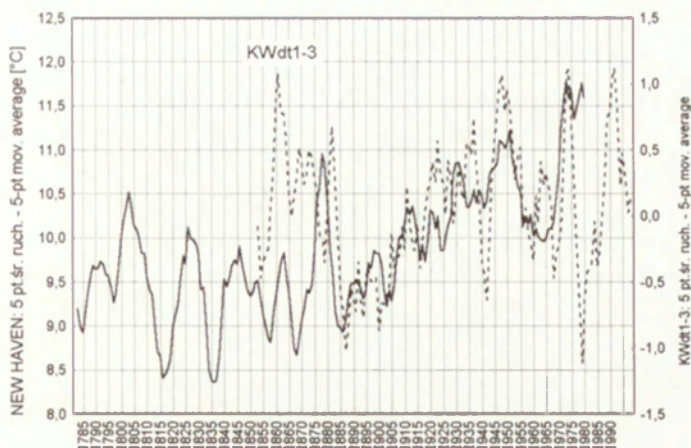
Na Grenlandii (Godthab) zaznaczyło się to spadkiem temperatury miesięcy zimowych i wiosennych (od grudnia do maja), co w rezultacie zapięsało się również głębokim spadkiem temperatury rocznej. Spadek ten osiągnął minimum około roku 1883–1885. Spadkowi temperatury powietrza towarzyszył gwałtowny spadek temperatury wody na Prądzie Grenlandzkim (Zakharov 1981) i rozwój pokrywy lodów morskich na Morzu Baffina i Morzu Grenlandzkim, który osiągnął maksimum w roku 1888

(Zakharov 1987). Stan taki trwał na tym obszarze do ostatnich lat XIX wieku (w przybliżeniu do roku 1898–1899).

Na wschodnim wybrzeżu Ameryki Północnej, od Nowej Fundlandii po Cape Hatteras, po roku 1886–1889 rozpoczął się powolny i systematyczny wzrost temperatury powietrza. Jako przykład tego procesu może posłużyć ciąg temperatury rocznej z New Haven (41,3°N, 72,9°W; WMO 725040; patrz ryc. 4)². Na przebiegu wyrównanym 5-punktową średnią kroczącą, rozpoczynającą się od 1783 roku zauważa się wyraźnie dwa odcinki; pierwszy od początku obserwacji do roku 1884–1886, drugi – do końca wykresu. W pierwszym odcinku roczna temperatura powietrza wykazuje dość duże wahania (1–2°C) o okresach kilku-, kilkunastoletnich wokół stosunkowo niskiej średniej (9,5°C), w drugim – okresy oscylacji temperatury uległy wyraźnemu skróceniu, amplituda ich wahań zmniejszyła się a maksima i minima kolejnych oscylacji stają się coraz wyższe. O ile w pierwszym okresie wypadkowy trend temperatury rocznej jest praktycznie okołozerowy (~ +0,000°C/rok; 1781–1883, 103 lata), w drugim okresie (1884–1985; 102 lata) pojawia się wyraźny trend dodatni. Wzrost temperatury w New Haven osiąga maksimum na przełomie lat 40. i 50. XX wieku, po czym zaznacza się okres ochłodzenia lat 60, po którym ponownie temperatura powietrza rośnie. Wyrównany w ten sam sposób przebieg krzywej KWdtl-3 w tej części, która pokrywa się w czasie z pierwszą częścią wykresu temperatury rocznej w New Haven ma stosunkowo wysokie wartości, w drugiej części, po gwałtownym spadku w latach 1882–1887 wykazuje stopniowy wzrost, osiągając pierwsze maksimum w tym samym czasie, w którym maksimum osiąga również temperatura powietrza. Taki przebieg obu krzywych wyjaśnia, że w pierwszej części obu przebiegów wysokim wartościom KWdtl-3 odpowiadały niskie wartości temperatury powietrza, w drugiej części związku między tymi wielkościami uległy zmianie i oba przebiegi wykazują ogólną zgodność.

Mechanizm zaznaczającego się ocieplenia w rejonie wschodniego wybrzeża Ameryki Północnej wyjaśnić można stosunkowo łatwo. Z chwilą spadku temperatury wód Golfstromu liczba niżów wędrujących zimą trasą wzdłuż wybrzeża i kierujących się na Morze Labrador zmniejszyła się. Rejon cyklonogenezy przeniósł się dalej na wschód, podobnie odsunięciu na wschód od wybrzeża uległy trasy układów niżowych. Tym samym zmniejszyła się na tym obszarze zimą i częstość adwekcji wychłodzonego powietrza kontynentalnego, kierowanego przez wędrujące układy niżowe

² Stacja w New Haven (Connecticut, około 100 km na NE od Nowego Jorku) ma jeden z najdłuższych i homogenicznych ciągów pomiarów temperatury powietrza na kontynencie północnoamerykańskim. Początek serii rozpoczyna się od roku 1781, braki obserwacji są minimalne.



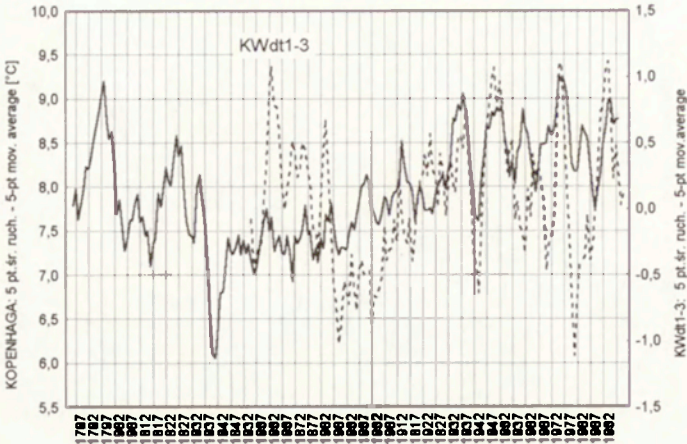
Ryc. 4. Przebieg rocznej temperatury powietrza w New Haven (wschodnie wybrzeże USA, 41,3°N, 072,9°W) w okresie 1780–1990 i wskaźnika KWdt1-3 wyrównane 5-punktową średnią kroczącą

Course of annual air temperature at New Haven (east coast of the USA, 41.3°N, 072.9°W) over the period 1780–1990 and KWdt1-3 index smoothed by 5-point moving average

z N, NW i W. Ponieważ o temperaturze rocznej na tym obszarze decyduje w największym stopniu zmienność temperatury miesięcy zimowych, zaznaczył się również wzrost temperatury rocznej.

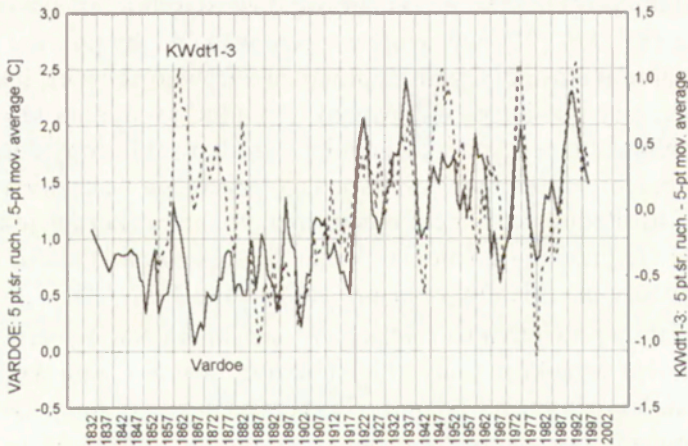
Temperatura roczna powietrza i temperatura zimy (DJFM) na stacjach europejskich do roku 1886 utrzymuje się dość stabilnie na niskim poziomie, w latach 1886–1905 wykazuje większe wahania, by po roku 1905 zacząć wyraźnie wzrastać. Ogólnie, przebieg zarówno rocznej, jak i zimowej temperatury powietrza wyrównany 5-punktową średnią kroczącą na stacjach północnej, północno-zachodniej i Środkowej Europy dość dobrze naśladuje przebieg podobnie wyrównanego przebiegu wskaźnika KWdt1-3 (ryc. 5 i 6). Podobnie, choć z odwrotnym znakiem (korelacje ujemne), zachowuje się przebieg ciśnienia okresu zimowego na Islandii. Bardziej ścisła zgodność przebiegów zaznacza się po roku 1898 (ryc. 7).

Temperatura powietrza na stacjach europejskich i NW Syberii wykazuje stosunkowo wysoki ujemny stopień skorelowania z zimowym ciśnieniem atmosferycznym na Islandii. Przyczyną takiego stanu rzeczy jest funkcjonowanie Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO). W przypadku pogłębienia się Nizu Islandzkiego, przy jednoczesnym wzroście ciśnienia w Wyżu Azorskim (dodatnia faza NAO), nad NW Europę napływają masy powietrza atlantyckiego. Powietrze to, w drodze nad wodami pobiera ciepło z powierzchni oceanu, stanowiącego dla nich astrefowe źródło energii. Napływ mas powietrza atlantyckiego nad Europę wiąże się z silnym wzrostem temperatury (Hurrell 1995; Hurrell i in. 2003; Marshall i in. 2001).



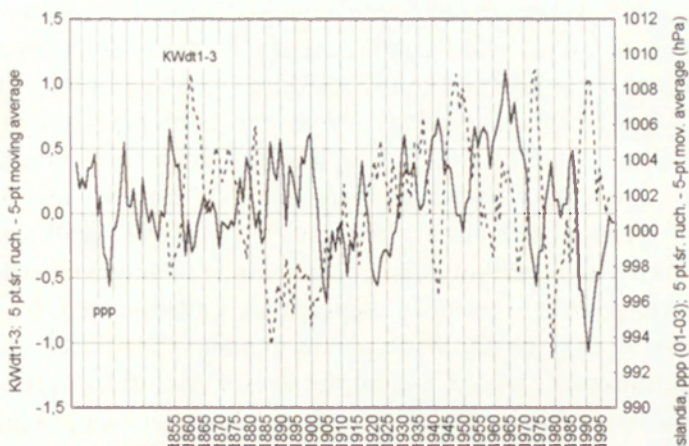
Ryc. 5. Przebieg temperatury rocznej powietrza w Kopenhadze i wskaźnik KWdt1-3. Przebiegi wyrównane 5-punktową średnią kroczącą

Course of annual air temperature at Copenhagen and KWdt1-3 index. The course smoothed by 5-point moving average



Ryc. 6. Przebieg temperatury rocznej powietrza w Vardoe (N Norwegia) i wskaźnik KWdt1-3 (1853–1995). Przebiegi wyrównane 5-punktową średnią kroczącą

Course of annual air temperature at Vardoe (N Norway) and KWdt1-3 index (1853–1995). The course smoothed by 5-point moving average



Ryc. 7. Przebieg wartości średniego ciśnienia zimy (JFM) na SW Islandii i wskaźnika KWdt1-3 (linia przerywana). Przebiegi wyrównane 5-punktową średnią krocząca
 Mean winter pressure (JFM) at SW Iceland and course of KWdt1-3 index (dashed line).
 The course smoothed by 5- point moving average

Między rokiem 1900 a 1905 obserwuje się gwałtowny spadek ciśnienia nad SW Islandią i rozpoczyna się pierwsza w XX wieku faza dodatnich wartości wskaźnika NAO. W trakcie wystąpienia dodatniej fazy NAO coraz większe ilości ciepłych wód atlantyckich były transportowane przez Prąd Północnoatlantycki z zachodniej części Atlantyku do części wschodniej, co powodowało tam systematyczny wzrost temperatury wody. Wody te przenoszone były dalej na północ przez Prąd Norweski do atlantyckiej Arktyki. Stopniowo, od połowy lat 20. XX wieku rosła temperatura Morza Barentsa i północnej części Morza Norweskiego. Dopływ ciepłych i silniej zasolonych wód atlantyckich do Arktyki spowodował intensywne cofanie się lodów morskich, przez co zwiększył się czas działania i natężenie strumieni ciepła z tych mórz do atmosfery, skutkujący gwałtownym wzrostem temperatury powietrza w Arktyce (ocieplenie Arktyki lat 30. XX wieku)³. Jednak już z końcem lat 20. – początkiem lat 30. XX wieku wody mórz Norweskiego i Barentsa okazały się „przegrzane”, co spowodowało przesunięcie górnego klina nad wschodnią część Atlantyku Północnego i wzrost jego amplitudy. W wyniku tego procesu zakończyła się

³ Od lat 1917–1920 do roku 1927, w wyniku intensyfikacji Prądu Irmingera związanej z dodatnią fazą NAO obserwuje się również stopniowy wzrost temperatury wody Prądu Zachodniogrenlandzkiego. Maksimum wzrostu temperatury wody nastąpiło jednak z opóźnieniem i przypadło na okres, w którym wystąpiła już epoka cyrkulacyjna z przewagą ujemnych wartości wskaźnika NAO. Wzrost wartości wskaźnika KWdt1-3 sprzyjał zwiększonej częstotliwości lokowania się po roku 1927 układów niżowych nad Morzem Labrador, które przyspieszały transport wód Prądu Zachodniogrenlandzkiego. Te same adwekcje powietrza z S przyczyniały się, wraz z redukcją pokrywy lodów, do wzrostu temperatury powietrza. Okres występowania najwyższych wartości rocznych temperatury powietrza przypada na zachodnim wybrzeżu Grenlandii na lata 1930–1948, czyli jest synchroniczny z ociepleniem atlantyckiej Arktyki.

pierwsza w XX wieku „epoka cyrkulacyjna” NAO – częstość występowania układów niżowych nad Islandią zmalała. Po wschodniej stronie górnego klina, nad Półwyspem Skandynawskim i Europą Środkową zaczęły częściej lokować się zimą układy wysokiego ciśnienia, co dało serię następujących po sobie ostrych zim i głęboki spadek temperatury rocznej. Transport powietrza atlantyckiego zimą nad NW Europę uległ ograniczeniu, a w szeregu zimach (1930, 1940, 1941, 1942, 1947) całkowitemu zahamowaniu. W tym samym czasie ocieplenie w atlantyckiej Arktyce, będące skutkiem wzrostu dostawy ciepłych wód atlantyckich, trwało nadal mimo ujemnej fazy NAO. Wystąpienie ujemnej fazy NAO zmniejszyło natężenie transportu wód z zachodniej części Atlantyku Północnego do jego części wschodniej, co z opóźnieniem dało dalsze skutki klimatyczne. Podobnie, ocieplenie Arktyki spowodowało odpowiednią reakcję „części hydrologicznej” systemu, która dała bardzo silne skutki klimatyczne, których nie będzie się tutaj omawiać.

Przedstawione fakty pozwalają sądzić, że przełom między okresem ochłodzenia małej epoki lodowej a następującym po nim okresie ocieplenia XX wieku był rozciągnięty w czasie, w którym warunki klimatyczne ewoluowały z jednego stanu quasi-stabilnego do innego stanu quasi-stabilnego. Początek tego przełomu można wstępnie określić na lata 1882–1886, koniec na lata 1900–1905. W obu okresach quasi-stabilnych warunków klimatycznych, występowały wyraźne oscylacje temperatury powietrza o okresie kilku-kilkunastoletnim, przy czym ich przyczyny były regionalnie zróżnicowane, a skala zmian – różna⁴. To samo dotyczy „niestabilnego” okresu lat przejściowych między MEL a ociepleniem XX wieku (1886–1905). Innymi słowy – nie istnieje wspólna przyczyna ocieplenia, jednakowa i działająca w tym samym czasie dla globu czy półkuli. Mechanizmy zmian są zróżnicowane, choć wzajemnie ze sobą powiązane. Zasadnicze znaczenie dla kształtowania temperatury powietrza w wielkiej skali ma wypadkowa działania wszystkich występujących w tym samym czasie procesów. Jeden wystarczająco intensywny i wystarczająco długo działający proces, jest wystarczający do tego, aby zmienić labilny układ występujących powiązań w systemie ocean – atmosfera – kriosfera i do-

⁴ W literaturze spotkać można dziesiątki dat, określających koniec MEL z dokładnością niemal do roku. Często są to stwierdzenia oparte na interpretacji jednego znaleziska (np. jednego rdzenia osadów jeziornych, jednego rdzenia lodowego czy jednego odsłonięcia ilów warwowych; patrz np. Shuster i in. 2000; Smith Jr. i in. 2004), bez odniesienia się do zapisów instrumentalnych obserwacji temperatury powietrza. Ponieważ przedział lat, którym się dysponuje, jest ograniczony, niektóre daty powtarzają się. Na przykład cytowani w tym przypisie autorzy zgodnie podają datę końca MEL na rok 1841. O problemach związanych z określeniem granic czasowych okresów klimatycznych, w tym i małej epoki lodowej – patrz Obrębska-Starkłowa, 1997b.

prowadzić do nowego stanu quasi-stacjonarnych warunków klimatycznych. Wobec wielkiej inercji cieplnej oceanu i różnych skal czasowych reakcji wymienionych podsystemów powrót do poprzedniego stanu nie jest możliwy.

Wydaje się więc uzasadnione stwierdzenie, że koniec małej epoki lodowej miał swoją przyczynę w procesach interakcji oceanu i atmosfery, początek tego procesu nastąpił w latach 1877–1886, koniec około roku 1905. To wyjaśnienie nie zmienia faktu, że przyczyny, które spowodowały nagłe zmniejszenie dostawy wód Prądu Florydzkiego do Golfstromu w latach 1877–1886 nadal pozostają nieznane. Były to jednak jakieś procesy działające w strefie tropikalnej. Czy był to Ocean Atlantycki?

LITERATURA

- Bard E., Raisbeck G., Yiou F., Jouzel J., 2000, *Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides*, *Tellus* 52 (B), s. 985–992.
- Bjerknes J., 1965 *Atmosphere-ocean interaction during the „Little Ice Age” (seventeenth to nineteenth centuries A.D.)*, WMO Technical Note, 66, Geneva, s. 77–88.
- Briffa K.R., Jones P.D., Schweingruber F.H., Osborn T.J., 1998, *Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years*, *Nature*, 393, s. 450–454.
- Cliver E.W., Boriakoff V., Feynman J., 1998, *Solar variability and climate change: geomagnetic and aa index and global surface temperature*, *Geophysical Research Letters*, 25, s. 1035–1038.
- Hunt B.G., 1998, *Natural climate variability as an explanation for historical climate fluctuations*, *Climatic Change*, 38, s. 133–157.
- Hurrell J., 1995, *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitations*, *Science*, 269, s. 676–679.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M., 2003, *An overview of the North Atlantic Oscillation*, [w:] *The North Atlantic Oscillation: Climatic significance and environmental impacts*, AGU Geophysical Monograph, 134, s. 1–35.
- Keigwin L.D., 1996, *The little ice age and the medieval warm period in the Sargasso Sea*, *Science*, 274, s. 1504–1508.
- Keigwin L.D., Boyle E.A., 2000, *Detecting Holocene changes in thermohaline circulation*, *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, 97, s. 1343–1346.
- Lamb H.H., 1978, *Climate: present, past and future*, Methuen, London, ss. 602.
- Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K., 1998, *Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries*, *Nature*, 392, s. 779–787.
- 1999, *Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations*, *Geophysical Research Letters*, 26, s. 759–762.

- Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Hurrell J., McCartney M., Saravanan R., Visbeck M., 2001, *North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms*, International Journal of Climatology, 21, s. 1863–1898.
- Marsz A., 1997, *Współoddziaływanie klimatyczne między strefą tropikalną a północną częścią strefy umiarkowanej, strefą subarktyczną i arktyczną wzdłuż brzegów zachodniej części Północnego Atlantyku*, Problemy Klimatologii Polarnej, 7, s. 167–234.
- Obrębska-Starkłowa B., 1997a, *Współczesne poglądy na zmiany klimatyczne w Europie w okresie schyłku małego glacjału*, [w:] J. Trepieńska (red.), *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995)*, Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 164–190.
- 1997b, *Dylematy związane z badaniami klimatu w skali globalnej*, [w:] J. Trepieńska (red.), *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995)*, Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 191–198.
- Reid G.C., 1991, *Solar total irradiance variations and the global sea surface temperature record*, Journal of Geophysical Research, 96, s. 2835–2844.
- Schuster P.F., White D.E., Naftz D.L., Cecil L.D., 2000, *Chronological refinement of an ice core record at Upper Fremont Glacier in south central North America*, Journal of Geophysical Research 105, s. 4657–4666.
- Smith Jr., S.V., Bradley R.S., Abbott M.B., 2004, *A 300 year record of environmental change from Lake Tuborg, Ellesmere Island, Nunavut, Canada*, Journal of Paleolimnology, 32, s. 137–148.
- Stuiver M., Grootes P.M., Braziunas T.F., 1995, *The GISP2 $\delta^{18}O$ climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes*, Quaternary Research, 44, s. 341–354.
- Winter A., Ishioroshi H., Watanabe T., Oba T., Christy J., 2000, *Caribbean sea surface temperatures: Two-to-three degrees cooler than present during the Little Ice Age*, Geophysical Research Letters, 27, s. 3365–3368.
- Zakharov V.F., 1981, *L'dy Arktiki i sovremennyye prirodnyye processy*, Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 135.
- Zakharov V.F., 1987, *Morskie l'dy i klimat*, [w:] M.M. Kotlyakov, M.G. Grosvald (red.), *Vzaimodejstvie oledeneniya s atmosferoj i okeanom*, Nauka, Moskva, s. 66–90.

WHEN AND WHY LITTLE ICE AGE ENDED

Summary

This article deals with the causes that led to the termination of the cooling of Little Ice Age. One of the possible causes of the end of Little Ice Age could have been the decrease in the rate of flows and the temperature of waters of Florida Current carried to Gulfstream in winter (January–March) observed over the period 1877–1886.

Positive anomalies observed in winter SST in the Florida Current and Gulfstream between the Florida Strait and the region located 40°N, 050°W are connected with the increased cyclogenesis in the coastal region of the eastern coast of North America; the depressions move mainly parallel to the coastline towards the Labrador Sea and the Davis Strait. During winters when the flow of the Florida Current is weakened, depressions move east of Greenland and towards Iceland. According to J. Bjerknes (1965), in the last phase of LIA (18th–19th centuries) the main centres of atmospheric activity over the North Atlantic were the depressions over the Labrador Sea and the Davis Strait and over the northern part of the Norwegian Sea; Icelandic Low was marked very weakly at that time. Such an atmospheric condition reflected the distribution of heat resources in the ocean.

In the years preceding the period 1877–1886 winter SST in the Florida Current were high, this resulted in location of depressions mainly on the western part of Greenland. Rapid decrease in the activity of the Florida Current resulting in the decrease in SST in the Florida Strait in the years 1883–1887 and such conditions lasting for the next several years led to a situation in which the main role controlling the atmospheric circulation over the North Atlantic was taken over by the Icelandic Low. The predominance of the zonal circulation resulted both in the increased flow of heat from the ocean surface to the atmosphere and in intensification of the North Atlantic and Norwegian currents. The increase in SST in the region of Iceland and the north part of the Norwegian Sea led to the disappearance of the depression over the north part of the Norwegian Sea. This lack of „climatic” low resulted in changes in the circulation conditions and caused that the previous circulation regime could not appear again. Gradual increase in water transport to Arctic led to gradual decrease in sea ice cover and to the increased flow of warm air masses from water to the atmosphere. This process resulted in the increase in air temperature not only in Arctic, Europe and North America but all over the North hemisphere.

Adres autora:

Andrzej A. Marsz

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej, Wydział Nawigacyjny Akademii Morskiej w Gdyni

ul. Sędzickiego 19, 81–374 Gdynia

E-mail: aamarsz@am.gdynia.pl

Zbigniew Podgórski, Jacek Szymańda

OSADY DENNE MAŁYCH ZBIORNIKÓW ZAPOROWYCH POJEZIERZA CHEŁMIŃSKIEGO NA TLE OSADÓW WYBRANYCH ŚRODOWISK SEDYMENTACYJNYCH

WPROWADZENIE

Rekonstrukcja paleośrodowisk sedymentacyjnych stanowi jeden z ważniejszych problemów współczesnej geomorfologii fluwialnej i sedymentologii. Spośród nich najczęściej rozpatruje się osady korytowe i powodziowe oraz osady dużych zbiorników wodnych (np. Teisseyre 1983; Szupryczyński 1988; Babiński 1992; Andrzejewski 1994; Kalicki 1996). Od szeregu lat, rosnącym zainteresowaniem badaczy cieszą się także małe zbiorniki wodne, z których część jest genetycznie związana z gospodarczą działalnością człowieka. Ponieważ małe zbiorniki wodne o charakterze przepływowym znacznie ograniczają przemieszczanie się związków biogenych, to w osadach złożonych w ich dnie rejestrowane są wszelkie zmiany środowiska przyrodniczego. Dlatego, w ramach węższej problematyki badawczej, zwrócono uwagę na możliwość wykorzystania cech osadów dennych stawów młyńskich jako indyktorów zmian środowiska pod wpływem antropopresji (m.in.: Kocel 1995, 1997, 2003; Waga 2002; Klimek i in. 2003) oraz w celu wnioskowania o wielkości denudacji zlewni (m.in. Michalska, Szpikowski 1999). Ponadto przedmiot szczegółowych badań stanowią czynniki wpływające na tempo i przebieg akumulacji osadów w stawach młyńskich (m.in.: Michalska, Szpikowski 1999; Podgórski 2001, 2002a, b, 2004; Podgórski, Szymańda 2002; Szwarczewski 2003; Klimek i in. 2003).

Istotnym zagadnieniem jest porównanie cech granulometrycznych osadów różnych środowisk depozycyjnych w zakresie interpretacji i rekonstrukcji paleośrodowiskowych. Osady różnych środowisk sedymentacyjnych charakteryzują się określonymi, często odmiennymi cechami uziarnienia, a w rezultacie także różnymi wartościami wskaźników statystycznych. Analiza składu mechanicznego osadów jest jedną z ważniejszych metod pomocnych w ustalaniu ich genezy oraz interpretacji dyna-

miki środowisk depozycyjnych. W tych badaniach można posłużyć się wskaźnikami statystycznymi uziarnienia wyliczonymi według wzorów graficznych zaproponowanych przez R.L. Folka i W.C. Warda (1957) i zastosowanych przez nich do charakterystyki aluwioów korytowych. Do miar tych należą: przeciętna średnica ziarna (M_z), wysortowanie (σ_1), skośność (Sk_1) i spłaszczenie (K_G). Pomocne są także pierwszy percentyl (C) i mediana (M), których R. Passega (1964) używał do oceny sposobów transportu osadów fluwialnych, a A. Sundborg (1967) do oceny rangowych wartości prędkości prądów. Zagadnieniu interpretacji dynamiki środowisk depozycyjnych poświęcono niniejsze opracowanie.

OBSZAR BADAŃ

Badaniami objęto osady denne wybranych stawów młyńskich zlokalizowanych na Pojezierzu Chełmińskim, które stanowi część Niżu Polskiego leżącą pomiędzy Drwęcą, Wisłą, Lutryną i Osą (ryc. 1). O młodoglacjalnym charakterze ukształtowania powierzchni pojezierza decyduje obecność: płaskich lub falistych wysoczyzn morenowych, pagórków i wzgórz morenowych oraz licznych form akumulacyjnej lub erozyjnej działalności wód lodowcowych (głównie rynien subglacjalnych). Znacznie mniejszą powierzchnię (ok. 25%) zajmują pradoliny i doliny rzeczne.

Dokonując wyboru stawów młyńskich do badań dążono do uzyskania maksymalnie szerokiej możliwości porównywania odmiennych środowisk depozycyjnych. Wyrazem tych starań jest wybór zbiorników młyńskich różniących się między sobą:

- genezą niecki (uformowane wskutek ogroblowania terenu lub w wyniku usypania grobli poprzecznej w rynnę subglacjalnej),
- położeniem morfologicznym (w dnie rynny subglacjalnej, na załomie teras pradolinnej lub rzecznej),
- morfometrią (od 0,4 ha do 2,4 ha),
- sposobem doprowadzania i odprowadzania wody (usytuowanie na cieku głównym, bocznie względem koryta głównego, na rowie młyńskim),
- długością retencji wody (od kilkunastu godzin do kilkunastu dni),
- oraz sposobem zagospodarowania ich zlewni bezpośrednich (zlewnia rolnicza, zalesiona).

Analizami uziarnienia objęto osady denne zbiorników młyńskich w Oleszku, Turznicach-2, Franksztynie i Kałdunku (ryc. 1), które stały się przedmiotem dalszych rozważań interpretacyjnych i porównawczych.

METODY BADAŃ

Badania prowadzono w czterech etapach. Pierwszy z nich obejmował rozpoznanie współczesnych i historycznych materiałów kartograficznych. Podstawowe prace polegały na rozpoznaniu i inwentaryzacji antropogenicznych form rzeźby terenu i zmian w sieci hydrograficznej. W efekcie dokonano wyboru zbiorników zaporowych, z których później pobrano osady denne do analiz sedymentologicznych (etap drugi). Próbkę osadów pozyskiwano z wkopów lub wierceń wykonanych sondą ręczną, przy czym w Turznicach-2, ze względu na gospodarcze znaczenie dna dawnej niecki stawu, posłużono się sondą GEOPROBE (model 5400). Łącznie pobrano i poddano analizom uziarnienia 145 próbek osadów, z czego w niniejszym opracowaniu uwzględniono 128, w tym: 32 próbek ze zbiornika w Oleszku, 19 próbek ze zbiornika w Turznicach-2, 37 próbek ze zbiornika we Franksztynie i 40 próbek ze zbiornika w Kałdunku.

W zakres trzeciego etapu badań wchodziły prace laboratoryjne wykonane w Pracowni Sedymentologii i Paleoekologii Instytutu Geografii UMK: analiza makroskopowa rdzeni o nienaruszonej strukturze oraz analizy uziarnienia, zawartości węglanów i materii organicznej próbek osadów. Badania składu mechanicznego przeprowadzono przy wykorzystaniu trzech metod. Metodę sitową stosowano do badania osadów żwirowopiaszczystych, metodę laserową do osadów mułkowo-ilastych, a metodę kombinowaną (laserowo-sitową) do badania osadów wielofrakcyjnych o charakterze diamiktonu. Do oznaczenia zawartości materii organicznej oraz węglanów zastosowano metodę wagową. Próbkę osadów poddano prażeniu w piecu muflowym w temperaturach: 550°C i 925°C. Ubytek masy po pierwszym prażeniu utożsamiono z zawartością materii organicznej, a po drugim z zawartością węglanów (Bengtsson, Enell 1986; Januszkiewicz 1978).

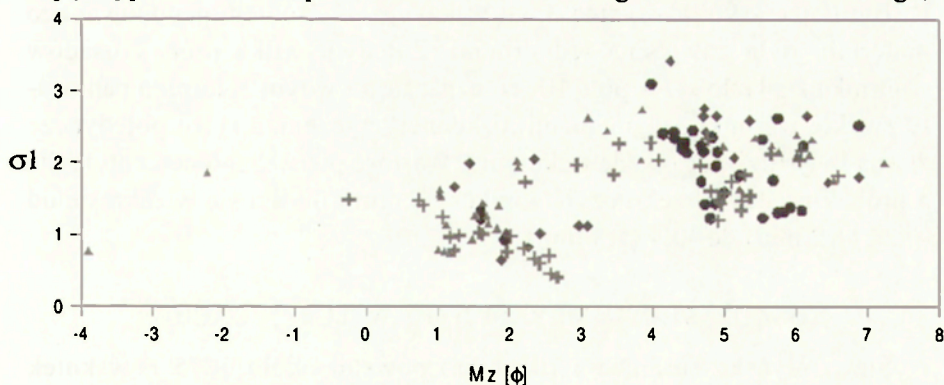
W czwartym etapie badań opracowano i sedymentologicznie zinterpretowano wyniki analiz. Wykorzystano klasyfikację i nazewnictwo zgodne z normami Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie (*Instrukcja...*, 1975) oraz zmodyfikowaną klasyfikację osadów jeziornych P. Rzepeckiego (1983). Cechy uziarnienia opisano stosując miary graficzne zgodnie z metodą opracowaną przez R.L. Folka i W.C. Warda (1957). Sposób transportu ziaren analizowano na diagramie zależności pierwszego percentyla – C i mediany – M (Passega 1964; Passega, Byramjee 1969).

CHARAKTERYSTYKA UZIARNIENIA OSADÓW WYBRANYCH ZBIORNIKÓW ZAPOROWYCH

Osady wypełniające badane zbiorniki zaporowe powstawały w różnych warunkach depozycyjnych, a ich wykształcenie zależy od szeregu czynników, między innymi: genezy, rozmiarów i kształtu masy, sposobu zasilania zbiornika, reżimu zasilającego go cieką, obciążenia cieków rumowiskiem i zawiesiną, budowy geologicznej zlewni oraz sposobu użytkowania terenu. Charakterystyka litologiczna osadów poszczególnych zbiorników była już zamieszczana w opracowaniach Z. Podgórskiego (2001, 2002b, 2004) oraz Z. Podgórskiego i J. Szymańdy (2002). W tym artykule skupiono się na zebraniu informacji dotyczącej parametrów statystycznych osadów mineralnych, na podstawie których przeprowadzono analizę sedimentologiczną osadów dennych i interpretację paleośrodowiskową.

OSADY STAWU MŁYŃSKIEGO W OLESZKU

Zbiornik zaporowy w Oleszku (ryc. 1), o maksymalnej powierzchni 4,38 ha, powstał najprawdopodobniej na początku XVIII w., w wyniku zaadoptowania i antropogenicznej transformacji niecki zanikającego jeziora, w rynnę subglacjalnej (Podgórski 2002b). Osady wypełniające misę stawu młyńskiego w Oleszku mają charakter biogeniczny i wykształcone są głównie w postaci gytii, torfów i mułków organicznych. Wśród osadów mineralnych dominują słabo i bardzo słabo wysortowane (σ_1 -1,23–3,09) mułki i ły organiczne o przeciętnej średnicy ziarna od $3,98\phi$ (0,64 mm) do $6,88\phi$ (0,009 mm) – rycina 2. Próbkę tych osadów lokują się przeważnie w polu VI, VII lub VIII diagramu C/M – R. Passega,

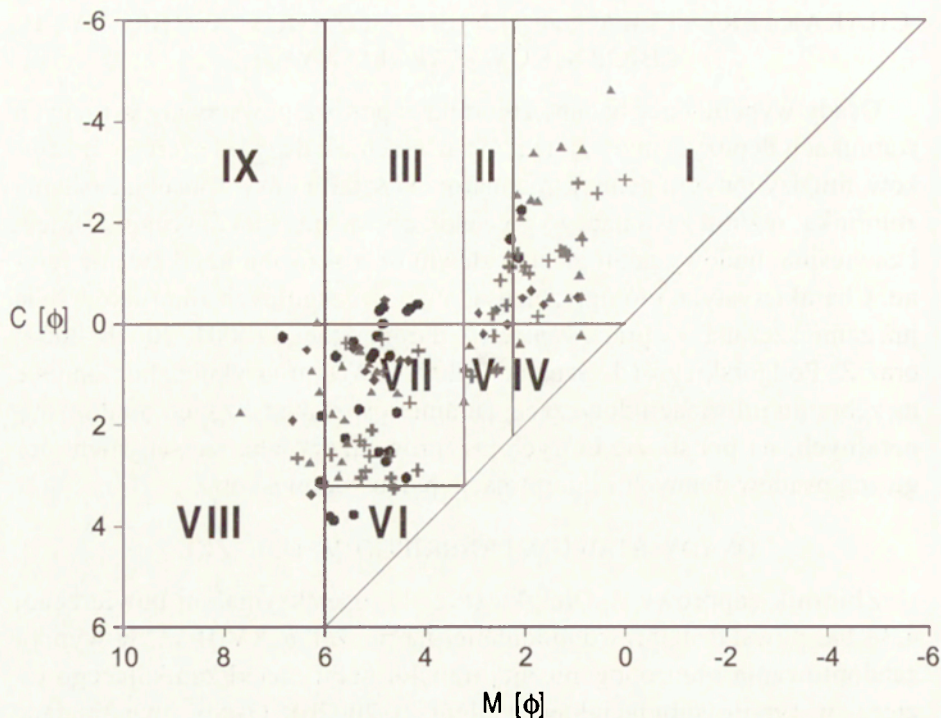


Próbki osadów dennych zbiorników zaporowych / Samples of the bottom deposits reservoirs:

● Oleszek ◆ Turznice-2 ▲ Franksztyn + Kaldunek

Ryc. 2. Rozmieszczenie próbek osadów zbiorników zaporowych na diagramie zależności przeciętnej średnicy ziarna i wysortowania

Distribution of samples from reservoirs on mean grain size versus standard deviation value diagram



Próbki osadów dennych zbiorników zaporowych / Samples of the bottom deposits reservoirs:

● Oleszek ◆ Turznice-2 ▲ Franksztyn + Kałdunek

Ryc. 3. Rozmieszczenie próbek osadów zbiorników zaporowych na diagramie C/M Passegi, Byramjee (1969); (Podgórski, 2004, zmienione)

Distribution of samples from reservoirs on C/M Passega, Byramjee (1969) diagram; (Podgórski, 2004, exchanged)

R. Byramjee (1969) – rycina 3, co wskazuje, że źródłem deponowanego materiału była zawiesina jednorodna. Zaledwie kilka próbek osadów zbiornika znalazło się w polu III, co oznacza, że w tym zbiorniku panowały zwykle warunki sedymentacji niskoenergetycznej, a tylko pojedyncze ziarna były transportowane trakcyjnie. Wartość pierwszego percentyla dla 5 próbek osadów przekroczyła wielkość 1 mm i mieści się w zakresie od -0,26 (1,2 mm) do -0,4 (1,3 mm).

OSADY STAWU MŁYŃSKIEGO W TURZNICACH-2

Staw młyński Turznice-2 (0,44 ha) powstał około 1875 r. wskutek ogroblowania pochyłonego w kierunku północnym fragmentu V terasy Wisły (ryc. 1). Zlokalizowano go w miejscu bezpośrednio przyległym do krawędzi terasy, co gwarantowało możliwość uzyskania dużego spadku wody rzeki Turznicy. Dopływ wody odbywał się od strony wschodniej,

tj. od strony grobli czołowej. Osady denne wypełniające misę tego zbiornika można podzielić na dwie grupy. Do pierwszej należą umiarkowanie i słabo wysortowane ($\sigma_1 - 0,65-2,05$) piaski i piaski mułkowe o przeciętnej średnicy ziarna w zakresie od $0,65\phi$ (0,43 mm) do $3,19\phi$ (0,11 mm) – rycina 2. Osady te były akumulowane w warunkach trakcyjnych i saltacyjnych (ryc. 3). Do drugiej należą słabo i bardzo słabo wysortowane ($\sigma_1 - 1,73-3,41$) mułki i łyły organiczne, o przeciętnej średnicy ziarna od $4,24\phi$ (0,053 mm) do $6,88\phi$ (0,009 mm) deponowane z suspensji jednorodnej lub rzadziej zawiesiny ziarnowej.

OSADY STAWU MŁYŃSKIEGO WE FRANKSZTYNIE

Niecka stawu młyńskiego we Franksztynie leży w dnie rynny Strugi Kowalewskiej powyżej jej zwężenia, w miejscu rozcięcia terasy X – pradolinnej terasy Drwęcy (ryc. 1). Powstanie niecki stawu młyńskiego we Franksztynie nastąpiło w XV wieku w wyniku usypania grobli poprzecznej na progu w obrębie wspomnianego zwężenia rynny. W tym czasie zbiornik o powierzchni 1,97 ha miał lekko wydłużony, półowalny kształt. Później był kilkakrotnie przebudowywany. Między innymi po 1873 roku, gdy nieznacznie obniżono poziom piętrzenia, górna część stawu uzyskała dwudzielny zarys, a około 1936 r. podjęto prace mające na celu usprawnienie sposobu odprowadzania nadmiaru wody ze zbiornika podczas wezbrań oraz ograniczenie ilości akumulowanych w nim osadów dennych. Jednocześnie po częściowym wybagrowaniu zbiornika, nieckę rozdzielono za pomocą grobli na dwie części. W pierwszej z nich, bliżej wpływu wód strugi Kowalewskiej, gromadziły się głównie trakcyjnie przemieszczane, umiarkowanie, słabo i bardzo słabo wysortowane żwiry i piaski mułkowe ze żwirem, których przeciętna średnica ziarna dochodzi do $-3,90\phi$ (14,9 mm), a średnio $1,6\phi$ (0,34 mm). Natomiast w drugiej, charakteryzującej się warunkami spokojnej, zbliżonej do jeziornej sedymentacji z zawiesiny jednorodnej, formowały się słabo i bardzo słabo wysortowane mułki i łyły organiczne o przeciętnej średnicy ziarna, której wartość średnia wynosi $5,9\phi$ (0,018 mm) i waha się w od $4,98\phi$ do $8,12\phi$ (ryc. 2 i 3).

OSADY STAWU MŁYŃSKIEGO W KAŁDUNKU

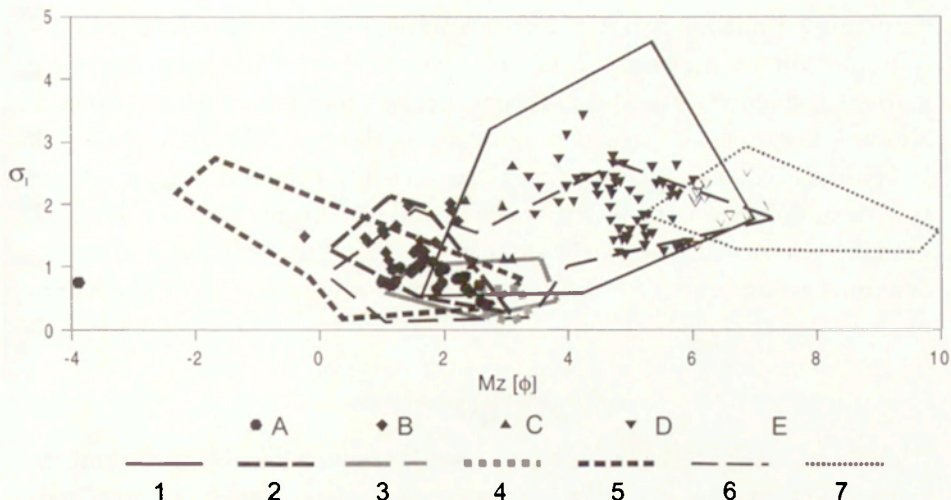
Niecka zbiornika zaporowego w Kałdunku zlokalizowana jest podobnie jak zbiornika we Franksztynie w dnie rynny subglacialnej (ryc. 1). Okolicznościami sprzyjającymi umiejscowieniu tu stawu młyńskiego i młyna wodnego w XVI w. były: korzystne warunki morfologiczne, możliwość równoczesnego piętrzenia wody dwóch cieków Strugi Kowalew-

skiej oraz jej dopływu płynącego od strony Bielska. Cieki te odwadniają ramiona rynny subglacjalnej i łączą się w Kałdunku powyżej wyniesienia w dnie rynny. W miejscu tym powstała grobla, co spowodowało zablokowanie przepływu wód obu cieków i utworzenie stawu. Osady stanowiące zapis funkcjonowania tego zbiornika zaporowego można podzielić, podobnie jak zbiorników w Turznicach-2 i Franksztynie, na dwie grupy. Pierwsza to osady gruboziarniste, piaszczysto-mułkowe akumulowane w środowisku z dużym udziałem trakcji, saltacji i suspencji ziarnowej, a druga to osady drobnoziarniste mułkowo-ilaste deponowane głównie z udziałem suspensji ziarnowej lub jednorodnej (ryc. 3). Do pierwszej z nich należą dobrze, umiarkowanie, słabo i bardzo słabo wysortowane ($\sigma_1 - 0,40-2,27$) piaski i piaski mułkowe ze żwirem o przeciętnej średnicy ziarna zawierającej się między $-1,58\phi-3,97\phi$ ($3-0,064$ mm) – rycina 2. Próbkę tych osadów mieszczą się głównie w polu I i IV diagramu C/M – R. Passegi, R. Byramjee (1969) – rycina 3. Osady drugiej grupy różnią się nieco od osadów drobnoziarnistych pozostałych zbiorników ponieważ akumulowane były w warunkach o wyższej od nich energii, o czym świadczy duży udział próbek, w których ziarna transportowane były w zawieszynie ziarnowej z udziałem saltacji – pole V diagramu C/M – R. Passega, R. Byramjee (1969) – rycina 3. Zdeponowane tu mułki organiczne o przeciętnej średnicy ziarna mieszczącej się w zakresie od $4,06\phi$ (0,01 mm) do $6,6\phi$ (0,06 mm) charakteryzują się słabym i bardzo słabym wysortowaniem ($\sigma_1 - 1,2-2,48$) – rycina 2.

PORÓWNANIE PARAMETRÓW UZIARNIENIA

W celu porównania parametrów uziarnienia osadów analizowanych zbiorników zaporowych z osadami innych, wybranych środowisk sedymentacyjnych posłużono się diagramem zależności średniej średnicy ziarna (M_z) i wysortowania (σ_1) – rycina 4. Dla porównania wybrano próbki osadów glacialnych (glin morenowych), fluwioglacjalnych (piasków i mułków rzek roztokowych) i limnoglacialnych (iłów zastoiskowych) z obszaru Wysoczyzny Chełmińskiej (Wysota i in. 1996, 1997; Wysota i in. 2000; Wysota 2002), a także korytowych (Babiński 1992) i pozakorytowych aluwiów Wisły (Szymańda 2000) oraz osadów wydmych (Lankauf i in. 1996) pobranych z obszaru Kotliny Toruńskiej.

Na diagramie zależności przeciętnej średnicy ziarna i wysortowania (ryc. 4) osady piaszczysto-mułkowe badanych zbiorników zaporowych koncentrują się w polach o cechach uziarnienia zbliżonych do osadów fluwioglacjalnych, piaskodennej rzeki roztokowej, drobnoziarnistych frakcji



Ryc. 4. Rozmieszczenie próbek osadów zbiorników młyńskich i innych środowisk sedymentacyjnych na diagramie zależności przeciętnej średnicy ziarna i wysortowania
Typ osadu i rodzaj transportu ziaren wg Passega i Byramjee (1969):

osady piaszczysto-mułkowe (A – trakcja, B – saltacja); osady mułkowo-ilaste (C – zawiesina ziarnowa, D – zawiesina jednorodna, E – zawiesina typu pelagicznego).
Granice pól rozmieszczenia osadów wybranych środowisk sedymentacyjnych:

1 – gliny morenowe, 2 – piaski fluwioglacjalne, 3 – aluwia płaskodennej rzeki roztokowej, 4 – piaski eoliczne, 5 – aluwia korytowe Wisły, aluwia pozakorytowe Wisły, 7 – ility warwowe.

Distribution of samples from reservoirs and from other sedimentary environments on mean grain size values versus standard deviation values diagram

Deposit and and grains transport types based on Passega i Byramjee (1969):

Sandy silt deposits (A – traction, B – saltacion); Clayey silt deposits (C – grain suspension, D – uniform suspension, E – pelagic typ suspension).

Field border of selected sedimentary environment distribution:

1 – moraine tills, 2 – fluvioglacial sands, 3 – sandbed braided river deposits, 4 – eolian sands, 5 – Vistula River channel deposits, 6 – Vistula River overbank deposits, 7 – varved clays.

osadów korytowych i gruboziarnistych frakcji osadów pozakorytowych. Osady te są zwykle umiarkowanie lub słabo wysortowane. Osady mułkowo-ilaste są gorzej wysortowane od poprzednich i skupiają się w polach osadów o cechach zbliżonych do drobnoziarnistych aluwii pozakorytowych, ility zastoiskowych, a nawet glin morenowych.

Pod względem dynamiki środowiska depozycyjnego na podstawie analizy rozmieszczenia próbek na diagramie C/M R. Passegi, R. Byramjee (1969), należy stwierdzić, że w badanych zbiornikach zaporowych nieznacznie przeważają osady akumulowane w środowiskach niskoenergetycznych, głównie z zawiesiny jednorodnej (0,40%) i z zawiesiny jednorodnej typu pelagicznego (10%). W zakresie cech granulometrycznych odpowiadają one osadom zastoiskowym i drobnoziarnistym pozakorytowym. Osady akumulowane w środowisku o najwyższej energii, w których

dominują ziarna transportowane w trakcji stanowią 41% udziału, a w środowisku, w którym przeważają ziarna transportowane w saltacji i zawiesinie ziarnowej stanowią 9%. Osady te mają cechy uziarnienia podobne do cech aluwii korytowych zarówno współcześnie akumulowanych w Wiśle, jak i kopalnych osadów piaskodennej rzeki roztokowej odsłaniających się w zboczu doliny dolnej Wisły, w obrębie Wysoczyzny Chełmińskiej, jak i międzyglinowych osadów fluwioglacjalnych. Osady eoliczne pod względem miar uziarnienia nie mają odpowiedników w badanych osadach dennych.

UWAGI KOŃCOWE

Podsumowując charakterystykę osadów dennych badanych zbiorników zaporowych, można stwierdzić, że spośród analizowanych utworów najbardziej gruboziarniste i zarazem najlepiej wysortowane osady występują w zbiorniku w Kałdunku, a najbardziej drobnoziarniste i najgorzej wysortowane w zbiorniku w Oleszku. Oprócz zamieszczonych wcześniej informacji zależności te prezentują także uśrednione wartości parametrów uziarnienia zamieszczone w tabeli 1. W zbiornikach tych powstają osady prądowe, o czym świadczą maksymalne wartości pierwszego percentyla, wskazujące na prędkości płynięcia wody dochodzące co najmniej do 1,5 m/s (Podgórski, Szmańda 2002).

Osady denne zbiorników młyńskich w Turznicach-2, Franksztynie i Kałdunku reprezentowane są przez dwie grupy osadów. Pierwsza to osady piaszczysto-mułkowe transportowane w środowisku wysokoenergetycznym z dużym udziałem trakcji, saltacji i suspencji ziarnowej. Cechy tych osadów są zbliżone do aluwii rzecznych i osadów fluwioglacjalnych. Druga grupa to osady mułkowo-ilaste, akumulowane głównie z suspencji ziarnowej lub jednorodnej. Parametry statystyczne tych osadów są podobne do drobnoziarnistych pozakorytowych aluwii rzecznych i ilów zastoiszkowych. Na opisany charakter wypełnienia osadami wymienionych zbiorników wpływa ich położenie na terasach rzecznych, duży spadek zasilających je cieków, a co za tym idzie dostawa gruboziarnistego materiału.

Misę zbiornika w Oleszku wypełniają głównie osady zaliczane do drugiej grupy (mułkowo-ilaste). Tylko nieliczne próbki osadów można zaliczyć do grupy pierwszej, ale mają one duży udział frakcji mułkowej. Na drobnoziarnisty charakter osadów tego zbiornika wpływają jego duże rozmiary i położenie w sąsiedztwie wysoczyzny morenowej, a także mały spadek cieku go zasilającego.

Tabela 1. Uśrednione wartości parametrów uziarnienia badanych zbiorników zaporowych oraz maksymalne wartości pierwszego percentyla (C_{max}) wraz z interpretacją prędkości prądu (v) wg A. Sudborga (1967)

Nazwa zbiornika	Mz		σ_1	C		M		C_{max}	v
	ϕ	mm		ϕ	mm	ϕ	mm		
Oleszek	4,77	0,037	1,87	1,17	0,45	4,88	0,034	-2,25	90
Turznice-2	3,76	0,074	1,85	0,39	0,76	3,71	0,076	-0,65	20
Franksztyn	4,09	0,059	1,76	-0,11	1,08	3,51	0,088	-4,67	150
Kałdunek	3,31	0,100	1,25	0,54	0,69	3,28	0,102	-1,15	55

W świetle powyższych ustaleń należy stwierdzić, że na podstawie wyników analiz uziarnienia nie można jednoznacznie wnioskować o genezie osadów, ponieważ osady różnych środowisk sedymentacyjnych mogą posiadać podobne cechy granulometryczne. O wykształceniu osadów dennych badanych zbiorników decyduje przede wszystkim materiał źródłowy, morfologia i rozmiary misy oraz reżim cieków je zasilających.

LITERATURA

- Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym glacie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Babiński Z., 1992, *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 157, Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław, ss. 171.
- Bengtsson L., Enell M., 1986, *Chemical analysis*, [w:] B.E. Berglund (red.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*, John Wiley & Sons Ltd. Chichester, s. 423–451,
- Folk R. L., Ward W. C., 1957, *Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters*, Journal Sed. Pert, 27, s. 3–27.
- Instrukcja w sprawie opracowania i wydania szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, 1975, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Januszkiewicz T., 1978, *Studia nad metodą analizy chemicznej składu współczesnych osadów dennych jezior*, Zesz. Nauk. Akademii Rolniczo-Technicznej, Ochrona Wód i Rybactwo Śródlądowe, 8, Olsztyn, s. 3–29.
- Kalicki T., 1996, *Overbank deposits as indicators of the change in discharges and supply of sediments in the upper Vistula valley*, [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of Vistula river valley during the last 15 000 years*, Geogr. Stud. Spec. Iss., 9, s. 43–61.
- Klimek K., Kocel K., Łokas E., Wachniew W., 2003, *Osady denne stawu w dolinie Rudy, dorzecze górnej Odry; Zastosowanie metod kartograficznych i radioizotopowych w określaniu tempa sedymentacji*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, PTG Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 74–78.

- Kocel K., 1995, *Stawy w dolinie Rudy (Górny Śląsk) jako wskaźnik antropogenicznych zmian krajobrazu*, [w:] *Przeobrażenia środowiska geograficznego w przygranicznej strefie górnośląsko-ostrowskiego regionu przemysłowego*, Materiały Sympozjum Polsko-Czeskiego, WNoZ UŚ, PK CKKRW Sosnowiec, s. 57–62.
- 1997, *Osady dennie stawów jako wskaźnik zmian zaistniałych w środowisku przyrodniczym doliny Rudy*, [w:] *Park krajobrazowy „Cysterskie Kompozycje Krajobrazowe Rud Wielkich”*, Scripta Rudensia, 7, Rudy Wielkie, s. 75–84.
- 2003, *Stanowisko 7 – Ruda Kozielska–staw*, [w:] *II Warsztaty Terenowe nt. Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*, Katedra Geografii Fizycznej oraz Katedra Paleogeografii i Paleoekologii Czwartorzędu WNoZ UŚ, Oddział Katowicki Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Rudy 15–17 maja 2003 r., s. 19–20.
- Lankauf K.R., Szymańda J.B., Chruścińska A., Oczkowski H.L., Przegiętka K.R., 1996, *Badania sedymentologiczne i wstępne datowanie metodą termoluminescencji osadów eolicznych z Kępy Kujawskiej*, Geochronometria, 14, 80, Gliwice, s. 131–145.
- Michalska G., Szpikowski J., 1999, *Akumulacja osadów w Stawie Młyńskim na Parsęcie (Storkowo, Górna Parsęta)*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych, cz. 2*, UAM, Zakład Geoekologii i Monitoringu Środowiska Przyrodniczego, Stacja Geoekologiczna w Storkowie, Poznań, s. 131–136.
- Passega R., 1964, *Grain-size representation by CM patterns as a geological tool*, Journal Sed. Petrol., 34, s. 830–847.
- Passega R., Byramjee R., 1969, *Grain size image of clastic deposits*, Sedimentology, 13, s. 830–847.
- Podgórski Z., 2001, *Akumulacja osadów dennych w stawie młyńskim w Turznicach-2 (koło Grudziądza)*, [w:] *Czynniki i bariery regionalnej współpracy transgranicznej – bilans dokonań*, Materiały 50 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Polańczyk 19–22 września 2001 r., Oddział Rzeszowski PTG, UMCS Filia w Rzeszowie, s. 60–62.
- 2002a, *Etapy rozwoju niecki stawu młyńskiego w Oleszku w świetle badań palinologicznych*, [w:] K. Klimek, K. Kocel (red.), *Roślinność a procesy erozji, transportu i depozycji*, Konferencja Katedry Paleogeografii i Paleoekologii Czwartorzędu WNoZ UŚ, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec, s. 123–127.
- 2002b, *Przebieg sedymentacji osadów w stawie młyńskim w Turznicach-2 (koło Grudziądza)*, [w:] J. Kitowski (red.), *Czynniki i bariery regionalnej współpracy transgranicznej – bilans dokonań*, Uniwersytet Rzeszowski, Oddział Rzeszowski PTG, Rzeszów, s. 157–167.
- 2004, *Wpływ budowy i funkcjonowania młynów wodnych na rzeźbę terenu i wody powierzchniowe Pojezierza Chełmińskiego i przyległych dolin Wisły i Drwęcy*, Wyd. UMK, Toruń.
- Podgórski Z., Szymańda J., 2002, *Antropogeniczne przekształcenia wybranych fragmentów rynny Strugi Kowalewskiej wskutek budowy i funkcjonowania młynów wodnych*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, 32, s. 111–125.

- Rzepecki P., 1983, *Klasyfikacja i główne typy litologiczne osadów jeziornych*, Zeszyty Naukowe AGH, Geologia, 9, 1, s. 73–94.
- Sundborg A., 1967, *Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology*, Geogr. Annaler, 5, 49A, s. 333–343.
- Szmańda J., 2000, *Litodynamiczny zapis powodzi w aluwjach pozakorytowych Wisły*, [w:] *Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej*, Przewodnik wycieczek terenowych, V Zjazd Geomorfologów Polskich 11–14 września 2000, Toruń, s. 221–231.
- Szupryczyński J., 1988, *Wpływ włocławskiego zbiornika wodnego na środowisko geograficzne*, [w:] L. Starkel (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Wyd. PAN, Wrocław–Warszawa–Kraków–Gdańsk–Łódź, s. 203–224.
- Szwarczewski P., 2003, *Zapis naturalnych i antropogenicznych zmian środowiska przyrodniczego w okolicach Żyrardowa na przykładzie osadów wypełniających nieckę stawu młyńskiego*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, PTG Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 213–219.
- Waga J.M., 2002, *Możliwości wykorzystania basenów sedymentacyjnych w strefie zlewni Rudy do odtwarzania zapisu późnoplejstocenijskich i holocenijskich zmian środowiska*, [w:] B. Szwarczewski, E. Smolska (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*, 1, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Wyższa Szkoła Agrobiznesu w Łomży, Warszawa, s. 139–143.
- Teisseyre A.K., 1983, *Osady denne Jeziora Turawskiego w świetle badań geologicznych*, Geologia Sudetica, XVIII, 1, s. 21–60.
- Wysota W., 2002, *Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia Wisły w południowej części dolnego Powiśla*, Wyd. UMK, Toruń.
- Wysota W., Lankauf K.R., Molewski P., Szmańda J., 1996, *Sedymentologia interstadialnej serii rzecznej (Rzęczkowo) zlodowacenia Wisły (Vistulian) odsłoniętej w południowo-zachodniej krawędzi Wysoczyzny Chełmińskiej*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, 28, Toruń, s. 39–63.
- Wysota W., Lankauf K.R., Molewski P., Szmańda J., 1997, *Zarys procesów fluwialnych w kopalnej serii rzecznej zlodowacenia Wisły*, [w:] *Warsztaty terenowe: Procesy, formy i osady fluwialne na obszarze młodoglacjalnym Nizy Polskiego*, 18–21 czerwca 1997, Toruń–Stupsk, s. 50–53.
- Wysota W., Chruścińska A., Lankauf K.R., Przegietka K.R., Oczkowski H.L., Szmańda J., 2000, *Chronostratigraphy of the vistulian deposits in the southern part of the Lower Vistula region (North Poland) in the light of TL dating*, Geologos, 5, Poznań, s. 123–134.

BOTTOM DEPOSITS IN SMALL RESERVOIRS OF THE CHEŁMNO
LAKELAND AGAINST A BACKGROUND OF SEDIMENTS
DEPOSITED BY SELECTED SEDIMENTARY ENVIRONMENTS

Summary

The deposits left by different sedimentary environments have specified grain size parameters. The analysis of grain size parameters is one of the most significant method used to indicate genesis of deposits and interpret the sedimentary environment hydrodynamics.

The aim of this research is to verify the uses of grain size parameters in indication of their genesis and characteristics of deposit environments' hydrodynamics. In the research grain size parameters according to Folk and Ward (1957) have been used: mean size (Mz), standard deviation (σ_1), skewness ($Sk1$) and kurtosis (KG). The first percentic (C) and medium (M) have also been used for interpreting hydrodynamics, as done by Passega (1964) on the C/M diagram.

The materials for the research were bottom sediments taken from four small mill ponds located on the Chełmno Lakeland. These reservoirs differed from each other in their genesis, morphology, damming and draining of water and catchment management. 128 samples have been analysed and their distribution illustrated on the mean size versus standard deviation diagram (Fig. 2) and the C/M Passega diagram (Fig. 3). Next, these parameters were compared with the parameters of a selection of sediments from different sedimentary environments (Fig. 4).

Two groups of bottom deposits have been isolated from these reservoirs. The first are sandy – silt sediments, transported in traction, saltation and grained suspension, in a high – energy environment. The features of these sediments are similar to those of alluvial deposits and fluvio-glacial deposits. The second group are silty – clay sediments accumulated mainly from grained suspension and uniform suspension. The grain size parameters of these sediments are similar to the parameters of fine – grained overbank river deposits and varve clays.

To conclude, it is impossible to unequivocally deduce from grain size results' analysis about genesis of sediments, due to similar granulometric features of various sedimentary environments. The development of bottom deposits depends on the mineral source material, the morphology and size of the basin and the regime of the supplying watercourses.

Adres autorów:

Zbigniew Podgórski, Jacek B. Szmańda
Instytut Geografii UMK,
ul. Fredry 6, 87–100 Toruń

E-mail: zbyszek@geo.uni.torun.pl
szmanda@geo.uni.torun.pl

Andrzej Rachocki

SIEDEMDZIESIĘCIOLECIE „DOLINY DOLNEJ WISŁY”

WSTĘP

Dokładnie przed siedemdziesięciu laty, w roku 1934, ukazał się 12–13 zeszyt – wydawanych pod kierunkiem Profesora Geografii Stanisława Pawłowskiego – Badań Geograficznych Uniwersytetu Poznańskiego, zawierający pracę Rajmunda Galona pt. „*Dolina dolnej Wisły jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*”. Była to, i jest do dzisiaj, publikacja szczególna, skłaniająca do zastanowienia się zarówno nad krętością dróg, którymi podążają myśli uczonych jak i wpływem literatury naukowej na sposób myślenia jej odbiorców. Dwie trzecie jej objętości autor poświęcił problematyce geologii osadów czwartorzędowych. Pozostałą część charakterystyce rzeźby obejmującej opisy zboczy na poszczególnych odcinkach biegu doliny, teras (jeśli występują) i dna dolinnego. Genezę doliny omówiono na ośmiu stronach. Ponieważ dla jej zrozumienia osady odstawiające się w zboczach doliny – same w sobie interesujące – nie mają większego znaczenia w niniejszym artykule pozostawione będą bez komentarza.

GENEZA DOLINY WEDŁUG GALONA

Na stronie 84., w podrozdziale 4. – „*Powstanie i rozwój doliny dolnej Wisły*”, w punkcie „a” zatytułowanym „*Predyspozycje dzisiejszej doliny dolnej Wisły*” czytamy:

„*Powyżej stwierdzono, że wzdłuż dzisiejszej doliny Wisły ciągnie się zagłębienie powierzchni kredowej, wypełnione utworami trzeciorzędowymi. Utwory trzeciorzędowe nie tylko nie potrafiły wyrównać niecki kredowej, ale uległy zniszczeniu. Lodowiec, zastawszy już na obszarze niecki erozyjnej zagłębienie powierzchni trzeciorzędowej, pogłębił je i cofając się pokrył to zagłębienie materiałem morenowym. Pomimo większej działalności akumulacyjnej na terenie zagłębienia utwory morenowe – jak wynika z załączonych profilów poprzecznych – nie zdołały wyrównać zakłębłości podłoża, skierowanej ku północy. Stąd należy przyjąć, że po stopieniu się mas lodowych obszar dzi-*

siejszej doliny dolnej Wisły przedstawiał się nie tylko jako płytkie, podłużne zagłębienie, lecz także zgodnie z podłożem nachylał się ku pn. Południowy bowiem kierunek nachylenia, wzdłuż którego odwadniały i odwadniają rzeki zandrowe, jak Mątawa, Brda, Czarnawoda i Drwęca, powstał na stożkach zandrowych rozpościerających się u stóp moreny Bałtyckiej wzgl. starszych moren. Obszary zandrowe reprezentują nachylenie dyluwialne (pd.) w odróżnieniu od obszarów moreny dennej nachylających się zgodnie z podłożem ku północy.

Stąd polodowcowe zagłębienie doliny dolnej Wisły, gdzie moreny czołowe wraz z polami zandrowymi występują dopiero w pewnej odległości, odpowiadającej może w przybliżeniu granicom zagłębienia, zachowało w każdym razie w północnej swej części pierwotny kierunek nachylenia. Zbyteczne jest więc przyjęcie zmiany kierunku nachylenia z pd. na pn., jak to zakłada K r a u s, przyczem oczywiście nie wyklucza się, że istniały ruchy epirogenetyczne odnoszące się do całego obszaru, a zmieniające stosunek dolnego Powiśla do Bałtyku. Śledząc poziom odpływu zandrowego wzdłuż doliny Czarnejwody i Mątawy, opadający ku pd. i kończący się stopniem erozyjnym nad doliną Wisły, należy przyjąć, że w pd. części doliny dolnej Wisły był także skierowany analogicznie do zandru Brdy do Pradoliny Toruńsko-eberswaldzkiej, odwadniającej wówczas wyłącznie na zach. Ślady rynny spływowej wzdłuż doliny Wisły nie zachowały się, gdyż dzisiejsze brzegi doliny Wisły są wynikiem późniejszej erozji bocznej meandrów Wisły (na terasie nadzalewowej i zalewowej). Kwestia zniszczenia pierwotnego kierunku spływu sandrowego w pd. części doliny dolnej Wisły prowadzi już do zagadnienia odwrotu Wisły z Pradoliny Toruńsko-eberswaldzkiej doliną dolnej Wisły do Bałtyku”¹.

Zacytowany *in extenso* podpunkt chociaż jeszcze nie wyjaśnia, w jaki sposób powstał dolny odcinek doliny Wisły, zawiera fragmenty istotne dla zrozumienia idei morfogenetycznych autora. Czytamy więc iż: „Stąd należy przyjąć, że po stopieniu się mas lodowych obszar dzisiejszej doliny dolnej Wisły przedstawiał się nie tylko jako płytkie, podłużne zagłębienie, lecz także zgodnie z podłożem nachylał się ku pn. [wolno sądzić, że na całej długości A.R.]. Południowy bowiem kierunek nachylenia, wzdłuż którego odwadniały i odwadniają rzeki zandrowe, jak Mątawa, Brda, Czarnawoda i Drwęca, powstał na stożkach zandrowych rozpościerających się u stóp moreny Bałtyckiej wzgl. starszych moren. Obszary zandrowe reprezentują nachylenie dyluwialne (pd.) w odróżnieniu od obszarów moreny dennej nachylających się zgodnie z podłożem ku pn.” – by pięć wierszy dalej dowiedzieć się, że: „Stąd polodowcowe zagłębienie doliny dolnej Wisły, gdzie moreny czołowe wraz z polami

¹ We wszystkich cytatach zachowano pisownię oryginału.

zandrowymi występują dopiero w pewnej odległości, odpowiadającej może w przybliżeniu granicom zagłębienia, zachowało w każdym razie w pn. swej części pierwotny kierunek nachylenia [już nie w całej, a tylko w północnej – A.R.]. Zbyteczne jest więc przyjęcie zmiany kierunku nachylenia z pd. na pn., ...”.

Znikąd natomiast nie dowiemy się gdzie, zgodnie z nachyleniem jakiego podłoża i dlaczego obszary moreny dennej miałyby nachylać się ku północy. Podobnie jak czytając o występowaniu moren czołowych i sandrów „*dopiero w pewnej odległości odpowiadającej może w przybliżeniu granicom zagłębienia*”, nie unikniemy zdziwienia, dlaczego u czoła lądolodu ciągnącego się w poprzek tego zagłębienia nie powstawały moreny czołowe, lecz wraz z towarzyszącymi im polami sandrowymi, pojawiły się dopiero w pewnej odległości od niego. Tak więc zaledwie kilkanaście wierszy tekstu powoduje, że dysponujemy alternatywnymi wersjami sytuacji wyjściowej, zakładającymi przetrwanie całości lub części obniżenia. Od wyboru jednej z nich zależy, czy dalsze próby zrozumienia genezy doliny dolnej Wisły napotkają większe czy mniejsze opory naszych umysłów. Nie przewidując kłopotów, które z tego wynikną, R. Galon swe rozważania morfogenetyczne oparł na drugiej wersji, nie chroniącej przed akceptacją „*zmiany kierunku nachylenia z pd. na pn.*”, tym samym zmuszającej do podejmowania prób wyjaśnienia tego fenomenu, co niestety dotychczas się nie udało.

Aby – nie tylko w nauce, ale w niej szczególnie – mówić o czymkolwiek z nadzieją iż będzie się jednoznacznie zrozumianym przez adresata wypowiedzi, niezbędne jest używanie dokładnie określonych pojęć. Pod tym względem publikacji R. Galona daleko do doskonałości. Używanie wyrazów zaczerpniętych z języka potocznego, oraz stosowanie w miejsce wyrazów już użytych, innych wyrazów nie będących ich synonimami, ale traktowanych jak synonimy, nie ułatwia zrozumienia treści, a miejscami wręcz je uniemożliwia. Przykładu – nie jedyne – dostarcza punkt „b” podrozdziału 4 zatytułowany „*Przełom Wisły*”, w którym – jako mającym istotne znaczenie dla zrozumienia początkowych etapów powstania doliny – jest to szczególnie niepokojące.

„*Interpretacja zjawisk morfologicznych, będących w związku z odwrotem Wisły na pn., opiera się na skartowanych i na załączonym rysunku (ryc. 10) podanych poziomach dolinnych oraz na ich profilu podłużnym. W dotychczasowych opracowaniach teras pradoliny Toruńsko-eberswaldzkiej i zagadnienia odwrotu Wisły na pn., opartych na błędnym wyznaczeniu teras w dolinie dolnej Wisły (Sonntag)*

lub niewłaściwej interpretacji istniejących poziomów dolinnych, zwłaszcza w basenie Grudziądzkim (Jentzsch, Sonntag), przyjmowano, że odwrót Wisły na pn. nastąpił dopiero w poziomie środkowej terasy i że do tego czasu wody zastoiskowe, wypełniające basen Grudziądzki i basen Świecki (Konopacki), odpływały ku na pd. ku pradolinie Toruńsko-egerswaldzkiej (w poziomie środkowej terasy) czego mają być dowodem terasy w obu basenach.”

Po 32. wierszach poświęconych krytyce poglądów niemieckich badaczy doliny dolnej Wisły, w dalszej części tego samego punktu, jego autor kontynuuje:

„Ponieważ – jak wykazano – odpływy zandrowe Mątwy, Czarnej-wody i Brdy skierowane były ku pd. a górna terasa opada ku pn., przełom Wisły na pn. musiał się dokonać jeszcze w poziomie odpływu zandrowego. Poziom odpływu zandrowego kończy się nad doliną Wisły i pradoliną stopniem erozyjnym. Dopiero na pn. od Czarnkowa występuje w pradolinie Toruńsko-egerswaldzkiej dalszy szczepek tego najwyższego poziomu w postaci terasy rzecznej wznoszącej się, podobnie jak pod Bydgoszczą na wysoczyźnie, o 10 m (74–75 m n.p.m.) nad górną terasę (65 m n.p.m.). Poziom odpływu zandrowego stanowi najstarszą i właściwą fazę istnienia pradoliny. W tym poziomie wody roztopowe, przychodzące szlakami zandrowymi złączyły się z wodami roztopowymi i uchodziły pradoliną na zach. Przełom Wisły, oznaczający zniszczenie pierwotnego, na pd. skierowanego poziomu wód zandrowych a równocześnie zakończenie okresu pradolinnego, mógł się dokonać jedynie w poziomie odpływu zandrowego. Górna terasa jest już dnem Wisły, bifurkującej po dokonaniu przełomu na pn. doliną przełomową i przedewszystkiem na zach. pradoliną. Jeżeli się przedłuży profil górnej terasy aż do delty, okazuje się, że schodzi się on prawie z poziomem pierwotnej wysoczyzny. Z tego wynika, że brzeg morza polodowcowego, do którego uchodziła Wisła w poziomie górnej terasy, był płaski.

Do Wisły będącej na górnej terasie wpadały także w odpowiednim poziomie Brda (odpływa pradoliną na zach.) i Czarnawoda (odpływa Wisłą na pn.). Bifurkacja istniała jeszcze na następnym poziomie, na wyższej terasie środkowej. Natomiast w poziomie niższej terasy środkowej, Wisła uchodziła już tylko na pn. Opuszczone dno w pradolinie w poziomie wyższej terasy środkowej zmieniło się na teren bagnisty. Później powstałe torfowisko podniosło pierwotny poziom dna dolinnego (55 m n.p.m.) do 60 m n.p.m. Brda, która dawniej wraz z wodami w pradolinie uchodziła na zach. kieruje się w odwrotnym niż dotychczas kierunku ku Wiśle. Stąd niższa terasa środkowa Brdy wykazuje przeciwne nachylenie niż wyższa terasa środkowa w pradolinie pod Bydgoszczą.”

Tu wypada przynajmniej zapytać:

– Co oznacza słowo „odwrót” zastosowane w odniesieniu do rzeki?

– Czy „poziom dolinny” i „terasa” są synonimami? Jeżeli tak, co określa złożenie „poziom terasy środkowej”?

– W jaki sposób doszło do tego, że – poziom odpływu zandrowego kończy się nad doliną Wisły i pradoliną stopniem erozyjnym – czy to oznacza, że kiedy po powierzchni sandru przestały spływać wody roztopowe został on podcięty, jeżeli tak, to przez jakie wody, skąd i dokąd płynące?

– W jaki sposób – *„Dopiero na pn. od Czrnkowa występuje w pradolinie Toruńsko-eberswaldzkiej dalszy szczytek tego najwyższego poziomu w postaci terasy rzecznej...”* – poziom odpływu sandrowego ze spadkiem na południe przekształcił się w terasę r z e c z n ą ze spadkiem na zachód, skoro nad pradoliną zakończył się stopniem erozyjnym?

– Jeżeli poziom odpływu sandrowego kończy się stopniem erozyjnym, nie może równocześnie być „najstarszą i właściwą fazą istnienia pradoliną”, bowiem za najstarszą – choć nie wiadomo czy właściwą – wypadaloby uznać fazę poprzedzającą powstanie stopnia erozyjnego, kiedy to wody roztopowe płynąc po, nie podciętych stopniem, powierzchniach sandrów docierały do równoleżnikowego ciągu zagłębień, który w miarę – jak zakładamy – odbywającego się nim odpływu na zachód przekształcony został w to, co obecnie nazywamy pradoliną.

– I wreszcie, jeżeli mówi się bądź pisze „poziom” to nie spływała po nim woda ponieważ *ex definitione* jest to niemożliwe. Jeżeli woda spływała bądź spływa nie należy pisać, że jest to poziom, ponieważ nie jest to poziomem, lecz powierzchnią posiadającą spadek.

Ale powróćmy do doliny, bowiem poprzednie zdania odnosiły się raczej do pradolin toruńsko-eberswaldzkiej, z której rozwojem R. Galon usiłował zsynchronizować część faz rozwoju doliny dolnej Wisły.

„Przełom Wisły, oznaczający zniszczenie pierwotnego, na pd. skierowanego poziomu wód zandrowych a równocześnie zakończenie okresu pradolinnego, mógł się dokonać jeszcze w poziomie odpływu zandrowego.”

I znowu problem o tyle poważniejszy, że zacytowane zdanie stanowi klucz do wyjaśnienia przez R. Galona – a zrozumienia przez czytających – inicjalnej fazy powstania doliny dolnej Wisły. Nie wiadomo jak autor rozumiał to, co napisał. Zdany na siebie czytelnik usiłujący zrozumieć to, co napisano, dochodzi do wniosku, że za zniszczenie nachylonej ku południowi powierzchni sandrowej – i powstanie przełomu o dnie

wykazującym spadek ku północy – odpowiedzialna jest bifurkująca i płynąca przeciw spadkowi sandru, część wód dotychczas normalnie (czyli zgodnie z ówczesnym spadkiem) płynących pradoliną ku zachodowi. Wód pokonujących dodatkowy opór stawiany im przez nadal spływające ku południowi „wody zandrowe”, które jednak już nie spływają gdyż zakończył się „okres pradolinny”, z którym ich spływanie tenże autor ściśle wiązał. Trzy dalsze zdania, oprócz nieporadności pierwszego, zawierają dziwny wniosek, wyciągnięty nie bardzo wiadomo z czego.

„Górna terasa jest już dnem Wisły, bifurkującej po dokonaniu przelomu na pn. dolina przelomową i przedewszystkiem na zach. pradoliną. Jeżeli się przedłuży profil górnej terasy aż do delty, okazuje się, że schodzi się on prawie z poziomem pierwotnej wysoczyzny. Z tego wynika, że brzeg morza polodowcowego, do którego uchodziła Wisła w poziomie górnej terasy, był płaski.”

U schyłku plejstocenu nietypowo zachowywały się zarówno wody płynące pradoliną, a potem doliną dolnej Wisły, jak – choć chyba nieco później – i innych rzek.

„Brda, która dawniej wraz z wodami w pradolinie uchodziła na zach., od chwili wysychania pradoliny kieruje się w odwrotnym niż dotychczas kierunku ku Wiśle. Stąd niższa terasa środkowa Brdy wykazuje przeciwne nachylenie, niż wyższa terasa środkowa w pradolinie pod Bydgoszczą.”

Ponieważ idee morfogenetyczne przedstawione w „Dolinie dolnej Wisły” budzą wątpliwości, z nadzieją na uzyskanie ich bardziej zrozumiałej wykładni sięgnięto po późniejsze opracowania tegoż autora. Niestety obrazu idei to nie poprawiło, bowiem po upływie niemal trzydziestu lat, omawiając ten sam problem, R. Galon pisze:

„Wraz z zanikiem lobu Wisły i pojawieniem się bałtyckiego jeziora lodowego w ówczesnej zatoce, sięgającej po Tczew i Malbork, wytworzyły się warunki dla powstania bezpośredniego odpływu wód wiślanych na północ. Dzieje tego odwrotu są jeszcze nieznanne. Jedną z najstarszych prób wyjaśnienia genezy odwrotu Wisły jest koncepcja kolejnych zastoisk P. S o n t a g a. W każdym razie musimy przyjąć kilka faz rozwojowych na terenie obecnej doliny dolnej Wisły. W okresie płynięcia wód w poziomie terasy sandrowo-pradolinnej tedy zapewne płynęły wody sandrowe Wdy w kierunku południowym ku pradolinie. Odpływ o podobnym kierunku istniał prawdopodobnie także w poziomie terasy pradolinnej przejściowej. W tym jednak okresie miały miejsce procesy morfologiczne, które przygotowały odwrót części wód wiślanych ku północy. Polegały one przede wszystkim na zmniejszaniu działu wód

między gdańskim basenem zastoiskowym a Kotliną Toruńską. Nie jest wykluczone, że to przechodzenie wód wiślanych na północ zostało ułatwione przez wytapianie się brył martwego lodu na linii obecnej doliny dolnej Wisły. Z nowej drogi korzystały zapewne w pierwszej fazie wody katastrofalne, później regularne wody powodziowe Wisły.” (Galon 1961, str. 106–107)

A po czterdziestu latach:

„Dolina dolnej Wisły (poniżej Kotliny Toruńskiej) jest młodszym odcinkiem dolinym w stosunku do doliny Wisły powyżej Torunia. W czasie gdy w stadiale pomorskim warszawsko-toruńskim odcinkiem doliny Wisły były odprowadzane wody rzeczno-lodowcowe do Kotliny Toruńskiej i dalej do pozostałej części pradoliny Noteci-Warty, dolina Wisły jeszcze nie istniała a jej obecnym szlakiem napływały w przeciwnym kierunku wody roztopowe z sandru Wdy, by pod Fordonem podobnie jak sąsiednie cieki sandrowe uchodzić do pradoliny. Dopiero po stadiale pomorskim część wód zbierających się w Kotlinie Toruńskiej, zaczęła odpływać bifurkacyjnie na północ do tworzącego się zastoiska gdańskiego. W czasie tego odrotu czy przełomu dawny szlak sandrowy Wdy uległ zniszczeniu.” (Galon 1972, str. 147–148).

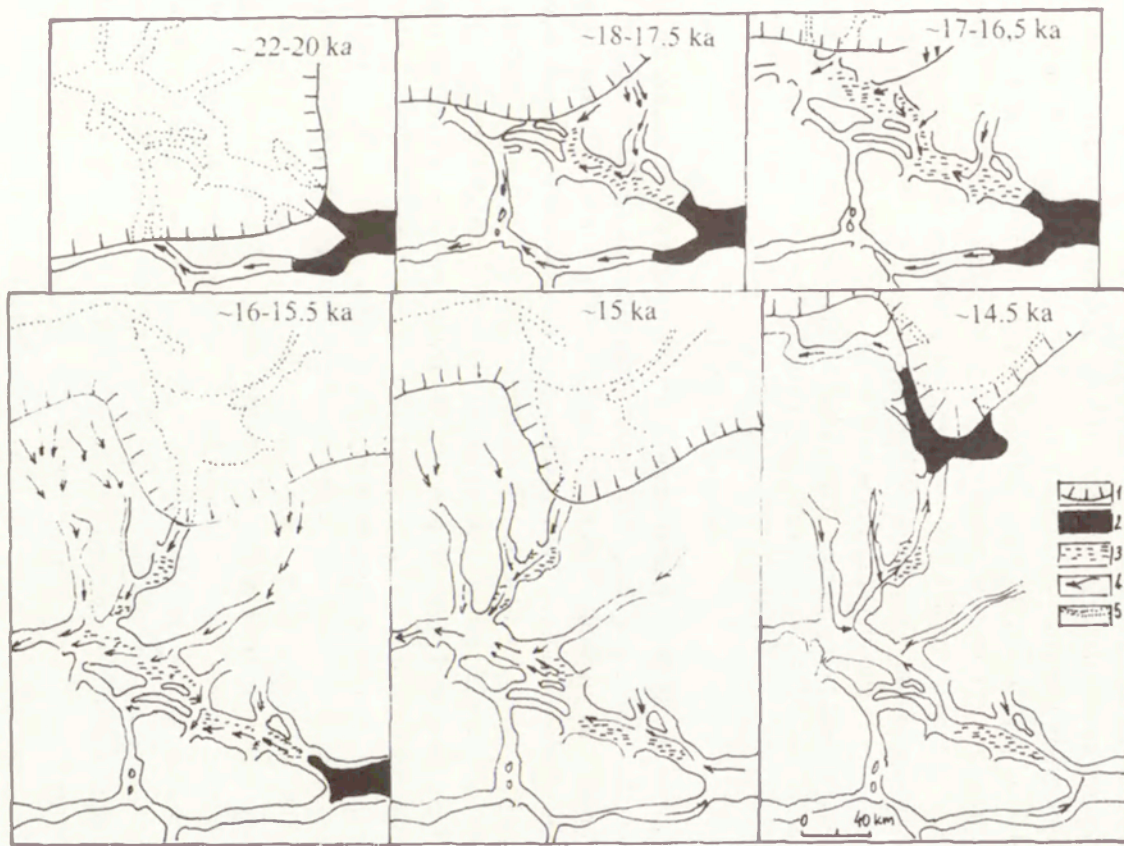
Z przytoczonych fragmentów widać, że mimo upływu dziesięcioleci ani zasadnicze tezy, ani styl wypowiedzi nie ulegały zmianom. Obok znanego już „odrotu”, „odrotu czy przełomu”, pojawia się „przechodzenie wód wiślanych na północ”. Ponieważ wodzie płynącej w poziomie „pradoliny terasy przejściowej” – która w roku 1934 była w dolinie Wisły „wyższą terasą środkową” – należało ułatwić odpływ ku północy, zrobiły to nieokreślone „procesy morfologiczne, które przygotowały odwrót [podkr. A.R.] części wód wiślanych ku północy”.

I tu pożądane byłyby komentarze, jednak nie sposób ich pisać jeżeli nie chcemy by – po uwzględnieniu numeracji i nazewnictwa teras pradolinnych i rzecznych w dolinie dolnej Wisły oraz innych dolinach, uniemożliwiającego śledzenie, które terasy z którymi, i gdzie, genetycznie i chronologicznie wiązać należy – objętość ich stała się porównywalna z kilkutomowymi uwagami H. Vaihingera dotyczącymi zaledwie wstępu i przedmów do kantowskiej „Krytyki czystego rozumu” (Tatarkiewicz 1972).

Chociaż trudno przypuszczać by taka intencja przyświecała jej autorowi, wątpliwości które budzi, pytania które rodzi, cierpkie komentarze które prowokuje powodują, że „*Dolinę dolnej Wisły*” należy traktować nie jako publikację o wartości wątpliwej lub wyłącznie historycznej, lecz jako publikację o walorach dydaktycznych zawsze wartą wnikliwego przestudiowania², bo i uczącą jak pisać nie należy, i swym negatywnym przykładem zachęcającą do podejmowania trudu tworzenia, jeżeli nie lepszych bo bardziej bliskich prawdzie, to przynajmniej wewnątrznie spójnych rekonstrukcji minionych zdarzeń morfogenetycznych. Siedem dziesiątków lat, które upłynęły od opuszczenia drukarni dowodzi, że nie często tak pojmowano znaczenie „*Doliny dolnej Wisły*”. Nieporównanie częściej przez współczesnych i następców autora, traktowana była, i jest, jako obowiązujący wzorzec myślenia zarówno o sposobie powstania, jak i więzach genetycznych łączących pradolinę Noteci-Warty, doliny: dolnej Wisły i dolnej Odry, Brdy, Gwdy, Drawy i Drwęcy oraz pradoliny północnego skłonu Pojezierza Pomorskiego pozwalających na uczynienie z nich układu. Może to dlatego podejmowane przez nich, w oparciu o wyniki własnych badań, próby synchronizowania chronologii zdarzeń morfogenetycznych w obrębie jego elementów, z topnieniem pokrywy lądolodu u schyłku ostatniego glacjału z jednej strony, z drugiej z późnoglacialnymi i postglacialnymi fazami rozwoju morza Bałtyckiego, nie przynosząc zachęcających rezultatów, nie rodziły pytania, czy istotnie badane przez nich obiekty są częściami systemu.

W szerszej perspektywie zauważalną, ale nie przekonującą, próbę odejścia od tego schematu podjął S. Kozarski, który fazy rozwoju pradoliny Noteci-Warty znaczone terasami uznanymi za erozyjno-akumulacyjne, powiązał nie z rozwojem i zmianami poziomu wód bazy erozyjnej, lecz z rytmem zmian klimatycznych przełomu ostatniego glacjału i postglacjału (Kozarski 1962). W perspektywie ograniczonej do doliny dolnej Wisły i jej otoczenia ani publikacje dotyczące jej bezpośrednio (Drozdowski 1974, 1976, 1982; Niewiarowski 1987) ani pośrednio (Niewiarowski 1968; Andrzejewski 1994; Błaszkiwicz 1998) w warstwie morfogenetycznej nie wniosły niczego nowego. Żywotność stworzonej przez R. Galona wizji genezy doliny dolnej Wisły, a także języka jakim jest wyrażana, manifestuje się nawet w publikacjach najnowszych gdzie napotykamy „*przedarcie się wód do Zatoki*

² Nie mylić z przeczytaniem, czy „przeleceniem wzrokiem”.



Ryc.1 Drogi odpływu wód na tle deglacji doliny dolnej Wisły wg Wiśniewskiego (Starkel 2001). 1 – położenie czoła lądolodu, 2 – zastoiska, 3 – obszary występowania martwego lodu w obrębie doliny Wisły, 4 – kierunki odpływu wód, 5 – zarysy współczesnej doliny Wisły i Bałtyku

Melt water and river outflow during several stages of the deglaciation – acc. to Wiśniewski (Starkel 2001). 1 – ice margin, 2 – ice dammed lakes, 3 – dead ice in lower Vistula valley, 4 – outflow directions, 5 – Lower Vistula valley and vicinity of the Gulf of Gdańsk at present

Gdańskiej”; a „po fazie bifurkacji przerzut wód Wisły ku Zatoce Gdańskiej”, któremu „towarzyszyła gwałtowna erozja wsteczna [? A.R.], gdy poziom jeziora lodowego obniżył się na około 80m poniżej współczesnego poziomu morza” (Starkel 2001, str. 150). Syntetycznie ilustruje to rycina 1 przedstawiająca, zmieniający się wraz z deglacją, obraz dróg odpływu wód powyżej doliny dolnej Wisły i w jej obrębie, która to rycina – w zależności od tego jak odczytamy jej przesłanie – albo nie wyjaśnia niczego albo zawiera trafną, chociaż niezamierzoną a więc zupełnie przypadkową, intuicję. Zauważmy bowiem (ryc. 1), że jej autor pod pokrywą lądolodu, wszędzie, kropkami zaznaczył zarys układu obniżen (dolinnych i pradolinnych) w jego obecnej postaci. W miarę postępującej deglacji do tego układu, różnymi drogami (strzałki) trafiały wody rzeczne i roztopowe wykorzystując go jako szlak dalszego odpływu, co absolutnie nie tłumaczy w jaki sposób ten, gotowy do wykorzystania przez odpływające wody, układ powstał. A przecież jakoś i kiedyś powstać musiał i to co najmniej przed ostatnim nasunięciem pokrywy lądolodu – nie zaś w trakcie deglacji, a tym bardziej nie po niej – skoro w dnach dolin i basenów mogły pozostawać znaczne ilości martwego lodu (vide rycina). Trzy dolne części, jak zawsze w przypadku doliny dolnej Wisły, są ilustracją poglądów R. Galona.

REINTERPRETACJA

Spróbujmy spojrzeć inaczej na to, co wydaje nam się, że wiemy. Jeżeli z powodów, które przedstawiano wcześniej (Koutaniami, Rachocki 1987; Rachocki, Koutaniami 1991; Rachocki 1992) trudno zaakceptować pogląd, że dolina dolnej Wisły została wyerodowana u schyłku ostatniego glacjału, wolno podzielać – niczemu zresztą w jego własnych rozważaniach nie służące – przypuszczenie R. Galona głoszące iż jej, na całej długości nachylone ku północy, obniżenie powstało wcześniej i nie zostało zasypane osadami ostatniego nasunięcia lądolodu, który maksimum swej rozległości osiągnął, jak obecnie sądzimy, ok. 20 000 lat B.P. (faza leszczyńska). Wymaga to rezygnacji z pozbawionego racjonalnych podstaw poglądu o akumulacji glacialnej wyrównującej wszelkie nierówności podłoża³, na którym się dokonuje, ale oferuje możliwość stworzenia rekonstrukcji morfogenetycznej wolnej od dotychczasowych nielogiczności. Jeżeli za zasadne uznamy przypuszczenie iż mogło przetrwać obniżenie doliny dolnej Wisły, nie ma powodu sądzić, że nie mogły go przetrwać także inne obniżenia, w których – w miarę postępującej deglacji – miały prawo zalegać

³ Z którego (patrz pierwszy cytat) nawet Galon skłonny był częściowo zrezygnować.

zarówno bryły martwego lodu, jak i mogły one być zalewane przez wody pierwotnie gromadzone w podpartych lodem zastoiskach takich jak np. zastoisko warszawskie. Spływające w ślad za topniejącym lądolodem, wody zastoiska – do którego oprócz wód cieków proglacialnych mogły także trafiać wody proto-Wisły – odsłaniały zakumulowane na jego dnie osady, umożliwiając wydłużającej swój bieg proto-Wiśle ich rozcinanie oraz częściowe redeponowanie. Tylko taki – to znaczy uwzględniający przetrwanie obniżen – scenariusz nie pozbawia sensu dywagacji dotyczących rozwoju zastoiska warszawskiego i deglacjacji kotlin Płockiej i Toruńskiej oraz nadaje pełnię znaczenia pogładowi wypowiedzianemu w zdaniu: „*Ten niezależny (w pewnym sensie) czas i mechanizm pogłębiania poszczególnych odcinków doliny czyni bezowocnymi próby korelacji wyższych stopni terasowych na całej długości doliny dolnej Wisły.*” (Starkel 2001, str. 149–150)

Nie ma żadnego powodu wykluczać iż wody spływającego zastoiska warszawskiego, przejściowo zgromadzone w obniżeniu Kotliny Toruńskiej, początkowo rozlewały się także w ówczesnym obniżeniu obecnej Pradoliny Noteci-Warty (bądź jej części) – lub, że w pewnym okresie spływały nim ku zachodowi – choć trudno uzasadnić pogląd iż pradolina jaką dziś widzimy, wraz z występującymi w niej terasami uznanymi za erozyjno-akumulacyjne, swe powstanie zawdzięcza wyłącznie wodom płynącym nią na zachód. W tym względzie od poglądów R. Galona (1961) czy S. Kozarskiego (1962) większą moc przekonującą mają poglądy badaczy niemieckich szczególnie ostro przez R. Galona krytykowane i ostatecznie zdecydowanie odrzucone (Galon 1961).

Kiedy spod lodu ukazał się południowy odcinek przetrwałego obniżenia doliny dolnej Wisły, poczęły go zalewać wody zastoiska. Postępująca deglacjacja odsłaniając spod lodu położone coraz dalej na północ części obniżenia, umożliwiała spływanie do niego wód zalewających Kotlinę Toruńską i utworzenie w nim, podpartego topniejącym czołem lądolodu, zastoiska doliny dolnej Wisły, czego konsekwencją było stopniowe osuszanie pradoliny Noteci-Warty. Uchodząc do spływającego zastoiska Wisła – oraz część wód roztopowych – powodowała iż w zalonym wodą obniżeniu, ku północy przemieszczało się czoło osadów deponowanych w nim przez ekstraglacialną proto-Wisłę, zaś lokalnie, i niekoniecznie postępując w kierunku północnym, następowało zasypywanie go materiałem docierającym z wodami roztopowymi. Sedymentacja ta została zapoczątkowana i odbywała się jeszcze przed ostatecznym wytopieniem martwych lodów zalegających dno obniżenia doliny dolnej Wisły, a jej postępy zależały

między innymi od tempa deglacjacji, od którego z kolei uzależnione było spływanie dolinnego zastoiska ku północy. Analiza materiałów zebranych podczas badań Basenu Grudziądzkiego (Drozdowski 1974, 1976, 1982) wskazuje, że zainteresowani tym problemem mogliby przynajmniej rozważyć możliwość podjęcia próby uwolnienia swego morfogenetycznego myślenia od dominacji wizji opartej na przeświadczeniu o etapowym erodowaniu doliny dolnej Wisły „potwierdzonym” występowaniem, głównie w jednym miejscu – Basenie Grudziądzkim, niekiedy nader skąpych fragmentów tego, czemu w liczbie dziewięciu, nadano niegdyś miano stopni teras erozyjnych. Podjęcie takiego wysiłku myślowego zdaje się być tym bardziej uzasadnione ponieważ:

- nie każde spłaszczenie znajdujące się na zboczu doliny rzecznej jest terasą;

- dolina dolnej Wisły może być formą przetrwałą, zatem i spłaszczenia, jeśli nie są wyłącznie produktem myślenia życzeniowego i dają się zaobserwować, i tak nie koniecznie muszą świadczyć o etapowym erodowaniu doliny na przełomie późnego glacjału i postglacjału;

- rozległe powierzchnie „teras” – na których w obrębie Basenu Grudziądzkiego, występują wytopiska – prawdopodobnie są poziomami zasypiania dna zastoiska wraz z pozostawionymi na nim bryłami martwego lodu, nie terasami rzecznyymi *sensu stricto*, których powstanie można wiązać ze schematycznie pojmowaną alternacją faz erozji wgłębnej i bocznej stymulowanych zmianami poziomu wody w bazie erozyjnej, o której dotychczas wiadomo, że właściwie nie wiadomo ani co nią było, ani co powodowało w niej zmiany poziomu wody.

Najwięcej form związanych z materiałem zasypującym zastoisko doliny dolnej Wisły napotykamy w Basenie Grudziądzkim i powyżej niego. W czym można dopatrywać się skutku przejściowego ochłodzeniem klimatu, które spowolniwszy tempo topnienia czoła lądolodu utrzymywało je przez pewien okres w stabilnym położeniu, co przyczyniło się do zasypiania przez osady większej części zbiornika, niż to miało miejsce później w warunkach szybszej deglacjacji, kiedy za spływającym ku północy zbiornikiem zastoiskowym zasypywanie „nie nadążało”. Za takim wyjaśnieniem przemawia zanik poniżej Basenu Grudziądzkiego większości fragmentów teras *sensu Galon* – przez piszącego traktowanych jako poziomy zasypiania. Poważne potraktowanie informacji o 10–20-metrowej miąższości pokrywy aluwialnej pokrywającej pierwotne dno obniżenia doliny dolnej Wisły, sprawia iż należy brać pod uwagę możliwość istnienia zastoiska, w miarę deglacjacji spływającego ku północy, bowiem wobec niewielkiej ilości czasu w jakim akumulacja aluwii miałyby się do-

konać, tylko postępujące zasypywanie go tłumaczy znaczną ich miąższość. Odrzucając taką możliwość *a priori*, skazujemy się na konieczność uwierzenia iż przez ponad 10 000 lat, w dolinie dolnej Wisły regularnie, co roku, miała miejsce powódź pokrywająca całą szerokość jej dna warstwą osadów pionowego narastania o grubości 1,5–2 mm. Innych możliwości wytłumaczenia – jeżeli aluwia są aluwiami – raczej nie ma.

Jeżeli zastoisko w Basenie Grudziądzkim rzeczywiście istniało to kiedy? Datowanie torfów spoczywających na dnie jez. Rudnickiego Małego – będącego wytopiskiem o dnie sięgającym poziomu pierwotnego dna obniżenia obecnej doliny dolnej Wisły – wskazuje na wiek $11\ 680 \pm 280$ B.P., (Drozdowski, Berglund 1976) co oznacza, że bryły martwego lodu, w zasypujących zastoisko osadach zostały pogrzebane wcześniej. Takie przypuszczenie, od południa, uwiarygodnia wiek osadów organicznych, $14\ 390 \pm 270$ lat B.P. z Basenu Warszawskiego, powstałych w czasie kiedy w tym basenie zastoiska jako takiego już nie było (Baraniecka, Konecka-Betley 1987); zaś od północy, data $14\ 500$ B.P. (Rotnicki, Borówka 1994) oznaczająca deglację fazy gardzieńskiej, z którą – jak się sądzi – wiązało się istnienie na obszarze Żuław i południowej części Zatoki Gdańskiej zastoiska gdańskiego, marginalnego zbiornika podpartego czołem topniejącego lądolodu. Możliwość jego istnienia nie stoi w sprzeczności z przedstawionym zarysem zdarzeń morfogenetycznych, choć chyba nie przypominało ono zastoiska gdańskiego Sonntaga⁴ (Sonntag 1913) i jego następców.

WĄTPLIWOŚCI

W dotychczasowych rozważaniach, pomijano litologię i stratyografię utworów czwartorzędowych, jednak każda próba odpowiedzi na pytanie, czy dolina dolnej Wisły jest formą, która przetrwała ostatnie nasunięcie lądolodu, czy też została wyerodowana w trakcie lub po deglacjacji terenu nim pokrytego, wymaga odniesienia się do okresu osadzania glin zwałowych zalegających na powierzchni oraz ich rozprzestrzenienia. Jeżeli dolina wyerodowana została w trakcie/po deglacjacji, musi być młodsza od najmłodszych glin budujących powierzchnie morfologiczne przyległych wysoczyzn. Jeżeli jest formą, która przetrwała ostatnie nasunięcie lądolodu, jest mało prawdopodobne by pod osadami aluwialnego wypełnienia dna (zakładając, że są to aluwia) nigdzie nie zachował się nawet skrawek płata gliny złożonej w trakcie tego nasunięcia. Jeżeli dolina jest młodsza od najmłodszej, leżącej na powierzchni, gliny zwałowej, to od

⁴ Nb. w artykule Sonntaga nazywanego nie Danzigestausee, lecz Weichselhaffstausee.

czasu depozycji tej gliny znacznie ważniejsze jest zakończenie deglacjacji umożliwiającej – na całej obecnej długości doliny – odpływ ku północy wody, która zaczęła ją erodować. To z kolei, zgodnie z tym co aktualnie podobno wiemy, mogło nastąpić nie wcześniej niż 14,5–14 tys. lat B.P. Jeżeli wiek przypisany tzw. drugiej erozyjnej terasie w Basenie Grudziądzkim można z grubsza ocenić na około 12,5 tys. lat B.P. chyba bezpodstawne jest upieranie się przy późnoglacialnym, erozyjnym pochodzeniu doliny dolnej Wisły, co wcale nie oznacza końca problemów. Nawet bowiem zmusiwszy się, wbrew utrwalonemu sposobowi myślenia, do akceptacji przetrwałości doliny dolnej Wisły, pozostawiamy otwarty problem, tzw. fazy czy też stadium pomorskiego. Jeżeli obniżenie istniało przed ostatnim nasunięciem lądolodu, którego południową granicę stanowi faza leszczyńska – to niezależnie czy fazę pomorską nazwiemy recesyjną czy odrębnym nasunięciem – będzie powracać pytanie, dlaczego czoło lądolodu przebiegając w poprzek istniejącego, bo przetrwałego, obniżenia akurat tutaj nie naznaczyło swego położenia nawet najskromniejszymi morenami czołowymi, chociaż na wschód i zachód od niego, na Pomorzu i na Mazurach są one tak znaczne pod względem wysokości bezwzględnych, a niekiedy także i względnych. A może nigdzie nie były one i nie są znaczne, a tu w trakcie postglacialnego rozwoju doliny zostały zniszczone tak, że nie pozostał po nich nawet najdrobniejszy ślad w rzeźbie lub osadach? Lub może na taki ślad nie natrafiono, albo natrafiwszy zinterpretowano go jako co innego? A może będąc gdzie indziej znacznymi pod względem wysokości, genetycznie wcale nie są morenami czołowymi i jako takie nie mają związku ani z recesją ani z nasunięciem fazy pomorskiej, a jeśli tak, to co w ogóle wiemy o fazie pomorskiej jej istnieniu, wieku, zasięgu i charakterze? Pytanie zasadnicze bo wiążące się z genezą doliny dolnej Wisły, o którą głównie w tych rozważaniach chodzi.

ZAKOŃCZENIE

Piszący te słowa ośmiela się wystąpić do ewentualnych czytelników z następującą prośbą. Mówiąc i pisząc o wodach zaprzestańmy używania określeń: odwrót, odwrót czy przełom, przechodzenie, przerzut, przedarcie, ponieważ woda nie może: odwrócić się, przelamać, przejść, przerzucić się czy też przedrzeć. Jedyne co może to płynąć zgodnie z nachyleniem powierzchni, a w przypadku zatamowania drogi płynięcia, stagnując podnosić poziom swego zwierciadła by albo przelać się ponad przeszkodę i dalej odpływać starą drogą albo wykorzystując lokalne różnicowania spadków terenu, po którym przed przelaniem się nie płynęła, odpływać tak długo, jak długo pozwala spadek i w kierunku, który on wyznacza.

Przy braku spadku, na zalanych terenach woda może stagnować do momentu wyparowania bądź wsiąknięcia (najczęściej tego i tego choć w różnych proporcjach), a w przypadku jej dalszego dopływu, w miarę podniesienia się poziomu, powiększać powierzchnię zalania do chwili ustania dopływu, lub osiągnięcia poziomu umożliwiającego przelewanie się poza wypełnione obniżenie zbiornika.

W odniesieniu do lodowców czy łądolodów zaprzestaśmy używania słów: cofanie się, wycofywanie się, kurczenie, zanikanie, regresja/recesja czoła. Ponieważ jedyne co może zrobić lód to, po podniesieniu się temperatury otoczenia powyżej 0°C, topnieć czyli zamieniać się – pobierając ciepło od otoczenia przechodzić przemianę fazową – w wodę roztopową. Konsekwencją tego niech będzie rezygnacja z określeń typu „*ruchy oscylacyjne krawędzi lodowcowej*” (Galon 1961, str. 102), ponieważ ciała lodowe takie jak lodowce i łądolody, ruch w sensie fizycznym wykonują wyłącznie w trakcie pokrywania lodem powierzchni do tego momentu od lodu wolnych, co usprawiedliwia użycie terminów „nasuwania się” lub ewentualnie „transgresja”. Źle zdefiniowane czy nawet dobrze zdefiniowane, ale niewłaściwie używane słowa zdołały już wyrządzić dostatecznie dużo szkód piśmiennictwu geomorfologicznemu, a poprzez nie umysłom jego czytelników.

LITERATURA

- Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Błaszkiwicz M., 1998, *Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym Plejstocenie i wczesnym holocenie*, Dokum. Geogr., 10, IGiPZ PAN, Warszawa, ss. 134.
- Baraniecka M.D., Konecka-Betley K., 1987, *Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years, Part II*, Geographical Studies Special Issue, 4, Ossolineum, Wrocław, s. 151–170.
- Drozdowski E., 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, Prace Geogr., 104, IG PAN, Warszawa, ss. 136.
- 1982, *The evolution of the Lower Vistula River Valley between the Chełmno Basin and Grudziądz Basin*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years, Part I*, Geographical Studies Special Issue, 1, IGiPz PAN, Warszawa, s. 131–47.
- Drozdowski E., Berglund B.E., 1976, *Development and chronology of the Lower Vistula River Valley North Poland*, Boreas, 5, s. 95–107.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Badania Geograficzne, 12–13, Poznań, ss. 113.

- 1961, *Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) Ice Marginal Streamway*, Geographical Studies, IG PAN, 29, Warszawa, ss. 129.
- 1972, *Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski t. II*, PWN, Warszawa, s. 129–156.
- Koutaniemi L., Rachocki A., 1987, *Origin of the Pradolinas*, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 23, 1, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, s. 65–76.
- Kozarski S., 1962, *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci-Warty*, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 2/3, Poznań, ss. 153.
- Niewiarowski W., 1968, *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy*, Studia Societas Scientiarum Torunensis, Sectio C, 6, Toruń.
- 1987, *Evolution of the Lower Vistula Valley in the Unistaw Basin and the River Gap to the North of Bydgoszcz-Fordon*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years, Part II*, Geographical Studies Special Issue No.4, Ossolineum, Wrocław, s. 233–252.
- Rachocki A., 1992, *Przetrwłość pradolin Pobrzeża Kaszubskiego*, Zeszyty Naukowe- Geografia, Uniwersytet Gdański, 18, Gdańsk, s. 97–118.
- Rachocki A., Koutaniemi L., 1992, *The origin of pradolinas: a re-assessment, a reply to S. Kozarski*, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 27/28, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, s. 37–50.
- Sonntag P., 1913, *Die Urstromtäler des unteren Weichselgebietes*, Schriften der Naturforschenden Gesellschaft in Danzig, XIII, 3, Danzig.
- Starkel L., 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Monografie, 2, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Tatarkiewicz W., 1972, *Historia filozofii t. III*, PWN, Warszawa.

SEVENTY YEARS OF THE MONOGRAPH „LOWER VISTULA VALLEY” BY R. GALON

Summary

The paper is devoted for critical evaluation of ideas concerning origin of the 100 km long landform called Lower Vistula River Valley which is terminal part of ca 1000 km long valley of the main polish river. For the first time these ideas were exposed seventy years ago in monograph by R. Galon. In spite numerous, obvious illogicalities contained in the book, mistaken ideas appeared to be everlasting, and to astonishment of present author, still exert strong impact on the way of thinking contemporary polish geomorphologists who occupy with studies of this interesting landform.

Adres autora:

Andrzej Rachocki

*Katedra Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Gdański
Ul. Dmowskiego 16A, 80–952 Gdańsk 6*

Zbigniew Rdzany

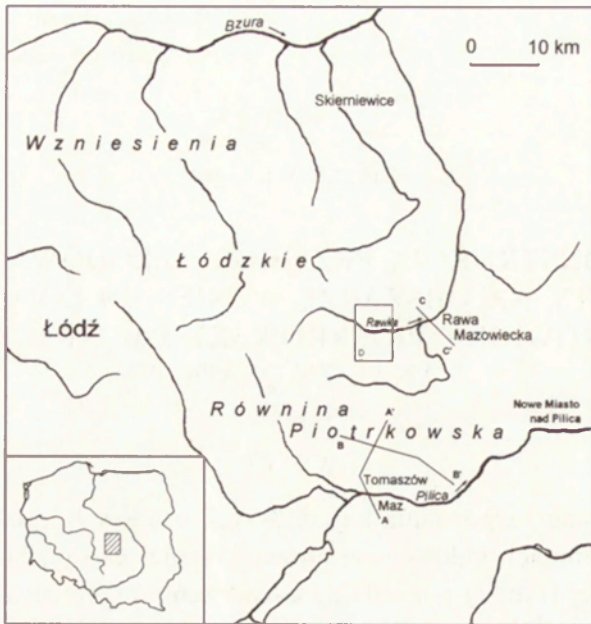
REKONSTRUKCJA PRZEBIEGU ZŁODOWACENIA WARTY NA OBSZARZE WZNIESIEŃ ŁÓDZKICH I RÓWNINY PIOTRKOWSKIEJ W ŚWIETLE ANALIZY OSADÓW

WSTĘP

Obecny stan rozpoznania najmłodszych osadów bezpośredniej i pośredniej akumulacji lodowcowej obszaru Wzniesień Łódzkich i Równiny Piotrkowskiej (ryc. 1) pozwala na odtworzenie przebiegu zlodowacenia Warty w stopniu bliskim rekonstrukcjom zdarzeń vistuliańskich Polski północnej. Powiązanie cech strukturalnych i teksturalnych z pozycją przestrzenną osadów, na tle uwarunkowań morfologii terenu, umożliwi wyjaśnienie wielu procesów i zjawisk z różnych etapów rozwoju, egzystencji oraz zanikania łądolodu.

Pierwsze dokładniejsze opisy osadów glacyogenicznych tego obszaru znane są od czasów S. Lencewicza (1927). Duży postęp badań nastąpił później poczynając od lat 60. ubiegłego stulecia, kiedy to formami glacyogenicznymi zajęły się dwa ośrodki badawcze: warszawski (Balińska-Wuttko 1960, 1967, 1968; Ruszczyńska-Szenajch 1966a,b; Różycki 1967) oraz łódzki (Klajnert 1966, 1978, 1984, 2004; Klajnert, Rdzany 1989, 1991; Klatkova 1972; Rdzany 1997; Jaks 2004). Analiza tych prac wskazuje, że poznawanie kolejnych szczegółów przebiegu zlodowacenia Warty zawdzięczamy głównie coraz szerzej stosowanym metodom badań osadów, w szczególności analizie facjalnej (litofacjalnej).

Celem niniejszej pracy jest próba syntetycznego zestawienia głównych etapów przebiegu zlodowacenia Warty na obszarze Wzniesień Łódzkich i Równiny Piotrkowskiej. Wprawdzie istnieją prace ujmujące problematykę glacjału Warty w skali całego regionu łódzkiego, jednakże badania osadów wieku Warty w ostatnich latach stwarzają nowe możliwości rekonstrukcji wielu zdarzeń tego okresu, zwłaszcza w obszarze na wschód od południka Łodzi.

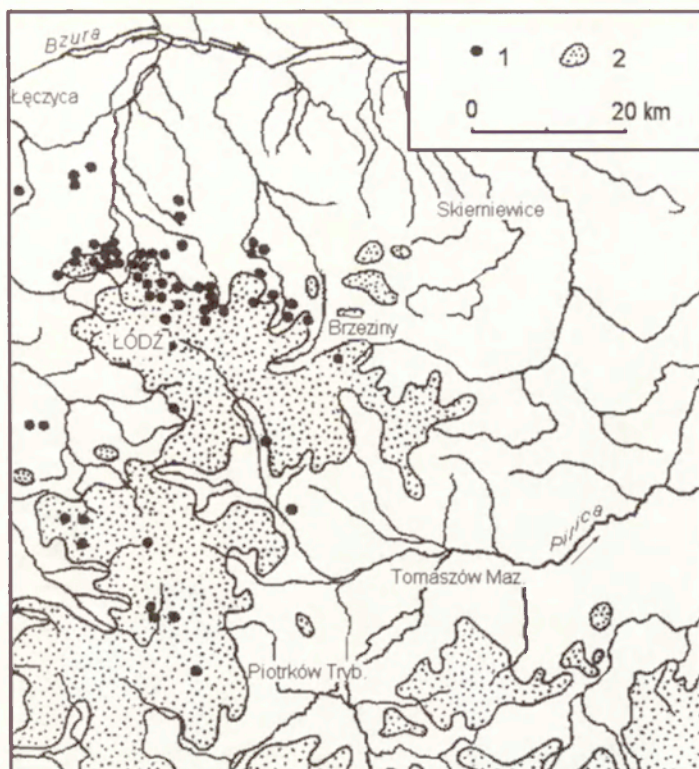


Ryc. 1. Obszar analizy. AA', BB', CC' – linie przekrojów geologicznych (ryc. 3, 4); D – obszar przedstawiony na rycinie 8

The area of analysis. AA', BB', CC' – cross-section lines (fig. 3, 4); D – area shown in figure 8

TRANSGRESJA ŁĄDOŁODU WARTY

Przebieg transgresji łądołodu Warty został najlepiej poznany w zachodniej części Wzniesień Łódzkich, na północ od linii Łódź – Brzeziny, głównie dzięki badaniom H. Klatkowej (m.in. 1996; ryc. 2). Obszar ten, zwany także strefą krawędziową Wyżyny Łódzkiej (Dylikowa 1973) odznacza się znacznym bogactwem śladów bezpośredniej działalności łądołodu na powierzchni, w sensie morfologicznym, jak i cech osadów. Transgresja miała przebieg dość utrudniony i skomplikowany z powodu proksymalnego nachylenia powierzchni terenu w stosunku do ruchu łądołodu. Łądołód Warty pokonywał tu na odcinku kilkunastu kilometrów wysokość względną stu kilkudziesięciu metrów, co objawiło się licznymi i rozległymi efektami glacitektonicznymi. Powstałe struktury deformacyjne obejmują miększe utwory plejstoceniowe starsze od gliny lodowcowej warciańskiej, a nawet miejscami osady neogenu (Dąbrówka–Strumiany koło Zgierza). Amplituda deformacji glacitektonicznych piętra Warty jest wyjątkowo duża, gdyż w wielu miejscach osiąga kilkadziesiąt, a nawet ponad 100 m. Często struktury te dochodzą do powierzchni terenu.

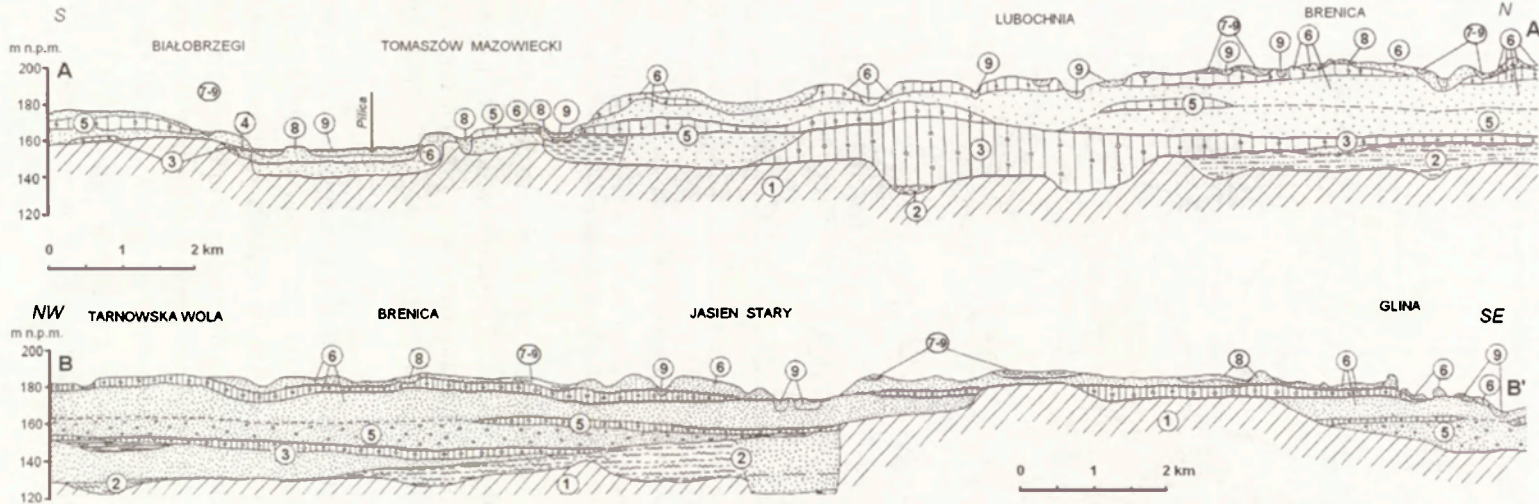


Ryc. 2. Rozmieszczenie struktur glaciotektonicznych we wschodniej części regionu łódzkiego (fragment mapy H. Klatkowej 1996). 1 – miejsca występowania struktur glaciotektonicznych; 2 – obszar wzniesiony powyżej 200 m n.p.m.

Distribution of glaciotectionic structures in the eastern part of the Łódź region (fragment of a map by H. Klatkova 1996). 1 – situation of glaciotectionic structures; 2 – area above 200 metres above sea level

Powstanie takich wielkoskalowych zaburzeń możliwe jest przede wszystkim w warunkach subglacjalnych (Brodzikowski 1987), jednakże sposób wykształcenia struktur deformacyjnych w okolicach Łodzi wskazuje raczej na prawdopodobieństwo powstania ich w strefie czoła lądolodu (Klatkova 1993b, 1996).

Przestrzenne rozmieszczenie deformacji w postaci charakterystycznej piętrowości strukturalnej świadczy o tym, że transgresja lądolodu Warty miała przebieg wieloetapowy. Prawdopodobnie doszło tu do największego w Polsce środkowej spiętrzenia części czołowej lądolodu na barierze orograficznej. W rezultacie kilkakrotnych, intensywnych nasunięć lądolodu typu szarż na różnych poziomach północnych stoków Wzniesień Łódzkich, powstało najbardziej rozległe w regionie łódzkim wystąpienie struktur glaciotektonicznych. Były one badane szczegółowo w odsłonięciach i na pod-



Rye. 3. Przekrój geologiczny przez wschodnią część Równiny Piotrkowskiej wg B. Trzmiela (1988, 1990), zmieniony, widoczny prawie horyzontalny, ogólnie nie zaburzony układ głównych warstw plejstocenu. 1 – podłoże jurajskie: wapień, margle; 2 – preplejstocen: łyły, mułki, piaski; 3 – zlodowacenie południowopolskie: gliny, piaski, łyły; 4 – interglacjał mazowiecki: piaski, łyły; 5 – zlodowacenie Odry: gliny, piaski, łyły; 6 – zlodowacenie Warty: gliny, piaski, łyły; 7 – interglacjał eemski: torfy; 8 – vistulian: piaski, łyły; 9 – holocen: piaski, torfy

Geological cross-section through the eastern part of Piotrków Plain according to B. Trzmiel (1988, 1990), simplified, revealing the almost parallel, generally undisturbed arrangement of main Pleistocene layers. 1 – Jurassic bedrock: limestone, marbles; 2 – Preglacial: clays, silts, sands; 3 – South Polish Glaciation: tills, sands, gravels; 4 – Mazovian Interglacial: sands, gravels; 5 – Odra Glaciation: tills, sands, gravels; 6 – Warta Glaciation: tills, sands, gravels; 7 – Eemian Interglacial: peats; 8 – Vistulian: sands, gravels; 9 – Holocene: sands, peats

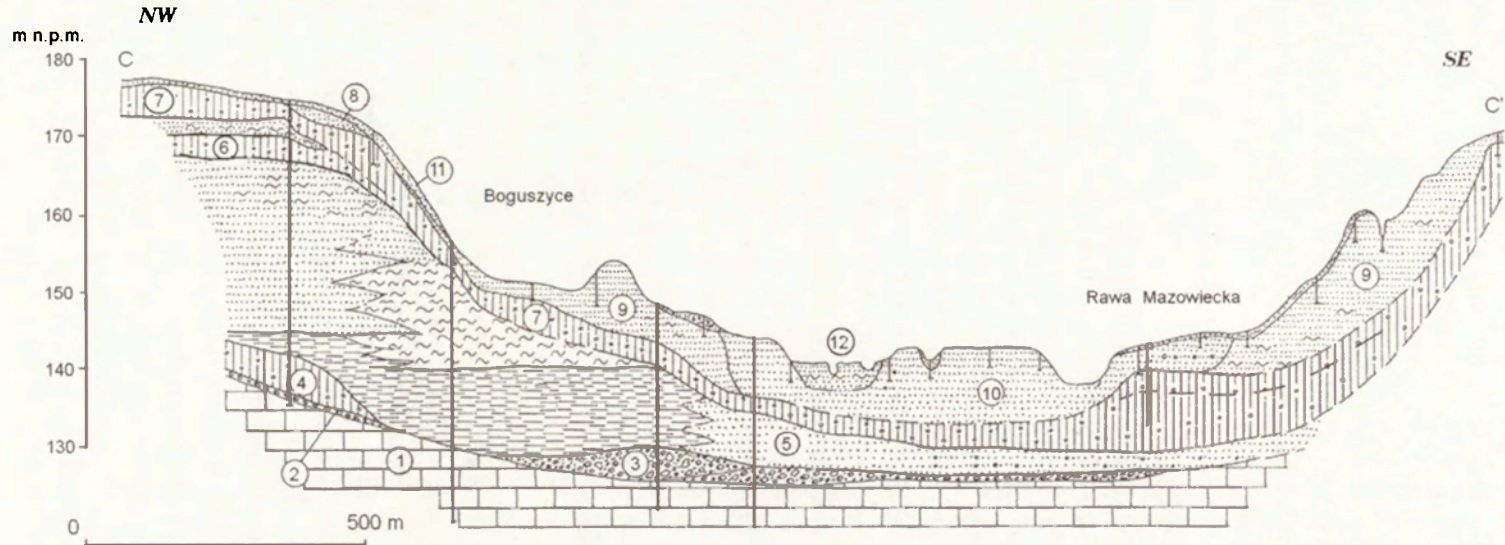
stawie materiałów wiertniczych w pasie od Celestynowa i Woli Mąkolskiej na Równinie Łowicko-Błońskiej po najwyższe partie Wzniesień Łódzkich w pobliżu i na terenie Łodzi (Klatkova 1972, 1993b, 1996; Petera 1996).

Zaburzenia glacitektoniczne warciańskie nie są jedynymi na tym obszarze, są one jednak najwyraźniej wykształcone w porównaniu ze starszymi. Powtarzanie się podobnych deformacji na tym samym terenie wskazuje na prawdopodobieństwo wpływu mobilności starszego podłoża na ich wystąpienie, jednakże zagadnienie to nie zostało do dziś dostatecznie rozwiązane (Klatkova 1996).

Osady zdeformowane glacitektonicznie dochodzą w wielu miejscach do powierzchni terenu lub są ścięte w pobliżu powierzchni gliną lodowcową warciańską, co świadczy o pokonaniu przez lądolód Warty największych przeszkód terenowych na Wzniesieniach Łódzkich i dalszej jego ekspansji po obszarze Równiny Piotrkowskiej (Klatkova 1972, 1993b, 1996). Na spłaszczeniach tzw. poziomu smardzewskiego i strykowskiego można zaobserwować także płytkie, przypowierzchniowe ścięcia utworów glacitektonicznych przez osady wodnolodowcowe z okresu deglacjacji.

Na pozostałym, znacznie rozleglejszym obszarze, obejmującym wschodnią część Wzniesień Łódzkich, czyli Wysoczyznę Skierniewicką wg A. Dylikowej (1973) oraz przyległe od południa tereny Równiny Piotrkowskiej (Tomaszowskiej), wyraźniejszych zaburzeń glacitektonicznych nie stwierdzono (ryc. 3).

Pomiędzy linią działu wodnego Rawki i Pilicy a doliną Pilicy, gdzie powierzchnia przedpola lądolodu pochylała się na południe i południowy-wschód, powstała w czasie transgresji rozległa strefa sandrowa maskująca rzeźbę strukturalną w pasie utworów górnojurajskich antyklinorium środkowopolskiego. Następnie lądolód ekspandował na ów obszar sandrowy i tereny przyległe od wschodu bez większych przejawów erozji glacialnej, a po osiągnięciu maksimum zasięgu w rejonie doliny Pilicy, dość szybko przeszedł w stan stagnacji i martwego lodu (Rdzany 1997, 2004). Ukształtowana tu równina morenowa (wschodnia część Równiny Piotrkowskiej) była określana dawniej, ze względu na morfologiczne podobieństwo do sandrów, jako tzw. sandr tomaszowski (Różycki 1967). Na powierzchni tej wysoczyzny rozpościerają się rozległe serie piaszczyste. Są to jednak głównie pokrywy eoliczne z późnego vistulianu i holocenu. Były one dość długo błędnie klasyfikowane jako osady sandrowe z recesji lądolodu Warty (Różycki 1967; Trzmiel 1988, 1990; Nowacki 1992). Serie glacifluwialne, wprawdzie są na powierzchni terenu, lecz ograniczają się one do wąskich pasów wzdłuż dolin rzecznych, m.in. Piasecznicy i Luboczanki



Ryc. 4. Przekrój przez dolinę Rawki w okolicach Rawy Mazowieckiej. 1 – podłoże jurajskie; 2 – rumosz skał jurajskich; 3 – rumosz wapieni jurajskich i otoczaki skandynawskie; 4 – glina lodowcowa; 5 – piaski, mułki i ropy wodnolodowcowe; 6 – glina lodowcowa (Odra?); 7–9 – osady zlodowacenia Warty: 7 – glina lodowcowa, 8 – piaski i żwiry glaciofluwialne, 9 – piaski i mułki glacialimniczne; 10 – piaski ze żwirem, rzeczne (vistulian); 11 – piaski, żwiry i gliny stokowe (vistulian); 12 – piaski, mułki i torfy rzeczne (holocen)

Cross-section of Rawka valley near Rawa Mazowiecka. 1 – Jurassic bedrock; 2 – rubble of Jurassic rocks; 3 – rubble of Jurassic limestone and Scandinavian cobbles; 4 – till; 5 – glaciolimnic and glaciofluvial sands, silts and clays; 6 till (Odra?); 7–9 – sediments of the Warta Glaciation: 7 – till, 8 – glaciofluvial sands and gravels, 9 – glaciolimnic sands and silts, 10 – fluvial sands and gravels (Vistulian); 11 – slope sands, gravels, and clays (Vistulian); 12 – fluvial sands, silts, and peats (Holocene)

oraz niewielkich fragmentów wysoczyzn (np. w okolicach Rokicin, Ujazdu, Rzeczycy). Powszechnej obecności osadów eolicznych w miejscach wykazywanych niegdyś jako „sandr tomaszowski” dowodzą także badania J. Goździka (2000).

W czasie transgresji, przed czołem lądolodu we wschodniej części Wzniesień Łódzkich i na Równinie Piotrkowskiej formowały się niewielkie, izolowane zbiorniki zastoiskowe (fot. 1), w których osadziły się głównie utwory mułkowo-ilaste o miąższości do kilkunastu metrów. Zbiorniki te mogły zająć obniżenia różnej genezy, np. rynny lodowcowe ze zlodowacenia Odry (Miziołek 1988; Nowacki 1992).

W rozległych obniżeniach, na przykład na terenie dzisiejszej zlewni górnej Rawki (Rdzany 1997) lub środkowej Rawki (Kobojek 2000), nie nastąpiło tego rodzaju zasypanie osadami zbiornikowymi, lecz dostosowanie się lądolodu do morfologii terenu i wysłanie gliną lodowcową tych rozległych wklęsłych form (ryc. 4). Podobne procesy udokumentowano także w innych miejscach regionu łódzkiego, w szczególności w dorzeczu środkowej Warty (Krzemiński 1974).

ZASIĘG MAKSYMALNY I EGZYSTENCJA LĄDOLODU WARTY

Zasięg maksymalny lądolodu Warty na analizowanym obszarze najlepiej dokumentuje warstwa gliny lodowcowej; kryteria morfologiczne tu zawodzą, lądolód nie pozostawił bowiem jednolitego i czytelnego zespołu form marginalnych. Zdawano sobie już z tego sprawę w czasie fascynacji koncepcją wieloetapowej deglacjacji frontalnej lądolodu Warty (Balińska-Wuttke 1960).

Pierwsze dokładniejsze opisy strefy marginalnej lądolodu skandynawskiego we wschodniej części regionu łódzkiego zawdzięczamy S. Lencewiczowi (1927). Uważał on, że lądolód (tzw. drugiego zlodowacenia lub L_4) rozwinął się między Łodzią a Wisłą, na południe od Warszawy, do postaci wielkiego lobu nadwiślańskiego, formując m.in. „morenę Żelechlińską”. Przynależność do piętra Warty, w sensie stadiału zlodowacenia Saali przypisał formom glacialnym tego terenu po raz pierwszy P. Woldstedt (1935, 1954), natomiast pierwszych prób bardziej szczegółowego określenia zasięgu lądolodu Warty w rejonie Żelechlinka i górnej Krzemionki dokonała K. Balińska-Wuttke (1960).

W latach 60. ubiegłego stulecia wyznaczano zasięg maksymalny lądolodu Warty: w rejonie działu wodnego Rawki i Pilicy (Różycki 1961, 1967), wzdłuż doliny górnej Rawki (Galon, Roszkówna 1961) oraz nieco

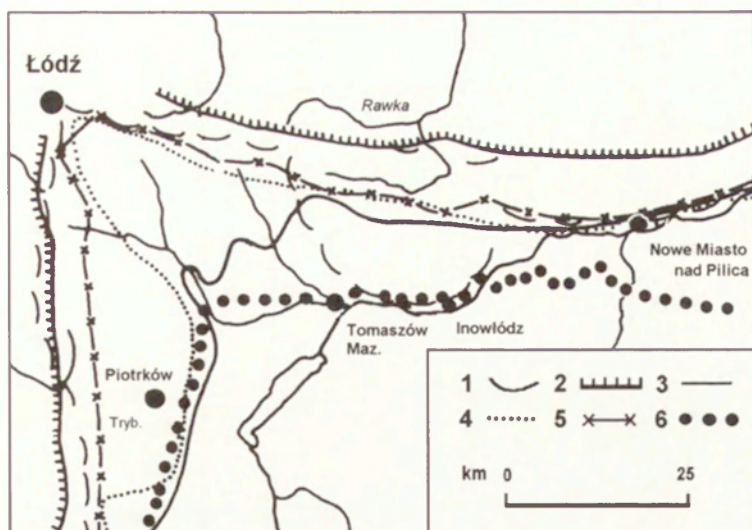


Ryc. 5. Zasięg zlodowacenia Warty (1) i Odry (2) w Europie (wg różnych źródeł)
Limits of the Warta (1) and Odra (2) Glaciations in Europe (according to various sources)

dalej na południe w okolicach Ujazdu, Inowłódza i Nowego Miasta nad Pilicą (Baraniecka i in. 1969). Wyniki późniejszych badań geomorfologicznych oraz szczegółowego kartowania geologicznego z okolic Tomaszowa Mazowieckiego skłaniają do prowadzenia tej granicy wzdłuż doliny Pilicy, a na wschód od Inowłódza kilka kilometrów na południe od tej doliny, dość blisko już zasięgu łądolodu Odry na obszarze Wału Gielniowskiego (Baraniecka 1984; Marks 2004; Nowacki 1992; Rdzany 1997, 2004; Trzmiel 1988, 1990; Turkowska 1993; Turkowska, Wieczorkowska 1993). Jest to zapewne najwyraźniejsze w Europie środkowej przybliżenie zasięgów zlodowaceń Odry i Warty (ryc. 5, 6).

Należy odnotować, iż w ostatnich latach pojawiły się także przypuszczenia, głównie na podstawie datowań termoluminescencyjnych, iż zasięg łądolodu Warty może sięgać nawet o około 30 kilometrów na południe od doliny Pilicy (Marks i in. 1995; Jaśkowski, Kowalski 1996; Lindner, Fedorowicz 1996). Poglądów tych do tej pory nie udało się jednak pozytywnie zweryfikować innymi danymi geologicznymi i morfologicznymi, co podkreślił ostatnio L. Marks (2004).

Dolina Pilicy na wschód od Tomaszowa Mazowieckiego stanowi przede wszystkim pas geologicznego zapisu zasięgu łądolodu, glina warciańska urywa się bowiem zwykle na jej północnym stoku. Jedynie między Inowłodzem a Odrzywołem ciągnie się jej warstwa w wąskim pasie po stronie południowej, występują tu także nieliczne pagórki i wały z zaburzeniami struktury wewnętrznej typu diapirów i dajek piaszczystych oraz obniżenie końcowe w rejonie Błot Brudzewickich, które mogą być uznawane za zespół najbardziej wysuniętych na południe warciańskich form marginalnych analizowanego terenu.

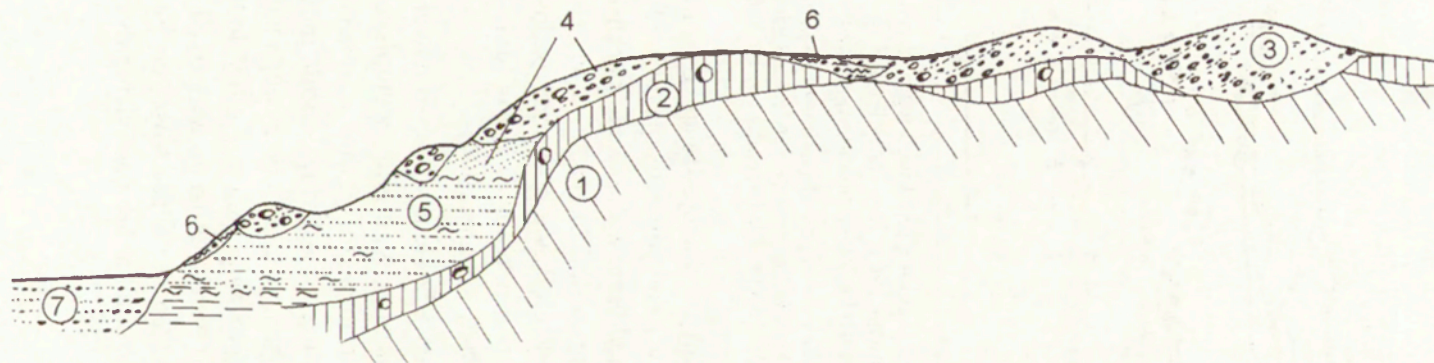


Ryc. 6. Zasięg Warty we wschodniej części regionu łódzkiego wg różnych autorów: 1 – Woldstedt 1954; 2 – Galon, Roszkówna 1961; 3 – Baraniecka i in. 1969; 4 – Różycki 1967; 5 – Mojski 1985; 6 – Baraniecka 1984, zmieniony przez autora

Terminal position of the Warta ice-sheet in the eastern part of the Łódź region according to various authors. 1 – Woldstedt, 1954; 2 – Galon and Roszkówna, 1961; 3 – Baraniecka et al., 1969; 4 – Różycki, 1967; 5 – Mojski, 1985; Baraniecka, 1984, modified by the author hereof

Warstwa gliny zlodowacenia Warty wykazuje stosunkowo niewielkie zróżnicowanie miąższości. Jedynie w pasie północnych stoków Wzniesień Łódzkich na północ od Łodzi i w pradolinie warszawsko-berlińskiej osiąga na większych powierzchniach grubość kilkunastu, a nawet powyżej 20 m. Na pozostałym, znacznie rozleglejszym obszarze rozpościera się stosunkowo cienką warstwą, rzędu 1–3 m, rzadziej 3–5 m (m.in. Klajnert 1978; Klatkowa 1993a; Nowacki 1993; Rdzany 1997).

Glina ta odznacza się niewielkim udziałem, a często nawet brakiem osadu typu lodgement. Dominują utwory typu gliny wytopiskowej oraz osady ablacyjne (fot. 1). Niewielka miąższość gliny warciańskiej oraz mały udział w jej spągu osadu z odłożenia wskazuje – obok innych przesłanek – na stosunkowo krótką egzystencję cienkiego żywego łądolodu na tym obszarze. Na obszarze występowania cieńszej gliny lodowcowej (poza najbliższymi okolicami Łodzi) nie stwierdzono większych zaburzeń gładitektonicznych. Sprzyjało temu – oprócz właściwości samego łądolodu – przeważające tu ułożenie horyzontalne lub nachylenie dystalne powierzchni podlodowej.



Ryc. 7. Schemat rozmieszczenia głównych facji osadów deglacjacyjnych na tle głównych elementów rzeźby obszaru. 1 – osady bezpośredniego podłoża lądolodu Warty; 2 – glina lodowcowa; 3 – osady glaciofluwialne kemów i form ozowo-kemowych; 4 – stożki glaciofluwialne i delty; 5 – osady glacialimniczne kemów i teras kemowych; 6 – osady ablacyjne; 7 – osady rzeczne postwarciańskie

Distribution diagram of the main facies of deglaciation sediments against major landscape features. 1 – sediments of the immediate bedrock of Warta ice-sheet; 2 – till; 3 – glaciofluvial sediments of kames and esker-kame forms; 4 – glaciofluvial cones and deltas; 5 – glacialimnic sediments of kames and kame terraces; 6 – ablation sediments; 7 – post-Warta fluvial sediments

Niekiedy wyróżniane są w profilach dwie warstwy gliny zlodowacenia Warty (Balińska-Wuttke 1960; Turkowska 1993), lecz analiza tych przypadków wykazuje, że górna glina ma często cechy osadu ablacyjnego, dolna zaś – bazalnego, mogą więc one pochodzić z jednego nasunięcia lądolodu, nie dowodząc zaistnienia większych jego oscylacji.

PRZEBIEG DEGLACJACJI

Dominujący udział facji wytopiskowej i ablacyjnej z licznymi śladami aktywności wód roztopowych w strukturze warciańskiej gliny lodowcowej (fot. 1) wskazuje na ciepły reżim lądolodu i podleganie intensywnej ablacji na opisywanym terenie. Najbardziej spektakularne przejawy intensywnej działalności wód roztopowych z fazy lądolodu aktywnego lub pasywnego to zwirowe serie glacyfluwialne typu osadów ozowych, wypełniające głębokie na ponad 20 metrów subglacialne rynny glacyfluwialne. Nie stanowią one jednak części korzeniowych typowych, w pełni ukształtowanych ozów subglacialnych, lecz form kemowych, np. Wału Rylska koło Nowego Miasta nad Pilicą, czy wału kemowego w okolicy Jeżowa (Rdzany 1997; Jaks, Rdzany 2002; Jaks 2004; fot. 2, 3).

Obok niewielkiej miąższości gliny lodowcowej świadczy to o względnie krótkotrwałym funkcjonowaniu lodu żywego.

Na glinie zlodowacenia Warty zalega bardzo zróżnicowana pod względem miąższości i cech litofacjalnych pokrywa osadów deglacjacyjnych: glacyfluwialnych, glacylimnicznych oraz ablacyjnych. Jej występowanie jest powszechne. Zalega nie tylko w obrębie wysoczyzn, lecz także tworzy główne, biorąc pod uwagę objętość osadów, wypełnienie międzywysoczyznowych kotlin i większych dolin obszaru (ryc. 7).

W zachodniej części Wzniesień Łódzkich oraz na większej części Równiny Piotrkowskiej dominują przestrzennie efekty glacji. Osady i formy deglacjacyjne są słabo wyrażone. Pokrywa utworów deglacjacyjnych typu ablacyjnego i wodnolodowcowego jest nie tylko małej miąższości, lecz często także nieciągła. W przeciętnym profilu osadów w obszarach zasięgu intensywnej tektoniki glacialnej oraz dolnej serii sandrowej, osady z okresu transgresji i egzystencji lądolodu stanowią wielokrotność odcinków profilów z deglacjacji.

Można sądzić, że spowodowane jest to wyższym położeniem hipsometrycznym obszaru oraz – w przypadku okolic Łodzi – dużym zróżnicowaniem wysokości względnych. W miarę ustępowania lądolodu, bez względu na typ deglacjacji, teren ten szybko stawał się obiektem inten-

sywnej erozji wód ablacyjnych, dającej początek licznym tu dolinom, skierowanym głównie na północ. Sedymentacja wodnolodowcowa, zwłaszcza glacyfluwialna, była tu wydajna tylko lokalnie i krótko. Mimo to jednak otwartym do dziś pozostaje tu zagadnienie, czy wyraźne poziomy spłaszczeń na długich stokach Wzniesień Łódzkich na północ od Łodzi są wynikiem oddziaływania etapowo transgredującego lądolodu, czy zawdzięczają tę morfologię wyrównującej akumulacyjno-erozyjnej działalności wód roztopowych w wyniku tworzącego się okresowo i lokalnie podparcia przez zanikający lód lodowcowy?

Także i na Równinie Piotrkowskiej obserwuje się skromne ilości osadów deglacjacyjnych ograniczające się do piasków i żwirów glacyfluwialnych, tworzących pokrywy podobne do sandrów, które ciągną się wzdłuż niewielkich dolin rzecznych. Zalegają na nich lub wśród nich lokalnie utwory ablacyjne (fot. 4). Na tym terenie nie było warunków do dłuższego blokowania wód roztopowych, stąd trudno tu wyróżnić formy kemowe.

Rozmieszczenie tych utworów wskazuje na łatwy odpływ wód w kierunku południowym i południowo-wschodnim, do obniżenia Pilicy, które mogło pełnić rolę doliny marginalnej, odprowadzającej na wschód wody roztopowe oraz spływające z Wyżyny Małopolskiej wody ekstraglacialne. Wody roztopowe płynęły tu od lododziału, jaki wytworzył się mniej więcej wzdłuż obecnej linii działu wodnego Rawki i Pilicy. Szlaki te po zlodowaceniu przekształciły się stopniowo w wąskie, choć wyraźnie wcięte doliny Piasecznicy, Gaci, Luboczanki i in.

Duże znaczenie w wytworzeniu spokojnej morfologii tego obszaru z cienką pokrywą wodnolodowcową i ablacyjną mógł odgrywać także równomierny zanik względnie cienkiego lodu poprzez parowanie.

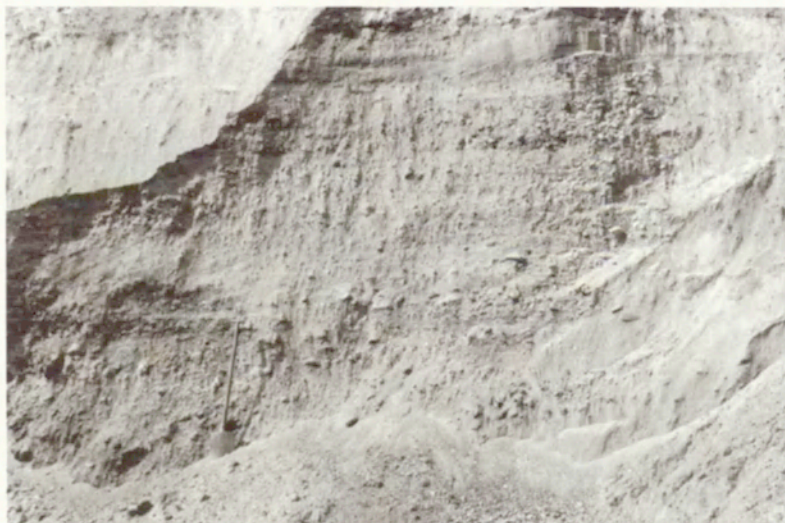
Na pozostałym obszarze, od pradoliny warszawsko-berlińskiej na północy po dział wodny Rawki i Pilicy, a więc o rozciągłości ok. 40–50 km, zaś o powierzchni ok. 3–3,5 tys. km² (stawiając umowną granicę opisywanego regionu kilka km na wschód od Rawki), dominują efekty zanikania lądolodu Warty nad przejawami efektywności depozycyjnej aktywnego lodu lodowcowego. Są to charakterystycznie zróżnicowane osady deglacjacyjne, budujące przede wszystkim kemę różnych typów, formy o pośredniej ozowo-kemowej genezie, oraz sandropodobne pokrywy glacyfluwialne na wysoczyznach (fot. 2, 3, 5, 6).

Rozległe pola kemowe, występujące na tym terenie, nie rozdzielone czytelnymi formami glacymarginalnymi, stanowią najlepszy dowód arealnego zaniku lądolodu na wyjątkowo dużym obszarze (fot. 7). Jest to jeden z największych obszarów deglacjacji arealnej w Polsce.



Fot. 1. Chociw, północna część Równiny Piotrkowskiej. Gлина lodowcowa Warty (2) na łożach zastoiiskowych (1). W warstwie gliny pakiety warstwowanych osadów glaciofluwialnych (3)

Chociw, northern part of the Piotrków Plain. Till of the Warta Glaciation (2) on the dammed lake clays. Blocks of layered glaciofluvial sediments visible in the till layer (3)



Fot. 2. Łaszczyn, Wysoczyzna Rawska. Żwirowe osady glaciofluwialne korzeniowej części Wału Rylska

Łaszczyn, Rawa interfluve. Gravely glaciofluvial sediments of the root portion of the Rylsk Ridge



Fot. 3. Łaszczyn, osady
Wału Rylska na
Wysoczyźnie Rawskiej.
Część "ozowa" (1) z okresu
egzystencji lądolodu i część
górną "kemowa" (2) z
okresu deglacjacji arealnej.

Łaszczyn, sediments of the
Rylsk Ridge in the Rawa
Interfluve. The 'esker' portion
(1) from the period of ice-sheet
existence and the upper, 'kame'
portion (2) from the period of
areal deglaciation.

Fot. 4. Ujazd k. Tomaszowa
Mazowieckiego. Żwiry gliniaste
ablacyjne wśród piasków
glacifluwialnych.

Ujazd near Tomaszów Mazowiecki.
Ablation clayey gravels among
glaciofluvial sands.





Fot. 5. Dąbrowa k. Nowego Miasta nad Pilicą. Osady glaciofluwialne kemu na wysoczyźnie.

Dąbrowa near Nowe Miasto on Pilica. Glaciofluvial sediments of a kame in the interfluve.



Fot. 6. Marianka k. Rawy Mazowieckiej. Osady glaciofluwialne w brzeżnej części wysoczyzny.

Marianka near Rawa Mazowiecka. Glaciofluvial sediments in the marginal part of the interfluve.



Fot. 7. Kemy i obniżenie międzykemo we okolicach Żelechlinka
Kames and an interkame basin in the vicinity of Żelechlinek



Fot. 8. Branik k. Żelechlinka. Piaski bardzo drobnoziarniste glacialimniczne kemu.
Branik near Żelechlinek. Very fine-grained glacialimnic sands of the kame.



Fot. 9. Rzymiec k. Białej Rawskiej. Zaburzenia grawitacyjne w piaskach glaciofluwialnych brzeżnej części kemu.
 Rzymiec near Biała Rawska. Gravitational disturbances in glaciofluvial sands of the marginal parts of the kame



Fot. 10. Łaszczyn. Diamiktonowe utwory ablacyjne na stoku ozowo-kemowej formy Wału Rylska.

Łaszczyn. Diamicton ablation formations on the slope of the esker-kame structure of the Rylsk Ridge.



Fot. 11. Rzymiec k. Białej Rawskiej. Dobrze zachowana struktura szczelinowa kontrakcji termicznej typu klinu złożonego w górnej części stoku kemu

Rzymiec near Biała Rawska. A well-preserved thermal contraction fissure structure of the composite wedge type in the upper part of the kame slope.

Procesy deglacyjny zachodziły w zależności od cech morfologiczno-hydrologicznych pokrywy lodowej oraz rzeźby i – być może – dynamiki bezpośredniego podłoża lądolodu (Klajnert 1978; Klajnert, Rdzany 1991; Rdzany 1997).

We wczesnej fazie zaniku lądolodu, miejsca elewacji jego bezpośredniego podłoża, na przykład ciągnące się na wzdłuż linii Koluszki–Żelechlin–Czerniewice, stały się środowiskami lokalnej sedymentacji kemowej typu przetańowego (Rdzany 1997). Ten etap deglacji to również powstanie form o budowie złożonej ozowo-kemowej, np. Wału Rylska (Jaksa, Rdzany 2002).

W czasie zaawansowanej deglacji, postęp degradacji martwego lodu prowadził do spływania wód ablacyjnych z odsłanianych spod lodu wysoczyzn morenowych i rozwoju sedymentacji w rozległych obniżeniach. Na obrzeżeniach wysoczyzn tworzyły się niewielkie pokrywy glacyfluwialne, nie wyróżniające się zwykle w morfologii, lecz powstałe w wyniku dużych wahań siły transportowej wód ablacyjnych. Często ich profile wykazują przewagę litofacji żwirowych o cechach gwałtownej depozycji w fazie dna zrównanego na znacznej powierzchni stożka napływowego lub szerokiej łachy rzeki roztokowej. Oprócz tych osadów, podobnych pod względem litologicznym do utworów sandrów proksymalnych (fot. 6, Marianka k/Rawy Mazowieckiej, Sokołówka i Czerwonka k/Żelechlinka), akumulowały się także powszechnie na obrzeżeniu zbiorników różnej wielkości delty gilbertowskie (Rawa Mazowiecka – Tatar).

W otwartych zbiornikach, pośród płatów martwego lodu rozwinęły się środowiska sedymentacji glacylimnicznej, gdzie odkładały się głównie piaski drobnoziarniste i mułki, w szczególności w Kotlinie Górnej Rawki (Rdzany 1997; Jaksa 2004). Najbardziej wydajna akumulacja utworów wodnolodowcowych miała miejsce, gdy obszary zajęte przez lód martwy były jeszcze mniej więcej w połowie.

Spływanie wód zbiorników pozostawiło liczne struktury rynien erozyjnych, wciętych zwykle na kilka metrów w drobnoziarniste piaski glacylimniczne. Rynny te szybko zapełniały się żwirami glacyfluwialnymi lub diamiktonowymi utworami ablacyjnymi.

Systematyczne ustępowanie podparcia lodowego, wytapianie pogrzebanych brył martwego lodu i lodu w zamrożonych lokalnych zbiornikach, odsączanie wody z osadów, uruchamiały powszechne przypadki osiadania, obrywów oraz różnej wielkości większych osuwisk (fot. 9).



Ryc. 8. Morfologia zespołu kemów w Kotlinie Górnej Rawki (9–12 km na W od Rawy mazowieckiej)

Morphology of a kame field in the Upper Rawka Basin (9–12 km west of Rawa Mazowiecka)

W miarę postępu deglacjacji coraz bardziej nasilała się aktywność różnych odmian sptywów i soliflukcji, stąd dość powszechne, choć nieciagle otulenie osadów wodnolodowcowych utworami ablacyjnymi o największym zróżnicowaniu uziarnienia i struktury spośród wszystkich utworów glacialnych (fot. 10).

Mimo stosunkowo mało zróżnicowanych strukturalnie serii kemowych, bogactwo morfologiczne ukształtowanych tutaj kemów jest zadziwiające – występują tu różne odmiany wałów (wśród nich liczne jęzory i łapy kemowe – Klajnert 2004), pagórków, stoliw, teras kemowych oraz liczne obniżenia międzykemowe, głównie wytopiskowe, lecz także erozyjne (ryc. 8; fot. 7, 8).

Zróżnicowany krajobraz obszaru był selektywnie przekształcony w istulianie, zwłaszcza w obrębie form wklęsłych. Ogólnie jednak kemy i inne formy wypukłe obszaru, a także rozległe równiny wysoczyznowe, przetrwały w postaci niewiele zmienionej. Wskazują na to liczne fakty, m. in. brak lub mała miąższość osadów denudacji peryglacialnej w zagłębieniach bezodpływowych i w dolnych częściach stoków oraz dobrze zachowane vistuliańskie struktury peryglacialne na grzbietach i stokach form glacialnych zlodowacenia Warty (fot. 11).

WNIOSKI

1. ransgresja lądolodu Warty miała na analizowanym obszarze przebieg zróżnicowany. W zachodniej, wyżej wzniesionej części Wzniesień Łódzkich lądolód ten pozostawił w strukturze osadów liczne ślady intensywnych nasunięć (szarż), przedzielanych fazami stabilizacji. Na pozostałym obszarze dostosował się do zastanej rzeźby, pokrywając teren względnie cienką pokrywą.
2. Po osiągnięciu maksymalnego zasięgu w rejonie doliny Pilicy lądolód Warty szybko osiągnął stan lodu pasywnego i martwego w wyjątkowo szerokiej strefie brzeżnej, sięgającej tzw. pradoliny warszawsko-berlińskiej. Osady i morfologia strefy marginalnej *sensu stricto* są lokalnie rozpoznawalne, lecz słabo wykształcone.
3. Na analizowanym terenie lądolód Warty zanikał arealnie, lecz w sposób zróżnicowany, zależnie od morfologii podłoża, warunków lokalnej migracji wód oraz możliwości odpływu wód poza zasięg mas lodu:
 - W zachodniej części Wzniesień Łódzkich oraz na Równinie Piotrkowskiej słabo blokowane wody ablacyjne wyrównywały lub lokalnie rozcinały powierzchnię odsłaniającą się spod lądolodu;

- We wschodniej części Wzniesień Łódzkich i w sąsiednich, zachodnich partiach Wysoczyzny Rawskiej uformował się zespół basenów sedymentacji wodnolodowcowej (kemowej), o licznych wzajemnych połączeniach. W miejscach wyżej położonych, czyli na dzisiejszych wysoczyznach, dominowała sedymentacja glacyfluwialna – stąd kemy glacyfluwialne i sandropodobne pokrywy glacyfluwialne. W obniżeniach rozwinęły się natomiast rozległe baseny sedymentacji zbiornikowej, które obecnie dokumentują kemy o budowie glacylimnicznej.
4. Warciańskie osady glacygeniczne, mimo późniejszych przekształceń, wykazują dobry stan zachowania pierwotnych struktur.

LITERATURA

- Balińska-Wuttke K., 1960, *Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką*, Prace Geogr. IG PAN, 23, ss. 112.
- 1967, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Głuchów (630)*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- 1968, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Głuchów (630)*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1984, *Złodowacenie środkowopolskie*, [w:] *Budowa Geologiczna Polski, I, Stratygrafia, 3b, czwartorzęd*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 154–196.
- Baraniecka M.D., Sarnacka Z., Skompski S., 1969, *Stratigraphy of sediments and palaeomorphology of the marginal zone of the Warta stadial*, *Geographia Polonica*, 17, s. 55–72.
- Brodzikowski K., 1987, *Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glacytektonizmu Europy Środkowej*, *Studia Geograficzne*, 43, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 934.
- Dylikowa A., 1973, *Geografia Polski. Krainy Geograficzne*, PZWS, Warszawa.
- Jaksa A., 2004, *Zróżnicowanie środowisk akumulacji osadów kemowych w regionie łódzkim na podstawie analizy litofacjalnej*, Zakład Geomorfologii UŁ, Łódź, maszynopis pracy doktorskiej.
- Jaksa A., Rdzany Z., 2002, *Sedymentologiczny zapis dynamiki deglacjacji Wysoczyzny Rawskiej na przykładzie Wału Rylska*, *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXXII – Nauki Matematyczno-Przyrodnicze*, 109, s. 169–181.
- Jaśkowski B., Kowalski B., 1996, *Profil litostratygraficzny czwartorzędu w SW części Równiny Radomskiej*, [w:] *Polska w Europie Bałtyckiej*, 45 *Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego*, Słupsk.
- Galon R., Roszkowna L., 1961, *Extents of the Scandinavian Glaciations and of their recession stages on territory of Poland in the light of an analysis of marginal forms of inland ice*, *Przeł. Geogr.*, 33, 3, s. 347–364.
- Goździk J.S., 2000, *Aeolian cover sands in the south-eastern part of the Łódź region*, [w:] R. Dulias, J. Pełka-Gościńskiak (red.), *Aeolian processes in*

different landscape zones, Dissertations of Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, s. 80–88.

- Klajnert Z., 1966, *Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego*, Acta Geographica Lodziensia, 23.
- 1978, *Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpołu*, Acta Geographica Lodziensia, 38.
- 1984, *Analysis of kames for palaeogeographical reconstructions*, Boreas, 13, s. 95–109.
- 2004, *Cechy morfologiczne i geologiczne strefy brzeżnej lądolodu zlodowacenia Warty na Wyżynie Łódzkiej*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie Warty w Polsce*, UMCS, Lublin, s. 51–69.
- Klajnert Z., Rdzany Z., 1989, *Glacifluwalna geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką*, Acta Geographica Lodziensia, 59, s. 21–39.
- 1991, *Wpływ podłoża na zanikanie lądolodu warciańskiego w lobie Rawki między Pilicą a Bzurą*, Materiały I Zjazdu Geomorfologów Polskich, Poznań, s. 80–81.
- Klatkowa H., 1972, *Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego*, Acta Geographica Lodziensia, 28.
- 1993a, *Niektóre cechy glacialnych osadów Warty w środkowej Polsce*, Acta Geographica Lodziensia, 65, s. 99–140.
- 1993b, *Uwagi o strukturach glacialnych i ich morfologicznym wyrazie w strefie zlodowacenia warciańskiego Polski Środkowej i Zachodniej*, Acta Geographica Lodziensia, 65, s. 141–166.
- 1996, *Elementy glacicitektoniczne w budowie geologicznej i rzeźbie podłódzkiej części środkowej Polski*, Acta Geographica Lodziensia, 72, s. 7–103.
- Kobjek E., 2000, *Morfogeneza doliny Rawki*, Acta Geographica Lodziensia, 77.
- Krzemiński T., 1974, *Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty*, Acta Geographica Lodziensia, 33.
- Lindner L., Fedorowicz S., 1996, *Wiek TL osadów plejstocenijskich w Janowie nad Radomką i problem zasięgu lądolodów w czasie zlodowaceń środkowopolskich (Odry, Warty) w strefie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*, Przegl. Geol., 44, 9, s. 935–937.
- Lencewicz S., 1927, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, Prace Państwowego Instytutu Geologii, 2.
- Marks L., 2004, *Zasięg lądolodu zlodowacenia Warty w Polsce*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie Warty w Polsce*, UMCS, Lublin s. 27–35.
- Marks L., Lindner L., Nitychoruk J., 1995, *New approach to a stratigraphic position of the Warta stage in Poland*, Acta Geographica Lodzensia, 68, s. 135–147.
- Miziołek E., 1988, *Właściwości litologiczne i surowcowe osadów zastoiskowych w regionie łódzkim*, Acta Geographica Lodziensia, 58.
- Mojski J.E., 1985, *Quaternary. Geology of Poland, vol. I, Stratigraphy, Part 3b, Cainozoic*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

- Nowacki K., 1992, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Popielawy (666)*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- 1993, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Łyszkowice (592)*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Petera J., 1996, *Przykłady struktur glaciektonicznych w Celestynowie koło Łodzi*, Acta Geographica Lodziensia, 72, s. 105–151.
- Rdzany Z., 1997, *Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego*, Acta Geographica Lodziensia, 73.
- 2004, *Formy marginalne lobu Rawki między Inowlodem a Nowym Miastem nad Pilicą na tle poglądów na zasięg lądolodu zlodowacenia Warty*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie Warty w Polsce*, UMCS, Lublin, s. 87–102.
- Różycki S.Z., 1961, *Middle Poland – general presentation – VIth INQUA Congress, Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras*, part II, vol. I. Warszawa.
- 1967, *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, PWN, Warszawa.
- Ruszczynska-Szenajch H., 1966a, *Główne rysy budowy geologicznej i stratygrafii czwartorzędu lewobrzeżnej strefy dolnej Pilicy*, Acta Geologica Polonica, 16, 3, s. 249–259.
- 1966b, *Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu doliny Pilicy*, Studia Geologica Polonica, 22.
- Trzmiel B., 1988, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Tomaszów Mazowiecki (667)*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- 1990, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Tomaszów Mazowiecki (667)*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Turkowska K., 1988, *Uwagi o zasięgu lodowca Warty na południowy wschód od Łodzi*, Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica, 9, s. 73–82.
- 1993, *Zapis procesów warciańskich w podłożu doliny górnego Neru*, Acta Geographica Lodziensia, 65, s. 239–263.
- Turkowska K., Wieczorkowska G., 1993, *Poglądy na zasięg lądolodu warciańskiego i charakter jego strefy marginalnej na południowy wschód od Łodzi*, Konferencja „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia Warty”, Łódź, s. 47–48.
- Woldstedt P., 1935, *Geologisch-morphologische Übersichtskarte des nord-deutschen Vereisungsgebietes*, Berlin.
- 1954, *Das Eiszeitalter – Grundlinien einer Geologie des Quartärs*, Ferd. Enke Verlag, Stuttgart.

RECONSTRUCTION OF THE WARTA GLACIATION PROCESS IN THE AREA OF THE ŁÓDŹ HEIGHTS AND THE PIOTRKÓW PLAIN ON THE BASIS OF SEDIMENT ANALYSIS

Summary

The current state of recognition of the direct and indirect glacial accumulation in the area of the Łódź Heights and the Piotrków Plain allows many processes and phenomena which took place during the Warta Glaciation period to be reconstructed.

Transgression of the Warta ice-sheet in the western part of the Łódź Heights, between Zgierz and Brzeziny, recognised mainly thanks to research conducted by H. Klatkova (1972 among others), was initially fairly complex with numerous glaciotectonic effects. At a distance of a dozen kilometres the ice-sheet had to overcome the relative height of about 150 m.

Further to the south and east, near the valley of the lower Pilica River, the ice-sheet was relatively thin. Reconstruction of the direct ice-sheet bedrock configuration indicates that e.g. in the Upper Rawka Basin, the ice-sheet adjusted to the existing landscape, which is shown by the fact that this pre-Wartian depression is lined with a layer of glacial till. To the south from the watershed line of the Rawka and Pilica rivers, the ice-sheet formed a vast outwash plain zone, concealing the structural relief in the strip of Upper Jurassic forms of the Central Poland anticlinorium. Then it expanded to the outwash plain zone and, having reached the depression of the lower Pilica, it became stagnant and dead.

The possibility that the border of the maximum range of the Warta ice-sheet crossed the area of the Pilica Valley from the vicinity of Tomaszów to the east was indicated already by Baraniecka (1984) in her map of glaciation limits. Although this view has not been generally accepted and many publications still quote older studies, the author hereof is finding numerous confirmations for its validity. In the environs of Inowłódz and Odrzywół, the front of the ice-sheet probably crossed the axis of the Pilica Valley (Rdzany 2004). It is a range close to the border of the Odra ice-sheet in the area of the Gielniów Ridge. The convex glaciofluvial forms present here (Stanisławów, Ossa) may, despite their similarity to kames and eskers, be interpreted as end moraines with glaciofluvial structure. The course of extrusion structures in the form of sandy dykes and diapirs indicates glaciodynamic disturbances resulting from the pressure of the glacier tongue from NW.

Broad kame fields, occurring in the belt between the Pilica Valley and the Bzura Valley (the Warsaw-Berlin Pradolina), undivided by clear glaciomarginal formations indicate the subsequent areal deglaciation across a relatively large area – 70-80 km in extent (Klajnert 1978; Klajnert, Rdzany 1981; Rdzany 1997).

The occurrence of deglaciation processes depended on the morphological and hydrological characteristics of the ice-sheet and the relief and – possibly – on the dynamics of the direct base of the ice-sheet. In the Piotrków Plain, the moraine plains were cut and narrow tracts allowing water from outwash plains to flow away from the ice-sheet were created – to the Pilica depression, which might

function as a form of proglacial valley open to the east. After the glaciation these tracts gradually transformed into deep and narrow valleys of the Piasecznica, Gać, Luboczanka and other rivers.

At the early stage of deglaciation, elevations of ice-sheet base, e.g. the ones found along the Koluszki-Żelechlin-Czerniewice line, became the environments of local kame sedimentation of the perforation type (Rdzany 1997). It was at this stage of deglaciation when the scarce eskers or complex esker-kame formations originated, e.g. the Rylsk Ridge (Jaksa, Rdzany 2002).

Further progress of dead ice degradation caused ablation waters to flow off from the moraine interfluves uncovered from ice and to the development of sedimentation in broad depressions. The area was dominated by glaciolimnic environments with fine-grained sedimentation, particularly in the Upper Rawka Valley (Rdzany 1997; Jaksa 2004). The most productive accumulation of meltwater forms took place when approximately half of these areas were still occupied by dead ice. Despite the relatively low structural diversity of the kame series, the morphological abundance of kames which were formed here is amazing – all sorts of hills, ridges, plateaus, kame terraces and numerous interkame basins, mainly of thaw but also of erosional type.

Diversified landscape of the area was selectively transformed in Vistulian, particularly as regards concave forms. However, kames and other convex landforms, as well as broad interfluvial plains, have generally survived in a fairly unmodified form. Numerous facts indicate that, such as lack or low thickness of periglacial denudation sediments in closed depressions and lower parts of slopes.

Translated by Marcin Gliszczyński

Adres autora:

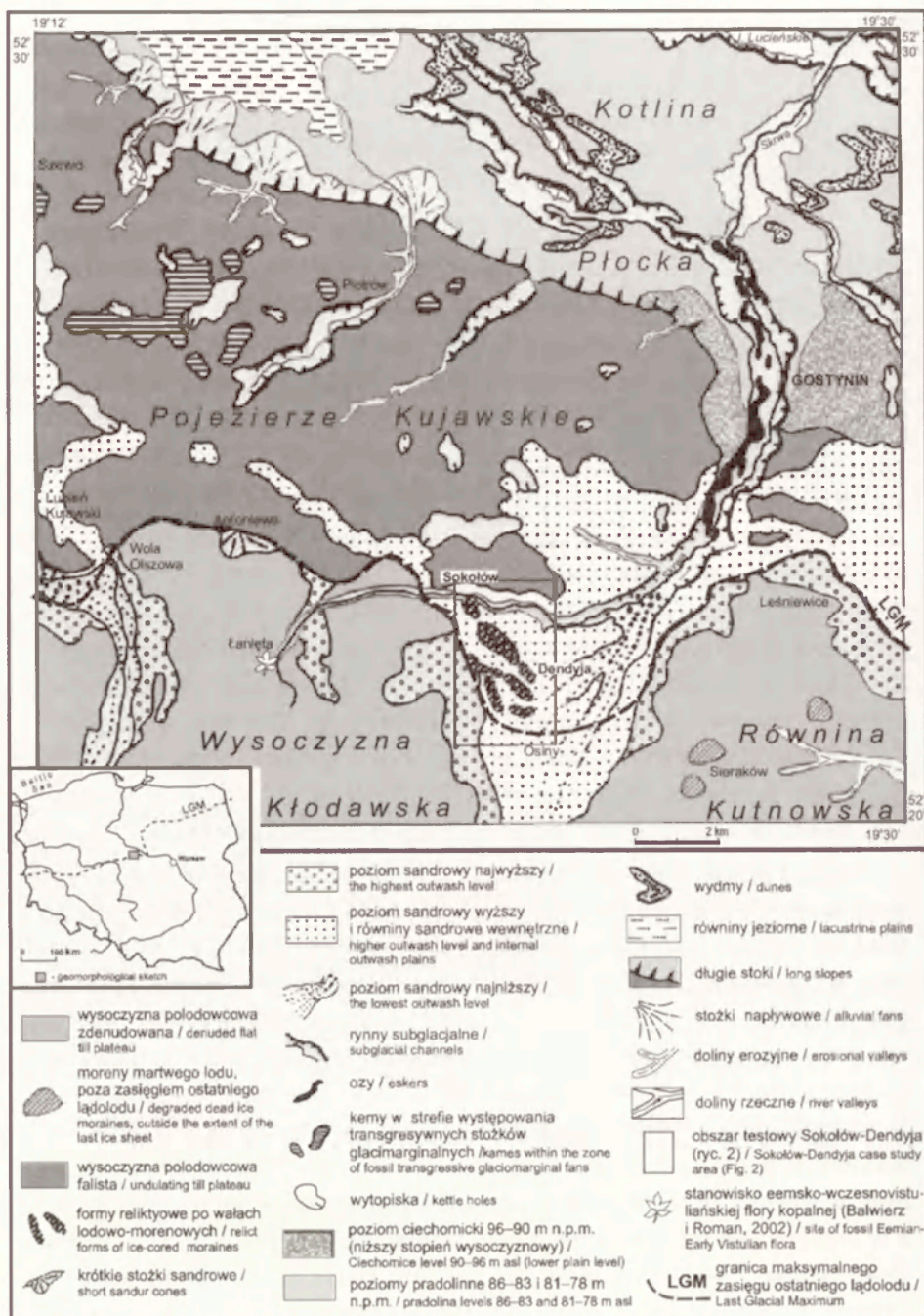
Zbigniew Rdzany
Zakład Geomorfologii Uniwersytetu Łódzkiego
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź,
E-mail: zrdzany@geo.uni.lodz.pl

Małgorzata Roman

FORMY RELIKTOWE PO WAŁACH LODOWO- MORENOWYCH ŁĄDOŁODU ZŁODOWACENIA WISŁY NA POŁUDNIOWYM OBRZEŻENIU KOTLINY PŁOCKIEJ

Wały lodowo-morenowe to krótkotrwałe formy powszechnie występujące na przedpolach wielu współczesnych lodowców podlegających powolnej recesji frontalnej. Proces wyodrębniania się wałów lodowo-morenowych z brzeżnych partii lodowców został dobrze poznany (m.in.: Östrem 1964; Szupryczyński 1963; Boulton 1967; Kozarski, Szupryczyński 1973). Określone zostały cechy diagnostyczne rzeźby glacialnej ukształtowanej w wyniku ewolucji wałów i degradacji trzonów lodowych (Paul 1983; Kasprzak 1988; Kasprzak, Kozarski 1984), a także opracowany model depozycji osadów w warunkach wymuszonych obecnością wałów lodowo-morenowych (Kasprzak 1996, 1997, 2003). Obecnie coraz częściej ślady po wałach lodowo-morenowych dokumentowane są w strefach marginalnych lodowców plejstoceniowych (m.in.: Eyles, Slatt 1977; Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1988, 1991; Kłysz 1990; Hambrey i in. 1997; Molewski 1999; Weckwerth 2000; Roman 2003).

Artykuł przedstawia wyniki badań geomorfologicznych przeprowadzonych w strefie marginalnej maksymalnego zasięgu łądolodu zlodowacenia Wisły w rejonie Sokołowa, na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej (ryc. 1), których celem było określenie genezy występujących tam form glacialnych. Okolice Sokołowa to jeden z obszarów testowych, wytypowany do szczegółowych badań sedymentologicznych w ramach studium nad rozwojem rzeźby plejstoceniowej okolic Gostynina (Roman 2003). W morfologii rejonu Sokołowa wyróżnia się zespół szeregowo ułożonych wałowych pagórków i ciągów ukierunkowanych wytopisk. Formy te nie były wcześniej przedmiotem szczegółowych badań geomorfologicznych, a w istniejących opracowaniach interpretowane były jako ozy (Łyczewska 1948; Wadas 1962; Skompski 1963, 1969; Baraniecka, Skompski 1978) i rynny polodowcowe (Skompski 1969). Dopiero wykonane w latach 1998–2001 kompleksowe badania geologiczne i litofacjalne w obszarze Sokołów-Dendyja, dostarczyły argumentów dla sformułowania odmiennego, od dotychczas przyjętego, poglądu na genezę występujących tam form



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny (wg Roman 2003; uproszczony)
 Geomorphological sketch (after Roman 2003; simplified)

glacialnych (Roman 1999, 2003). Przeprowadzone badania polegały w pierw na szczegółowym skartowaniu geomorfologicznym i geologicznym obszaru na podkładzie map topograficznych w skali 1:25 000 i 1:10 000, w oparciu o 82 sondowania ręczne i mechaniczne o głębokości 3–12 m. Ciągi profilowań geologicznych poprowadzono poprzecznie do przebiegu głównych form morfologicznych, zwracając uwagę by w miarę możliwości przewiercić osady wypełniające zagłębienia terenu. Następnie, w wytypowanych odślonięciach i wkopach (ryc. 2), podjęto badania sedymentologiczne koncentrujące się na analizie litofacjalnej osadów obejmującej przede wszystkim: rozpoznanie struktur sedymentacyjnych i postsedymentacyjnych, wyznaczenie kierunków paleoprądów w osadach składanych w środowisku wodnym na podstawie pomiarów przekątnych struktur depozycyjnych, określenie litofacji, badanie struktur deformacyjnych – ich charakteru, ułożenia przestrzennego i orientacji w stosunku do form. Powyższe badania, wsparte analizą rzeźby terenu w odniesieniu do ogólnej sytuacji paleogeomorfologicznej, prowadziły do rozpoznania procesów i środowisk sedymentacji osadów oraz odtworzenia towarzyszących im zmian paleogeograficznych.

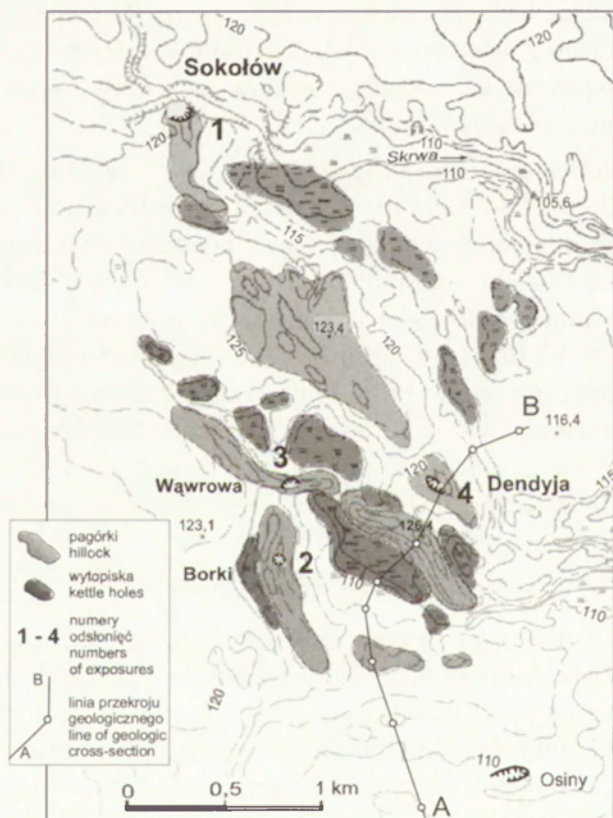
Przy konstrukcji profili sedymentologicznych zastosowano kod litofacjalny według A.D. Mialla i B.R. Rusta z modyfikacjami T. Zielińskiego (1995). W fazie interpretacji genetycznej podstawowe jednostki litofacjalne (litofacje) łączono w zespoły, a następnie w podkompleksy charakteryzujące określone środowiska sedymentacyjne (glacifluwialne, glacialimniczne itp.). Wyróżniony kompleks litofacjalny form reliktowych po wałach lodowo-morenowych odzwierciedla odmienną historię depozycji osadów, odniesioną zarówno do miejsca (sytuacji paleogeomorfologicznej), czasu, charakteru środowisk(a) jak i formy, w której osady obecnie występują (por. Kasprzak 2003).

OBSZAR BADAŃ

Okolice Sokołowa położone są w strefie marginalnej lądolodu zlodowacenia Wisły, którego maksymalny zasięg wyznaczono na linii: Wola Olszowa-Antoniewo-Osiny-Leśniewice (ryc. 1) (Baraniecka 1989; Roman, Lisicki 2000; Roman 2003). Linia ta rozgranicza obszar zdenudowanych, wyniesionych na 125–135 m n.p.m. wysoczyzn polodowcowych, należących do Równiny Kutnowskiej i Wysoczyzny Kłódzkiej, od obszaru o urozmaiconej rzeźbie młodoglacjalnej, leżącego przeciętnie na 110–125 m n.p.m. w obrębie Pojezierza Kujawskiego i 86–75 m n.p.m. na terenie Kotliny Płockiej (ryc. 1). Obszar Sokołów-Dendycja leży w obrębie

zachodniej części lobu Skrzy łądolodu zlodowacenia Wisły, który sięgnął po okolice Osin zajmując obniżenie pomiędzy dwoma garbami warciańskiej wysoczyzny polodowcowej (ryc. 1). Wcześniej, w środkowym vistulianie, obniżenie to było miejscem akumulacji ilasto-mułkowych osadów zastoiskowych, tzw. zbiornika gostynińsko-osińskiego, stanowiących obecnie przewodni poziom litostratygraficzny w utworach górnego plejstocenu analizowanego obszaru (por. Roman 2003).

Charakterystyczną cechą rzeźby okolic Sokołowa-Dendyi jest występowanie szeregowo uporządkowanych wałowych pagórków o rozciągłości NW–SE, porozdzielanych ciągami wydłużonych zagłębień o eliptycznych kształtach (ryc. 2). Pagórki mają długość od 0,5 do 1,5 km przy szerokości 150–650 m, a ich wysokości względne są rzędu od kilku do kilkunastu metrów. Kulminacje osiągające wysokość 125–126,5 m n.p.m. wyraźnie



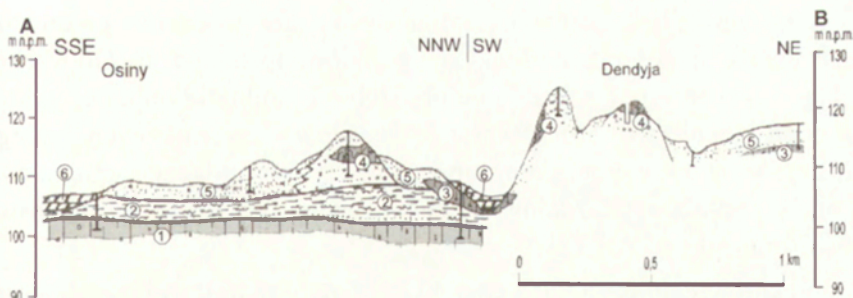
Ryc. 2. Występowanie pagórków i ciągów wytopisk po wałach lodowo-morenowych w okolicach Sokołowa-Dendyi (wg Roman 2003)

Occurrence of hillocks and trains of kettle holes left behind by ice-cored moraine ridges in the vicinity of Sokołów-Dendyja (after Roman 2003)

dominują w morfologii, zwłaszcza w sąsiedztwie obniżeń, których dna zalegają na 106–110 m n.p.m. Obniżenia są zazwyczaj wydłużone współkształtnie do wałów i mają podmokłe dna. Taki uporządkowany charakter rzeźby glacialnej strefy marginalnej określany jest terminem *controlled hummocky relief* (Boulton 1972). Dla dalszych rozważań istotna jest sytuacja geomorfologiczna analizowanego zespołu form, który generalnie znajduje się na granicy staro- i młodoglacialnych wysoczyzn morenowych (ryc. 1) zbudowanych przeważnie z glin zwałowych. Vistuliański wiek gliny tworzącej powierzchnię młodszej wysoczyzny został bezspornie udokumentowany w Kaliskiej (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965), gdzie wspomniana glina wraz z podścielającymi ją osadami zastoiskowymi i glaciłfualnymi zalega na eemskich utworach organogenicznych. W bezpośrednim otoczeniu pagórków i obniżeń występuje zróżnicowany na kilka poziomów sandr (ryc. 1). Najwyższy jego poziom (120–125 m n.p.m.) ukształtowany został podczas postępu łądolodu zlodowacenia Wisły na linii maksymalnego zasięgu, niższe poziomy (110–120 m n.p.m.) związane są już z recesją łądolodu. W północno-zachodniej części analizowanego obszaru zachował się fragment proksymalnej części najwyższego poziomu sandrowego, mający tu przebieg NW–SE i mimo, że nie tworzy ona krawędzi morfologicznej, to posiada wyraźny zapis sedymentologiczny kontaktu lodowego. Ukierunkowanie liniowych elementów rzeźby w postaci zespołu wałowych pagórków i ciągów wytopisk jest zgodne z przebiegiem proksymalnej części najwyższego poziomu sandrowego i wyraźnie nawiązuje do kształtu krawędzi łądolodu lobu Skrwy. Glina bazalna pozostawiona przez łądolód zlodowacenia Wisły na terenie południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej tworzy jeden pokład, o miąższości 2–8 m (Roman 2003), i występuje ciąglą warstwą dopiero na N od analizowanego zespołu form. W rejonie Sokołowa-Dendy glina ta pojawia się płatowo, w postaci cienkich (do 1,3 m) warstw (por. ryc. 3).

Charakterystykę wypełnień obniżeń i budowy wewnętrznej pagórków po wałach lodowo-morenowych przedstawiono oddzielnie ze względu na rodzaj metod badawczych, możliwych do zastosowania w terenie, w celu rozpoznania budowy geologicznej analizowanych form.

Jednym z typów form rzeźby będących śladem dawnej obecności wałów lodowo-morenowych, są ciągi ukierunkowanych wytopisk wyznaczające główne kierunki lineacji morfologicznej zgodnie z przebiegiem krawędzi łądolodu (Kasprzak 1988; Kasprzak, Kozarski 1984). Wytopiska wskazują miejsca po zaniku trzonów lodowych. W rejonie Sokołowa wyróżnić można trzy pasy występowania obniżeń tworzących ciągi o przebiegu NW–SE (ryc. 2). W dnach zagłębień wykonano 10 wierceń, w tym 7 sięgających podłoża osadów górnovistuliańskich. Podłoże to stanowiła twar doplastyczna, szara glina zwałowa ze zlodowacenia Warty lub, jak w Dendyi (ryc. 3), ility i mułki glacialimiczne zbiornika gostynińsko-osińskiego. Na utwory wypełniające obniżenia składały się najczęściej (poczynając od powierzchni): osady biogeniczne i namuły o miąższości do 2 m, piaski ze żwirem (0,5–0,7 m) przechodzące w piaski mułkowate z otoczkami (0,3–0,6 m), glina piaszczysta z otoczkami i głazami (0,4–0,8 m), podścielona niekiedy (w 3 przypadkach) ilastą, zwartą, warstwowaną gliną z otoczkami (0,2–0,4 m). Łączna miąższość rozpoznanych osadów wypełniających zagłębienia nie przekroczyła 3,5 m. Z analizy budowy geologicznej wynika, że negatywne formy rzeźby okolic Sokołowa-Dendyi nie powstały w wyniku głębokiej erozji wód lodowcowych, jak sugerował S. Skompski (1969) uznając je za rynny subglacialne. Są one raczej efektem wytopienia się brył lodu. Charakterystyczna lineacja form wytopiskowych wskazuje na to, że wytopieniu podlegał właśnie lód lodowcowy wyodrębniony z brzeżnych partii lodowca w postaci wałów z lodowym jądrem (Szupryczyński 1963; Kozarski, Szupryczyński 1973; Kłysz 1995). W końcowym etapie zaniku, lód mógł lokalnie znajdować się pod cienką pokrywą osadów niższego poziomu sandrowego (por. ryc. 1), stąd w profilach wypełnień pojawiają się osady piaszczyste z domieszką żwirów. Występujące w dnach wytopisk mułkowe piaski z otoczkami oraz piaszczysta glina z głazami są śladem po wytopieniu się pogrzebanego trzonu lodowego. Jest to zgodne z obserwacjami P. Kłysza (2000, 2001), że po wytopieniu się lodowego wnętrza pierwotnie okazałych wałów lodowo-morenowych pozostaje osad wykazujący wyraźną dwudzielność: górną część profilu buduje osad drobny, a część dolną stanowi gruby rumoszcz zatopiony w drobnoziarnistym materiale. Zalegającą najniżej, ilastą, warstwowaną gliną można interpretować jako osad odkładany pod stopą nasuwającego się łądolodu, tym bardziej, że podobny charakter ma spągowa partia vistuliańskiej gliny lodowcowej wykształcona w subfacji lodgement, obserwowana w odsłonięciach na terenie wysoczyzn południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej (Roman 2003, 2004).



Ryc. 3. Przekrój geologiczny A–B

Zlodowacenie Warty: 1 – glina lodowcowa; zlodowacenie Wisły: 2 – ility i mułki glacialimniczne zbiornika gostynińsko-osińskiego, 3 – glina lodowcowa, 4 – piaski i żwiry, gliny spływowe oraz mułki pagórków po wałach lodowo-morenowych, 5 – piaski sandrowe; holocen: 6 – gytie, namuły torfiaste i torfy zagłębień wytopiskowych (wg Roman 2003; uzupełniony)

Geologic cross-section A–B

Wartian Glaciation: 1 – till; Vistulian Glaciation: 2 – glacialimnic clays and silts of the Gostynin-Osiny basin, 3 – till, 4 – sands and gravels, flow tills and silts of hillocks left behind by ice-cored moraines, 5 – outwash sands; Holocene: 6 – gyttja, peaty muds and peats of kettle holes (after Roman 2003; completed)

BUDOWA WEWNĘTRZNA PAGÓRKÓW PO WAŁACH LADOWO-MORENOWYCH

Pagórki okolic Sokołowa-Dendzyi wyróżniają się nie tylko rzeźbą, ale i odmiennym, w stosunku do otaczającego sandru (ryc. 1), charakterem przypowierzchniowej budowy geologicznej. Wyraża się to dużym zróżnicowaniem litologicznym osadów, znacznie większym udziałem materiału grubookruchowego i obecnością przewarstwień i pokryw gliniastych w stropie. To właśnie cechy morfologiczne oraz charakter osadów budujących wały w rejonie Wąwrowej i Dendzyi zadecydowały o uznaniu tych form za ozy (Łyczewska 1948; Wadas 1962 – ryc. 5; Skompski 1963, 1969; Baraniecka, Skompski 1978). Aktualnie przeprowadzone badania skupiały się na analizie litofacjalnej, której poddano osady wałowych pagórków dostępne w odsłonięciach w Sokołowie, Wąwrowej, Borkach i Dendzyi (ryc. 2).

STANOWISKO SOKOŁÓW

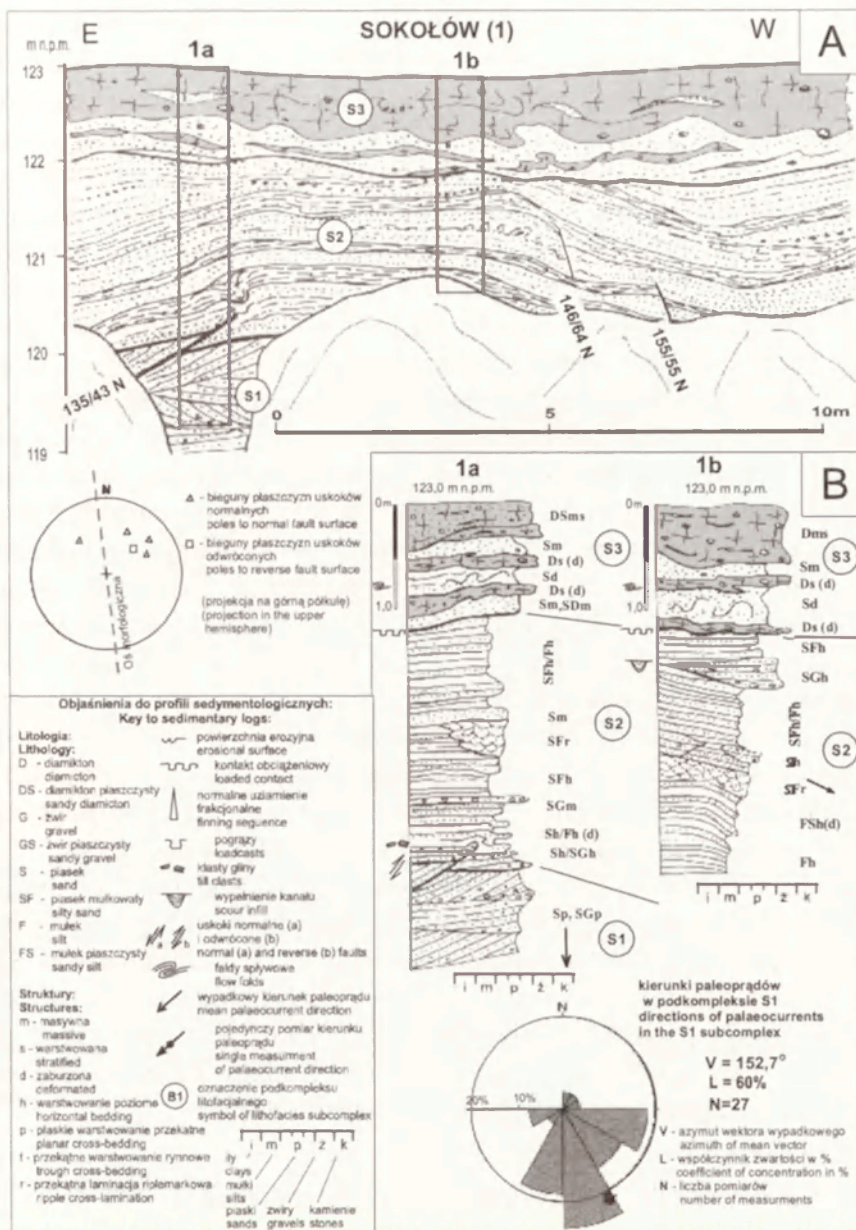
Stanowisko Sokołów znajduje się w północnej części wałowego pagórka o kilkumetrowej wysokości i południkowym przebiegu (ryc. 2). Od strony zachodniej pagórek słabo zaznacza się w morfologii, natomiast wyraźnie różni się litologią od otaczającego go niższego poziomu sandru.

Północną część pagórka rozcina dolina Skrwy, która oddziela go od rozciągającej się na północy wysoczyzny polodowcowej (ryc. 1). Od wschodu pagórkowi towarzyszy rozległe obniżenie o podmokłym dnie, w którym pod cienką (0,5 m) warstwą osadów biogenicznych zalega piaszczysty mułek z otoczkami oraz gliniasty żwir o łącznej miąższości 1,1 m. W podłożu tych osadów występują laminowane ropy i mułki zastoiszkowe zbiornika osińskiego.

W Sokołowie do badań dostępne były osady południowej i wschodniej ściany wyrobiska, odsłonięte na dystansie około 30 m, przy wysokości ścian odkrywki do 4 m. W obrębie odsłaniających się w Sokołowie osadów stwierdzono charakterystyczną trójdzielność profilu pionowego (ryc. 4). Wyróżniono tu trzy podkompleksy litofacjalne właściwe odmiennym środowiskom sedymentacji: S1 – glacifluwalny, S2 – glacialimniczny i S3 – podkompleks spływowych osadów ablacyjnych.

Na podkompleks S1 (ryc. 4B) składa się seria osadowa złożona głównie ze średnioziarnistych, rzadziej żwirowatych piasków o płaskim warstwowaniu przekątnym średniej skali (litofacje: Sp, SGp), lub o strukturze masywnej (Sm). Grubość poszczególnych jednostek sedymentacyjnych (litosomów) maleje ku górze profilu od 0,6 do 0,3 m. W stropie podkompleksu S1 występuje synsedymentacyjny uskok odwrócony wygasający już w nadległych osadach glacialimnicznych. Płaszczyzna uskokowa biegnie zgodnie z osią morfologiczną pagórka (ryc. 4A). Na podstawie cech litologiczno-strukturalnych osadów podkompleksu S1 można określić miejsce ich depozycji w środowisku korytowym stosunkowo płytkiej, piaszkodennej roztoki w postaci odsypów poprzecznych (Sp, SGp). Lokalnie w płytszych, przybrzeżnych strefach koryta zachodziła depozycja w warunkach górnego płaskiego dna (S1, Sm) (por. Zieliński 1993, 1998). Analiza paleoprądów odczytanych z płaskich warstwowań przekątnych pozwoliła odtworzyć kierunki transportu materiału glacifluwanego z dominującym kierunkiem południowym o odchyleniu ku wschodowi ($V = 152,7^\circ$) (ryc. 4B). Stwierdzony synsedymentacyjny uskok odwrócony wskazywać może na kontakt zdeponowanych osadów z żywym czołem lądolodu i niewielkie ich pchnięcie, przy czym kierunek działania siły zaburzającej był z NE ku SW, a więc zgodny z lokalnym kierunkiem ruchu lądolodu określonym na podstawie analizy struktur glacitektonicznych, orientacji klastów w vistuliańskiej glinie lodowcowej i przebiegu rynien subglacialnych (Roman 2003).

Podkompleks S2 (ryc. 4B) reprezentują wapniste, mułkowate piaski i mułki o laminacji horyzontalnej, wykazujące cechy sedymentacji cy-



Rye. 4. Sokółów. Budowa pagórka po wałach lodowo-morenowych
 A – rysunek południowej ściany odsłonięcia oraz diagram punktowy z projekcją biegunów płaszczyzn uskoków; B – profile sedimentologiczne 1a, 1b oraz diagram rozetowy rozkładu kierunków paleoprądów w osadach glacialfluwalnych subkompleksu S1 (wg Roman 2003; zmienione)

Sokółów. Structure of a hillock left behind by ice-cored moraines
 A – drawing of the southern wall of exposure and the point diagram of projection of poles fault surfaces; B – sedimentological logs 1a, 1b and the diagram of distribution of the directions of palaeocurrents in the glaciofluvial subcomplex S1 (after Roman 2003; changed)

klicznej (przeziennie występujące litofacje SFh/Fh), a obocznie przechodzące w piaski o przekątnej laminacji riplemarkowej (SFr). W osadach tych sporadycznie występują rozmycia kanałowe wypełnione piaszczysto-zwirowym materiałem o warstwowaniu horyzontalnym i normalnej gradacji ziarna. Wśród litofacji SFh pojawiają się klasty gliny o ostro zarysowanych krawędziach i średnicy kilkunastu centymetrów. Miąższość serii osadów glacialimnicznych wynosi około 2 m w centralnej części pagórka i zmniejsza się do ok. 0,5 m w kierunku znajdującego się na północy obniżenia. W podkompleksie S2 występują synsedymencyjne uskoki grawitacyjne o niewielkim zrzućie, a także szerokopromienne fałdy obejmujące całość utworów glacialimnicznych. Biegi płaszczyzn uskoków normalnych są zgodne z rozciągłością pagórka, a ich upady skierowane są w stronę proksymalną (ryc. 4A). Osady podkompleksu S2 są efektem akumulacji zachodzącej w płytkim zbiorniku z niskoenergetycznymi przepływami o charakterze laminarnym (SFh) i okresowo zamierającym przepływie, wtedy to następowała drobnoziarnista depozycja zawieszinowa lamin mułkowych. Do zbiornika sporadycznie dostarczany był materiał gliniasty, grawitacyjnie redeponowany ze stoków lodowych, który mógł być zachowany w niskoenergetycznym środowisku w postaci klastów. Uskoki normalne w osadach glacialimnicznych podkompleksu S2 mogły powstać na skutek osiadania w wyniku wytopienia się pogrzebanego lodu, kompaktacji osadu albo, co wydaje się bardziej prawdopodobne, utraty podpory bocznej w postaci krawędzi lodowej. Zanik tej podpory następował synchronicznie z akumulacją glacialimniczną. Szerokopromienne fałdy obejmujące serie osadów glacialimnicznych w zestawieniu z obecnością synsedymencyjnego uskoku odwróconego na granicy podkompleksów S1 i S2 mogą być interpretowane jako efekt pchnięcia osadów w wyniku niewielkiej oscylacji czoła lądolodu. Opisane zaburzenia świadczą o bliskiej obecności „żywego” czoła lądolodu, które podlegało drobnym fluktuacjom (por. Kasprzak 1985, 1988; Kłysz 1990, 2001).

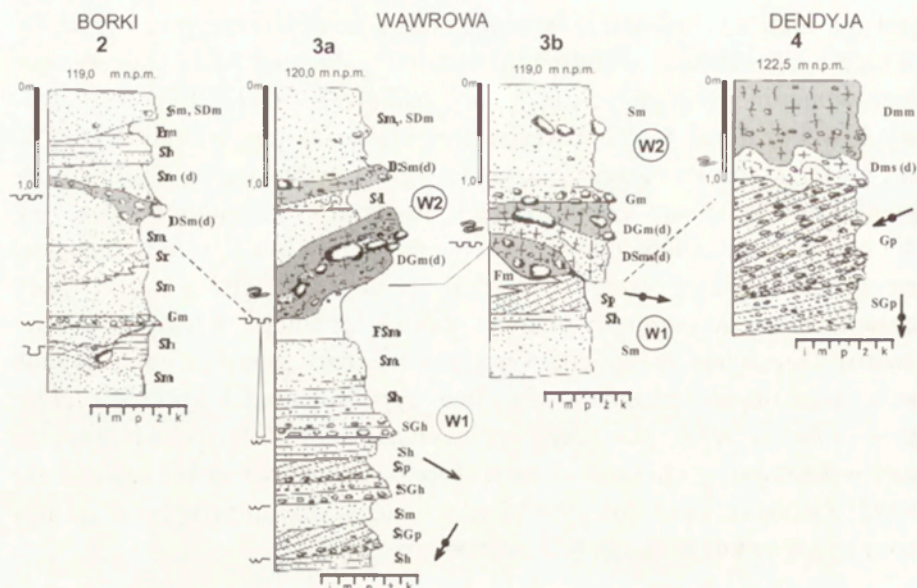
Najwyższą część w profilu pionowym osadów w Sokołowie zajmuje podkompleks S3 zalegający niezgodnie na serii osadów glacialimnicznych. (ryc. 4B). Budują go warstwy smugowanego diamiktonu (Ds, Drrs) naprzemiennie ułożone z warstwami niewysortowanego, nierzadko diamiktonowego piasku o strukturze masywnej (Sm, SDm) bądź o niewyraźnym warstwowaniu i zaburzonej pierwotnej strukturze sedymentacyjnej (Sd). Udział litofacji diamiktonowych rośnie w górę profilu, a poszczególne litosomy mają soczewowy pokrój. W obrębie diamiktonów pojawiają się smugi wzbogacone o żwir i otoczaki. Miąższość serii osadów podkompleksu S3 wynosi około 1 m, przy czym wspólną, charakterystyczną cechą

jest dla nich występowanie wtórnych struktur deformacyjnych (ryc. 4). Wśród tych struktur wyodrębnić można fałdy spływowo-świadczące o grawitacyjnej redepozycji materiału osadowego. Układ lobów spływowych wskazuje na to, że materiał przemieszczał się generalnie ku SW, w tym też kierunku następuje szybkie wyklinowywanie się osadów podkompleksu S3. Opisany zespół litofacji ma duże znaczenie interpretacyjne dla odtwarzania paleośrodowiska sedymentacji. Główną rolę w transporcie gliniasto-piaszczystego materiału miała grawitacja, a udział wody ograniczał się do jego upłynnienia i jedynie lokalnego przemycia (smugi żwiru). Depozycja zachodziła w wyniku nagłego „zamrożenia” spływów w wyniku odprowadzenia wody. Tego typu subaeralne spływy (*debris flow, cohesive debris flow*) oraz odpowiadające im litofacje, są powszechne i wskaźnikowe dla strefy kontaktu lodowego (Lawson 1989; Zieliński 1992; Zieliński, van Loon 1996) i odpowiadają paraautochtonicznym glinom spływowym w ujęciu S. Kozarskiego (1990).

STANOWISKA: WĄWROWA, BORKI I DENDYJA

W Wąwrowej wykonano dwa wkopy w ścianie dawnej żwirowni założonej w grzbietowej części wałowego pagórka, znajdującego się w centralnej części analizowanego zespołu form (ryc. 2). Do głębokości 4,5 m rozpoznano osady glacifluwalne podkompleksu W1 oraz zalegające powyżej osady ablacyjne o charakterze spływowym (W2) (ryc. 5 – profile 3a i 3b). Dolny człon podkompleksu W1 reprezentuje zespół litofacji piaszczysto-żwirowych o warstwowaniu horyzontalnym lub płaskim warstwowaniu przekątnym (SGh, Sh, SGp, Sp). Wyżej zalega seria osadów drobnodziarnistych o strukturze masywnej (Sm, FSm) i malejącej gradacji ziarna. Kierunki paleoprądów pomierzone w strukturach płaskich warstwowań przekątnych wskazują na przepływ wód ku SE (pojedyncze pomiary też na SSW), a więc generalnie zgodny z przebiegiem osi morfologicznych omawianych form i ogólnym nachyleniem terenu. Depozycja osadów zachodziła w środowisku korytowym dość płytkiej roztoki w wyniku przyrostu dystalnego odsypów poprzecznych (litofacje Sp, SGp), natomiast w płytszych strefach koryta przepływy przejściowe do nadkrytycznych tworzyły płaskie dno (Sh).

Najwyższą część profilu w Wąwrowej zajmuje seria ablacyjnych osadów spływowych podkompleksu W2 o miąższości 1,5–2,0 m (ryc. 5 – profile 3a, 3b). Charakterystyczne jest występowanie tego typu utworów w górnej partii wałowego pagórka, od strony towarzyszącego mu od północy zagłębienia oraz zmniejszanie się ich miąższości zgodnie ze skłonem



Ryc. 5. Profile sedymentologiczne odsłoneń w Borkach, Wąwrowej i Dendyi
Objaśnienia symboli litofacyjnych na rycinie 4

Sedimentological logs of exposures at Borki, Wąwrowa and Dendyja
For explanations of lithofacies symbols see Figure 4

stoku. Podkompleks W2 tworzą warstwy piaszczystego lub żwirowego diamiktonu z soczewkami piasku o potokowej, inwolucyjnej strukturze (DSm, DGms) oraz warstwy różnoziarnistego, lokalnie diamiktonowego piasku o strukturze masywnej (Sm, SDm) z głazami o średnicy do 0,3 m. Na kontakcie osadów podkompleksu W2 z leżącymi niżej utworami glaci-fluwialnymi występują piaski o zaburzonej, ondulacyjnej strukturze. Jest to wynik ugięcia się warstw pod wpływem obciążenia nadległym materiałem sptywowym. Materiał diamiktyczny redeponowany był grawitacyjnie w postaci subaeralnych sptywów kohezyjnych typu debris flow (DSm, DGms), a przy większym udziale wody w transporcie materiału gliniastego, ulegał on lokalnie rozmywaniu, czego wyrazem jest koncentracja żwirów i głazów w postaci soczew czy pokryw w stropie diamiktonu. W miarę odkładania się serii sptywowych rosła rola wody jako czynnika transportu, a redepozycja materiału zachodziła już w wyniku sptywów o charakterze ziarnowym (grain flow, noncohesive debris flow) (Lawson 1989; Zieliński 1992; Zieliński, van Loon 1996), lecz bez segregacji czy tworzenia struktur prądowych (SDm, Sm). Osad ten jest odpowiednikiem allochtonicznych glin sptywowych (Kasprzak, Kozarski 1984). Charakter osadu i sposób rozprzestrzenienia serii sptywowych (górne partie pagórka od strony wytopiska) pozwala wiązać genezę podkompleksu W2 z proce-

sami wytapiania i redepozycji materiału morenowego z otaczających zbiornik sedymentacyjny ścian i stoków lodowych, a jednocześnie wskazuje na krótki transport materiału spływowego.

W Borkach i Dendyi (ryc. 5 – profile 2, 4) stwierdzono podobne, jak w Wąwrowej, zróżnicowanie osadów na serie glacyfluwialne i ablacyjno-spływowe. W osadach ablacyjnych w Dendyi czytelne są deformacje grawitacyjne w postaci lobów spływowych. Kształt lobów i wergencja drobnych fałdów piaszczystych wskazują, że grawitacyjna redepozycja diamiktonu miała miejsce z kierunków północnych. Również w Borkach i Dendyi rozprzestrzenienie serii spływowych ograniczone jest do górnych partii pagórków, natomiast w strefach podstokowych osady diamiktonowe tego typu nie występują.

Reasumując przegląd charakterystycznych cech wykształcenia osadów kompleksu form reliktowych po wałach lodowo-morenowych można stwierdzić, że zbadane profile prezentują wyraźne następstwo osadów od typowo glacyfluwialnych poprzez glacylimniczne (Sokołów) do ablacyjnych, redeponowanych grawitacyjnie. Taka generalna sekwencja profilu pionowego osadów jest charakterystyczną cechą budowy wewnętrznej pagórków po wałach lodowo-morenowych (Paul 1983; Kasprzak 1988) i uznawana jest za diagnostyczną (Kasprzak 1988, 1996, 1997, 2003).

PODSUMOWANIE

Na podstawie analizy rzeźby okolic Sokołowa-Dendyi w relacji do ogólnej sytuacji geomorfologicznej oraz w oparciu o wyniki badań litofajalnych osadów w zespole wałowych pagórków i towarzyszących im ciągów wytopisk należy przyjąć, że rzeźba analizowanego obszaru została uformowana w wyniku oddzielania się od głównej czasy lądolodu wałów lodowo-morenowych (ice-cored moraines, ice-cored moraine ridges; death ice-moraine ridges), a następnie ich degradacji na skutek wytopienia się trzonów lodowych. W efekcie, zaznaczone we współczesnej morfologii wałowe pagórki zbudowane są z osadów deponowanych w efemerycznych basenach sedymentacyjnych tworzonych pomiędzy wałem lodowo-morenowym a czołem zanikającego lądolodu, albo już tylko pomiędzy wałami sukcesywnie wyodrębnianymi z jego krawędzi. W basenach tych początkowo miały miejsce przepływy wód proglacialnych kierujących się generalnie ku SE. W płytkich korytach rzek roztokowych zachodziła sedymentacja osadów piaszczysto-żwirowych i piaszczystych, przy czym przepływy stopniowo zamierały na skutek sukcesywnej recesji czoła i zmian drożności pierwotnego systemu odwodnienia. Gdy w obniżeniach

międzywałowych przepływ równoległy zanikał, lokalnie miała miejsce sedymentacja glacialimniczna (np. w Sokołowie – ryc. 4). Strefy aktywności odpływu migrowały w stronę czoła lodowca, a nowo wyodrębnione wały lodowo-morenowe stanowiły barierę dla swobodnego odpływu wód roztopowych wypływających na przedpole. Procesy stokowe, nasilone głównie w końcowych etapach ewolucji wałów z trzonami lodowymi (por. Jewtuchowicz 1962; Kjær, Krüger 2001), wyrażone były głównie w postaci subaeralnych spływów materiału ablacyjnego, co prowadziło do odsłaniania cokołów lodowych i ułatwiało ich destrukcję. Redepozycja pokrywy supraglacialnej przy małym udziale wody była możliwa w warunkach bezpośredniego sąsiedztwa źródła zasilania, które stanowiła powierzchnia stoku lodowego. W miarę zaniku trzonów lodowych następowała inwersja rzeźby. Prowadziło to do tworzenia ciągów zagłębień w miejscu wytapiania się trzonów lodowych i nadawania kształtu wałów i pagórków osadom złożonym w lokalnych basenach sedymentacyjnych. Pierwotny obraz form powstających w strefie formowania i zaniku wałów lodowo-morenowych okolic Sokołowa-Dendyi ulegał szybkim, lecz mało efektywnym przeobrażeniom w wyniku działalności wód roztopowych w późniejszych etapach deglacjacji, z którymi związane było powstanie niższego poziomu sandrowego (ryc. 1).

Przedstawiony obraz morfogenezy obszaru Sokołów-Dendyja odpowiada w głównych zarysach modelowi zaproponowanemu przez L. Kasprzaka (1988, 2003). Decydujące znaczenie przy identyfikacji form reliktowych po wałach lodowo-morenowych miała ich sytuacja i cechy morfologiczne, wskazywane jako diagnostyczne przez L. Kasprzaka i S. Kozarskiego (1984), tj. uporządkowanie w wały i pagórki oraz towarzyszące im wytopiska zorientowane zgodnie z linią krawędzi lodowca. Ponadto zapis sedymentacyjny kompleksu form reliktowych po wałach lodowo-morenowych z Sokołowa-Dendyi, wyrażony następstwem w profilu pionowym osadów glacialfluwalnych, glacialimnicznych i ablacyjno-spływowych (z lokalnymi odstępstwami), jest typowy dla budowy geologicznej pagórków po wałach lodowo-morenowych (por. Paul 1983; Kasprzak 1988, 1996, 1997, 2003). Szerokość analizowanego zespołu form, wynosząca w rejonie Sokołów-Dendyja około 1–1,5 km (ryc. 2), jest zbliżona do szerokości stref występowania wałów lodowo-morenowych w obszarach współcześnie zlodowaconych (m.in.: Szupryczyński 1963, 1966; Jewtuchowicz 1962, 1971; Kozarski, Szupryczyński 1973; Kozarski 1974; Karczewski, Wiśniewski 1977; Kłysz 1978; Andrzejewski, Stankowski 1981; Kłysz, Lindner 1982; Lindner i in. 1982, 1990; Paul 1983; Wi-

śniewski 1984; Ostaficzuk i in. 1990). Również charakter rzeźby i rozmiary form powstałych po zaniku trzonów lodowych rozpoznane w analizowanym obszarze są porównywalne z opisanymi z terenów dawnych, plejstocenijskich zlodowaceń (m. in.: Eyles, Slatt 1977; Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1988, 1991; Kłysz 1990; Hambrey i in., 1997; Molewski 1999; Weckwerth 2000). W nazewnictwie geomorfologicznym brak jest jednoznacznych określeń dla wyróżnionego typu form. Między innymi stosowane są nazwy: „wały okolne” (Kasprzak, Kozarski 1984), „wzniesienia po wałach lodowo-morenowych” (Molewski 1999), „obniżenia i wały po trzonach lodowo-morenowych” (Karczewski 2001 – ryc. 1) czy „ukierunkowane wytopiska” oraz „wały i pagórki marginalne” (Weckwerth 2000). Autorce wydał się najodpowiedniejszym, dla wskazania morfogenezy zespołu pagórków i towarzyszącym im ciągów wytopisk, termin: formy reliktowe po wałach lodowo-morenowych.

W świetle przedstawionej interpretacji osadów i form glacialnych strefy marginalnej lądolodu zlodowacenia Wisły z okolic Sokołowa-Dendy, można sądzić, że proces deglacjacji analizowanego obszaru przebiegał w wyniku powolnej recesji frontalnej z zachowaniem żywego czoła lądolodu (Boulton 1972; Paul 1983; Kasprzak 1988, 1991, 2003), przy czym podstawowym mechanizmem deglacjacji było sukcesywne wyodrębnianie się z czoła lodowca wałów lodowo-morenowych (Boulton 1967; Szupryczyński 1963; Kozarski, Szupryczyński 1973). Sposób formowania wałów z lodowym jądrem tłumaczono wyodrębnianiem się partii brzeżnych lodowca wskutek zmiennej ablacji jego powierzchni, wynikającej z przykrycia wychodni powierzchni ścięcia materiałem mineralnym (ablacyjnym) i izolowania tych partii lodu przed ablacją. W przypadku analizowanego obszaru, sytuacja paleomorfologiczna sprzyjała oddzielaniu się wałów lodowo-morenowych. W rejonie Sokołów-Dendyja powierzchnia terenu zajmowanego przez lądolód nachylała się ku SE co sprawiło, że przebieg krawędzi lodowej na tym odcinku był równoległy do głównego kierunku odpływu wód lodowcowych podążających ku SE zgodnie z predyspozycją przedpola. Natomiast napór mas lodowych skierowany ku SW napotykał przeszkodę w postaci wyniesionego, gliniastego garbu na terenie Wysoczyzny Kłodawskiej (ryc. 1). To podnoszenie się przedpola było istotnym czynnikiem dla kompresyjnego ruchu lodu, powstania płaszczyzn ścięcia i koncentracji materiału mineralnego w lodzie. Przedstawiona sytuacja paleomorfologiczna stwarzała dogodne warunki dla oddzielania się wałów lodowo-morenowych przy dużym udziale erozji mechanicznej i termicznej wód roztopowych (por. Jewtuchowicz 1962, 1971, 1972; Kozarski, Szupryczyński 1973; Paul 1983).

Rozpoznanie w okolicy Sokołowa, w strefie marginalnej łądolodu zlodowacenia Wisły, form reliktowych po wałach lodowo-morenowych miało istotne znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych. Po pierwsze, dało podstawy dla wskazania sposobu deglacjacji, która przynajmniej w początkowym etapie zaniku łądolodu miała charakter frontalny. Odstępujące czoło łądolodu charakteryzowało się dużą wydajnością depozycyjną, która zdaniem L. Kasprzaka (1995, 1997, 2003) jest niezbędna dla wydzielenia wałów lodowo-morenowych oraz zapełnienia lokalnych basenów sedymentacyjnych i uwarunkowana jest względnie długotrwałym kontaktem z krawędzią aktywnego łądolodu. Z drugiej strony, wyróżnienie opisanych form pozwoliło uściślić przebieg granicy maksymalnego zasięgu ostatniego łądolodu, wyznaczonej w zachodniej części analizowanego obszaru wzdłuż proksymalnej części najwyższego poziomu sandrowego, a dalej ku wschodowi jako linia położona na SW od zewnętrznego łuku pagórków po wałach lodowo-morenowych (ryc. 1).

LITERATURA

- Andrzejewski L., Stankowski W., 1981, *Recesja lodowca Vilkovski na tle analizy jego strefy marginalnej (południowy Spitsbergen)*, Materiały VIII Sympozjum Polarne, 1, Sosnowiec, s. 139–142.
- Baraniecka M.D., 1989, *Zasięg łądolodu bałtyckiego w świetle stanowisk osadów eemskich na Kujawach*, Studia i Materiały Oceanograficzne, 56, Geologia Morza, 4, s. 131–135.
- Baraniecka M.D., Skompski S., 1978, *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Płock*, Wyd. A, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Boulton G.S., 1967, *The development of a complex supraglacial moraine at the margin of Stribreen, Ny Friesland, Vestspitsbergen glaciers*, Journal of Glaciology, 6, s. 717–736.
- 1972, *Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets*, Journal of the Geological Society, London, 128, s. 361–396.
- Domosławska-Baraniecka M.D., 1965, *Stratygrafia czwartorzędu okolic Chodcza na Kujawach*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 187, s. 85–106.
- Eyles N., Slatt R.M., 1977, *Ice marginal, glaciotectionic and morphologic features of Pleistocene drift; an example from Newfoundland*, Quaternary Science Reviews, 8, s. 267–281.
- Hambrey M.J., Huddart D., Bennet M.R., Glasser N.F., 1997, *Genesis of „hummocky moraines“ by thrusting glacier ice: evidence from Svalbard and Britain*, Journal of the Geological Society, London, 154, s. 623–632.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1965, *Flora interglacjalna eemskiego z Kaliskiej kolo Chodcza na Kujawach*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 187, s. 107–118.
- Jewtuchowicz S., 1962, *Studia z geomorfologii glacialnej północnej części Sörkappu*, Acta Geographica Lodziensia, 11, s. 1–75.

- 1971, *Współczesna strefa marginalna lodowca Skeidararjökull na Islandii*, Acta Geographica Lodziensis, 27, s. 1-52.
- 1972, *Glacialne problemy plejstocenu a badania lodowców współczesnych*, Przegl. Geogr., 44, 2, s. 195-235.
- Karczewski A., 2001, *Marginalna krawędź sedymentacyjna fazy pomorskiej w Storkowie k/Iniska (Pomorze Zachodnie)*, [w:] A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.), *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja*, Poznań, s. 177-187.
- Karczewski A., Wiśniewski E., 1977, *The relief of the marginal zone of the Torell Glacier (Austre Torell) in terms of its recession (SW. Spitsbergen)*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 387, s. 37-62.
- Kasprzak L., 1985, *A model of push moraine development in the marginal zone of the Leszno phase, west central Poland*, Quaternary Studies in Poland, 6, s. 23-54.
- 1988, *Dyferencjacja mechanizmów formowania się stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej*, Dokum. Geogr., IGIPIZ PAN, 5-6, s. 1-159.
- 1991, *Zróżnicowanie dynamiki czoła ostatniego lądolodu fazy poznańskiej na zachód od Poznania*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Geografia, 50, s. 67-76.
- 1995, *Quantitative sedimentation model of Vistulian ice-sheet: a theoretical approach based on field observations*, Quaestiones Geographicae, special issue, 4, s. 140-145.
- 1996, *Współczesne i plejstoceńskie wały lodowo-morenowe, aktualistyczny model facjalny. Analiza basenów sedymentacyjnych a nowoczesna sedymentologia*, Materiały V Krajowego Spotkania Sedymentologów, 17-21 czerwca 1996, s. 14-15.
- 1997, *Main complexes of the Ślawa Śląska ice lobe (Vistulian glaciation, Great Poland Lowland)*, Quaternary Studies in Poland, 14, s. 17-39.
- 2003, *Model sedymentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Seria Geografia, 66, s. 1-214.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1984, *Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce*, Zeszyty UAM, Seria Geografia, 29, s. 1-54.
- Kjær K.H., Kruger J., 2001, *The final phase of dead-ice moraine development: processes and sediment architecture, Kötlujökull, Iceland*, Sediment-ology, 48, s. 935-952.
- Klysz P., 1978, *Zjawiska glacialne w strefie marginalnej lodowców Tryggve i Sander (rejon Austfjordu – Spitsbergen)*, Materiały V Sympozjum Polarnego, 2, Gdańsk-Gdynia, s. 33-46.
- 1990, *Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego*, Wydawnictwa Naukowe UAM, Seria Geografia, 47, s. 1-236.
- 1995, *Problem powstawania wałów lodowo-morenowych na przykładzie lodowców w rejonie fiordu Hornsund (Spitsbergen)*, Przegl. Geogr., 67, 1-2, s. 121-132.

- 2000, *Morfogeneza kulminacyjnej części Garbu Pojeziernego w rejonie Toporzyka (Pojezierze Drawskie)*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 51, s. 21–32.
- 2001, *Wały lodowo-morenowe na obszarach zlodowaconych współcześnie a moreny ablacyjne plejstocęńskich stref marginalnych (na przykładzie Pojezierza Drawskiego)*, [w:] A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.), *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja*, Poznań, s. 225–236.
- Kłysz P., Lindner L., 1982, *Evolution of the marginal zone and the forefield of the Bunge Glacier, Spitsbergen*, *Acta Geologica Polonica*, 32, 3–4, s. 253–266.
- Kozarski S., 1974, *Procesy powstawania i zaniku pagórków lodowo-morenowych (ice cored moraines) w strefach brzeżnych niektórych lodowców Hornsundu*, *Materiały Sympozjum Spitsbergeńskiego*, 6–7 kwietnia, Uniwersytet Wrocławski, s. 25–27.
- 1990, *Osady ablacyjne ostatniego zlodowacenia w Polsce środkowozachodniej: identyfikacja i paleogeograficzne implikacje*, *Acta Universitatis Wratislaviensis, Ser. A*, 4, s. 41–157.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1973, *Glacial forms and deposits in the Sidujökull deglaciation area*, *Geographia Polonica*, 26, s. 255–311.
- Lawson D.E., 1989, *Glacigenic resedimentation: classification concepts and application to mass-movement processes and deposits*, [w:] R.P. Goldthwait, C.L. Matsch (red.), *Genetic classification of glacigenic deposits*, A.A. Balkema, Rotterdam, s. 147–169.
- Lindner L., Marks L., Ostaficzuk S., 1982, *Evolution of the marginal zone and the forefield of the Torell, Nann and Tone glaciers in Spitsbergen*, *Acta Geologica Polonica*, 32, 3–4, s. 268–278.
- Lindner L., Marks L., Szczęsny R., 1990, *Quaternary landforms and sediments and morphogenetic evolution of the hilmarfjellet region (Sørkapp Land, Spitsbergen)*, *Prace Geogr.*, 81, 103, s. 65–76.
- Lyczewska J., 1948, *Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 300 000*, wyd. A, ark. Płock, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Molewski P., 1999, *Rywna Gopla problem jej genezy i rola w odpływie wód roztopowych podczas zlodowacenia vistulianskiego*, *Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Sectio C, Geographia et Geologia*, 10, 6, s. 1–196.
- Ostaficzuk S., Lindner L., Marks L., 1990, *Photogeological map of the Bungebreen forefield (West Spitsbergen), Scale 1:10 000*, *Prace Geogr. UJ*, 81, załącznik.
- Östrem G., 1964, *Ice-cored moraines*, *Geografiska Annaler*, 46A, s. 282–337.
- Paul M.A., 1983, *The supraglacial landsystem*, [w:] N. Eyles (red.), *Glacial geology*, Pergamon Press, New York, s. 71–90.
- Roman M., 1999, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Gostynin*, Centralne Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- 2003, *Rozwój rzeźby plejstocęńskiej okolic Gostynina*, *Acta Geographica Lodziensia*, 84, s. 1–154.
- 2004, *Kompleksy glacigeniczne z Lisicy (południowa część Kotliny Płockiej) w świetle badań litofacjalnych i petrograficznych*, *Przeegl. Geol.*, 52, 5, s. 437–438.

- Roman M., Lisicki S., 2000, *Stratygrafia okolic Gostynina w aspekcie badań osadów glacialnych z Lisicy*, Acta Geographica Lodziensia, 78, s. 73–88.
- Skompski S., 1963, *Ozy Kotliny Płockiej*, Przegł. Geogr., 35, 3, s. 363–387.
- 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 220, s. 175–258.
- Szupryczyński J., 1963, *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu*, Prace Geogr., 39, IG PAN, s. 1–163.
- 1966, *Przebieg deglacji na obszarze północnego Spitsbergenu w rejonie fiordu Bock*, Przegł. Geogr., 38, s. 405–428.
- Wadas S., 1962, *Oz gostyniński*, Acta Geographica Lodziensia, 14, s. 1–71.
- Weckwerth P., 2000, *Geneza wyższych poziomów terenowych w południowo-wschodniej części Kotliny Toruńskiej na zachód od Aleksandrowa Kujawskiego*, Przewodnik wycieczek terenowych, V Zjazd Geomorfologów Polskich, 11–14 września 2000, Toruń, s. 232–240.
- Wiśniewski E., 1984, *Wały lodowo-morenowe lądolodu Antarktydy na kontakcie z Oazą Bungera*, Przegł. Geogr., 56, 3–4, s. 91–102.
- Zieliński T., 1992, *Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Prace Naukowe UŚ, 1325, Katowice, s. 1–95.
- 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Prace Naukowe UŚ, 1398, Katowice, s. 1–96.
- 1995, *Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, WGiSR UW, Warszawa, s. 220–235.
- 1998, *Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, WGiSR, Warszawa, s. 195–260.
- Zieliński T., van Loon A.J., 1996, *Characteristics and genesis of moraine-derived flow till varieties*, Sedimentary Geology, 10, s. 119–143.

RELICT FORMS OF ICE-CORED MORAINES OF THE VISTULIAN ICE SHEET IN THE VICINITY OF SOKOŁÓW (SOUTHERN MARGIN OF THE PŁOCK BASIN, CENTRAL POLAND)

Summary

Ice-cored moraines there are efemerical forms characteristic for the morphology of the forelands of many present-day glaciers undergoing slow frontal recession. Mechanism of separation of ice cored ridges at the margin of ice sheet has been well recognized (Östrem 1964; Szupryczyński 1963; Boulton 1967; Kozarski, Szupryczyński 1973). Diagnostic features of the relief formed during the evolution and degradation of ice-cored ridges have been presented (Paul 1983; Kasprzak 1988; Kasprzak, Kozarski 1984), what more, the model of deposition controlled by occurrence of ice-ridges has been proposed by L. Kasprzak (1996, 2003). At present, relict forms left behind by ice-cored moraines have been more

and more frequently found in marginal zones of the Pleistocene ice sheets (Eyles, Slatt 1977; Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1988, 1991; Kłysz 1990; Hambrey at all, 1997; Molewski 1999; Weckwerth 2000; Roman 2003; and others)

Geological and sedimentological studies were conducted in the vicinity of Sokołów (Fig. 1), in the set of directional hillocks and icing depressions (Fig. 2). The case study area, which was selected as the one of objects of sedimentological investigations, was part of the systematic studies of landforms near Gostynin (Roman 1999, 2003). Row ordered hillocks and associated depressions are characterized by NW–SE orientation which correspond to the outline of ice-sheet front at the Skrwa lobe of the Vistulian glaciation (Fig. 1, 2). Oriented hillocks at the vicinity of Sokołów were earlier described as eskers (Łyczewska 1948; Wadas 1962; Skompski 1963; Skompski, Baraniecka 1978) while elongated depressions between them were interpreted as subglacial channels (Skompski 1969). Subglacial origin of depressions was ruled out in the light of recent geological investigations which excluded deep subglacial erosion and proved their melt derivation (cf. Fig. 3). Lithofacies analysis of hillock deposits at Sokołów, Wąwrowa, Borki, Dendyja (Fig. 4, 6) revealed the presence of typical sequence of three sedimentation subcomplexes: glaciofluvial, glaciolimnic (Sokołów) and redeposited ablation material, interpreted as a flow till. Flow tills occur as non-continuous covers which are situated only at the upper part of hillocks and at the side of present depressions, whereas they disappear on the flat subslope areas. Analysis of synsedimentary deformation structures recognized in the glaciofluvial and glaciolimnic units (Fig. 4) indicates existence of ice-contact zone. Palaeo-stream currents measured in the glaciofluvial subcomplex prove a general flow direction from NW to SE, parallel to the former ice slopes.

The geomorphological analysis of the spatial arrangement of landforms, together with their relation to the palaeorelief, as well as the geological investigations and lithofacies analysis of deposits revealed that landforms of the vicinity of Sokołów-Dendyja were formed at the ice-sheet front as a result of successive separation of ice-cored moraines ridges and their subsequent degradation by melting of ice cores. In efemeric sedimentary basins, existed between ice-ridges and front of living ice sheet or only between ice-cored ridges, at first glaciofluvial deposition and afterwards, when the energy of flow decreased, glaciolimnic deposition took place (limnoglacial subcomplex, occurring above glaciofluvial sands at the Sokołów profile, is a sedimentary record of this period, Fig. 4). Occasionally ablation material was redeposited as a mass flow from the adjacent ice-ridges and formed till flow covers of different thickness. As the ice cores diminished, leading to the relief inversion, lines of kettles were created at the place where the ice ridges had existed earlier, and hillocks at the place of previous sedimentary basins.

Identification of relict forms of ice-cored moraines near Sokołów, in the marginal zone of the Vistulian ice-sheet, has been important for palaeogeographical reconstructions. Primarily it provided a base for the description of deglaciation mode which was frontal at least in the early phase. Depositional effectiveness in the marginal zone was high, decisive for isolation of ice-ridges and filling of lo-

cal sedimentary basins, and conditioned by long-lasting contact with active ice (Kasprzak 1995, 1997, 2003). On the other hand, recognized forms were useful for reconstruction of the line of the maximum extent of the Vistulian ice-sheet, running to the SW of these forms (ryc. 1).

Adres autora:

Małgorzata Roman

*Katedra Badań Czwartorzędu, Uniwersytet Łódzki
ul. Kopcińskiego 31, 90-142 Łódź*

E-mail: mroman@geo.uni.lodz.pl

Anna Styszyńska

O WPLYWIE STANU TERMICZNEGO ATLANTYKU PÓŁNOCNEGO NA WSPÓŁCZESNY BILANS NIEKTÓRYCH LODOWCÓW SPITSBERGENU

WPROWADZENIE

Większość lodowców Spitsbergenu znajduje się obecnie w fazie recesji, którą wiąże się z XX-wiecznym ociepleniem po zakończeniu Małej Epoki Lodowej. W świetle dotychczasowych badań, wartości bilansów poszczególnych lodowców różnią się w zależności od ich wielkości, położenia i ekspozycji. Małe lodowce o ekspozycji północnej i północno-wschodniej charakteryzują się stosunkowo małymi wartościami bilansów zimowych i ujemnymi bilansami netto, natomiast lodowce posiadające duże powierzchnie akumulacyjne leżące w znacznej mierze na większych wysokościach i mające nadmorskie położenie cechują się większymi wartościami bilansów zimowych i okresowo (np. Kongsvegen) dodatnimi bilansami netto (Jania, Hagen 1996; Lefauconnier i in. 1999). Wzrost bilansu netto lodowca Kongsvegen J.F. Pinglot i współautorzy (1999) wiążą z okresowymi spadkami temperatury powietrza latem oraz wzrostem opadów w zimie. Jak podaje J. Hansen-Bauer (2002), w XX wieku średni roczny opad na stacji Svalbard-Lufthavn zwiększył się o 25%.

Podstawowym czynnikiem prowadzącym do zmienności sezonowej i międzyrocznej bilansu lodowców jest charakter cyrkulacji atmosferycznej determinującej zmienność warunków pogodowych i elementów meteorologicznych. Występowanie w danych sezonach określonych form cyrkulacji atmosfery limitować będzie natężenie procesów akumulacji i ablacji. Jak podają A.A. Marsz i A. Styszyńska (2002), dla rozwoju zlodowacenia Spitsbergenu najkorzystniejsze warunki występować będą wtedy, gdy zimą częściej niż przeciętnie dochodzić będzie do rozwoju silnej cyrkulacji południkowej, której w rejonie Spitsbergenu towarzyszą niezbyt niskie temperatury powietrza, duże zachmurzenie i stosunkowo obfite opady, natomiast latem – słabej cyrkulacji południkowej, z którą związane jest duże zachmurzenie redukujące dopływ promieniowania słonecznego. Najbardziej niekorzystne dla rozwoju zlodowacenia warun-

ki występować będą wtedy, gdy zarówno zimą jak i latem rejon Spitsbergenu znajdować się będzie w zasięgu układów antycyklonalnych oraz gdy latem często dochodzić będzie do silnego rozwoju cyrkulacji południkowej z masywnymi adwekcjami powietrza z subtropików lub południowej części strefy umiarkowanej. Bilans lodowców uchodzących do morza zależy będzie również od długości i charakteru sezonu bezlodowego wpływającego na tempo i okres funkcjonowania abrazji termicznej (Marsz, Styszyńska 2002; Styszyńska 2002).

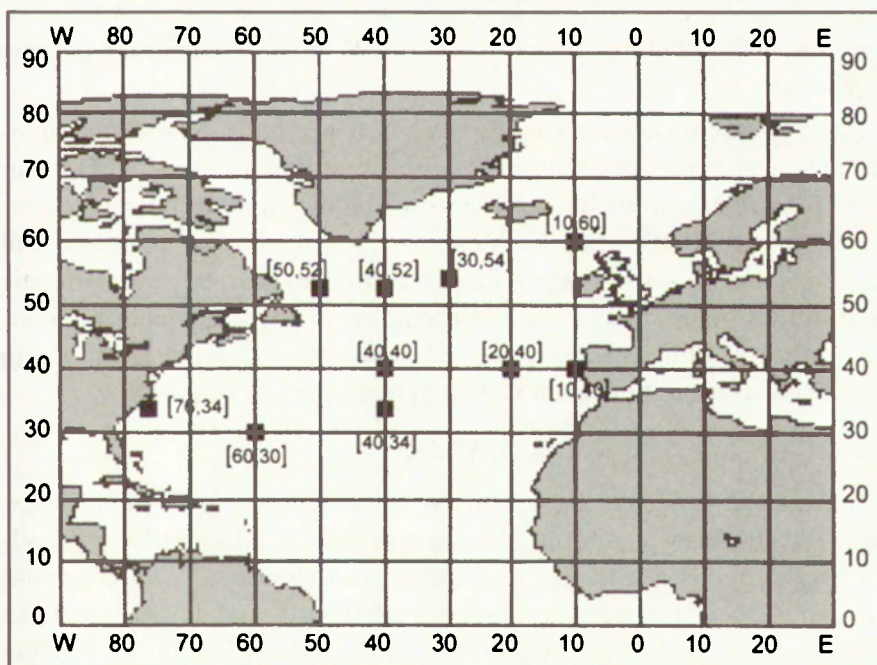
Zmiennością form cyrkulacji atmosfery w atlantyckiej Arktyce steruje stan termiczny Atlantyku Północnego. Wykazuje on stosunkowo dużą zmienność z roku na rok i może być opisany przez pole anomalii temperatury powierzchni oceanu (TPO). Można założyć, że anomalie TPO na Atlantyku Północnym w określonych rejonach i momentach (miesiącach) modyfikują z pewnym, zróżnicowanym opóźnieniem wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną (Marsz 1999a, 2001a i b), a ta z kolei poprzez zmiany wartości elementów meteorologicznych (Marsz 1999b) wpływa na sezonowe zmiany bilansu masy lodowców Spitsbergenu. Przyjmując model typu „czarnej skrzynki”, w którym znając efekt wyjściowy (sezonowy bilans masy) znaleźć można wielkości sterujące systemem zależności czasowych i przestrzennych. A.A. Marsz i A. Styszyńska (2002) zajmując się odtworzeniem bilansu Lodowca Hansa od 1970 roku wykazali, że istnieją ściśle związki między stanem termicznym określonych rejonów Atlantyku Północnego a bilansem masy Lodowca Hansa. Stawia to pytanie czy stwierdzone zależności są słuszne tylko dla tego lodowca, czy też można je uznać za prawdziwe również dla innych lodowców spitsbergeńskich. Celem podjętej pracy jest przedstawienie wyników badań zmierzających do sprawdzenia jak kształtują się związki między stanem termicznym Atlantyku Północnego a bilansem masy lodowców spitsbergeńskich.

MATERIAŁY

Dłuższe serie danych dotyczące wartości bilansowych posiada tylko kilka lodowców leżących w zachodniej części Spitsbergenu. Są to małe lodowce Austre Brogger (6,1 km², pomiary w latach 1967–2001), Midre Loven (6 km², pomiary w latach 1969–2001) położone w rejonie Kongsfjordu i Voring (2,1 km², pomiary w latach 1974–1991) leżący w rejonie Greenfjordu oraz dwa większe lodowce: Hans (60 km², pomiary w latach 1989–2002) w rejonie Hornsundu i Kongsvegen (105 km², pomiary w latach 1987–2001) w rejonie Kongsfjordu. Wartości bilansowe lodowców rejonu Kongsfjordu uzyskano z Norweskiego Instytutu Polarnego dzięki

uprzejmości dr. Jacka Kohlera. Dane dotyczące Lodowca Voring zaczerpnięto z pracy J. Jani i J.O. Hagen (1996), a Lodowca Hansa z pracy J. Szafraniec (2002).

Stan termiczny Atlantyku Północnego scharakteryzowano za pomocą wartości anomalii średniej miesięcznej temperatury powierzchni oceanu (TPO) w tak zwanych „gridach kontrolnych” wyróżnionych na tym obszarze przez A. A. Marsza (1999a, 2001a i b). Są to pola o powierzchni $2 \times 2^\circ$ szerokości i długości geograficznej, wyłonione w specjalnej procedurze statystycznej, której celem było określenie akwenów najlepiej charakteryzujących zmiany termiczne zachodzące na poszczególnych obszarach oceanu. Rozmieszczenie gridów kontrolnych na powierzchni Atlantyku Północnego przedstawia rycina 1. Według A.A. Marsza wymienione gridy kontrolne reprezentują rejony, które posiadają największe znaczenie dla charakterystyki stanu termicznego powierzchni Atlantyku Północnego i jego ewolucji w czasie i przestrzeni (ryc. 1). Zdaniem tego autora każdy z wyróżnionych przez niego 10 gridów kontrolnych charakteryzuje zmiany stanu termicznego znacznie większej od niego, względnie jednorodnej pod względem termiki i dynamiki, powierzchni oceanu. Wykorzystane w pracy jednorodne ciągi danych pochodzą ze zbiorów NOAA



Ryc. 1. Rozmieszczenie gridów kontrolnych na powierzchni Atlantyku Północnego (źródło: Marsz 1999a)

Location of 'control grids' on the surface of the North Atlantic (source: Marsz 1999a)

NCEP uzyskanych za pośrednictwem Distributed Active Archive Center, Goddard Space Flight Center. Charakterystyka tych zbiorów oraz metoda ich opracowania zostały omówione przez R.W. Reynoldsa i T.M. Smitha (1994, 1995). Do analizy przyjęto ciągi anomalii średnich miesięcznych wartości TPO z okresu 1970–2002. Notacja wartości anomalii TPO stosowana w dalszej części pracy jest następująca:

$$\text{An}[76,34]10,$$

gdzie: An oznacza, że dana wartość jest anomalią TPO; dwie liczby w nawiasie kwadratowym oddzielone od siebie przecinkiem charakteryzują położenie centralnego punktu danego gridu; pierwsza długość geograficzną zachodnią; druga szerokość geograficzną północną w pełnych stopniach; liczba stojąca za nawiasem kwadratowym numer kolejny miesiąca w roku, z którego pochodzi wartość anomalii TPO.

Znaczenie podanego przykładowo wyżej symbolu jest więc następujące: jest to wartość anomalii TPO z gridu kontrolnego o współrzędnych centrum 76°W, 34°N pochodząca z października (10 miesiąc). Jeśli po oznaczeniu miesiąca znajduje się dodatkowy indeks „p” (np. An[40,40]03p) oznacza to, że mowa o anomalii TPO z danego miesiąca roku poprzedzającego rok, dla którego szacowany jest bilans (w przykładzie – anomalia TPO z gridu o centrum 40°W, 40°N z marca roku poprzedzającego).

Dla wyjaśnienia analizowanych związków przebadano korelacje liniowe zachodzące między średnimi miesięcznymi anomalią TPO z poprzedniego roku a wartościami bilansów zimowych oraz między wartościami anomalii TPO z poprzedniego i tego samego roku a wartościami bilansów letniego i netto. Wyniki analizy korelacyjnej stały się następnie podstawą do przeprowadzenia analizy regresji, czyli ustalenia konkretnych zależności bilansu lodowców od wykształcenia stanu termicznego poszczególnych części oceanu w danym miesiącu.

WYNIKI

Bilanse obu małych, leżących blisko siebie, lodowców z rejonu Kongsfjordu (Austre Brogger i Midre Loven) wykazują w latach 1968–2001 silne i istotne pod względem statystycznym skorelowanie. Współczynniki korelacji bilansu zimowego wynoszą $r = 0,946$, bilansu letniego $r = 0,915$ a bilansu netto $r = 0,952$. Z tego względu dla lodowców Austre Brogger i Midre Loven stworzono jeden wspólny ciąg danych (AB+ML). Po ich porównaniu z danymi dotyczącymi leżącego około 85 km na południe, w rejonie Greenfjordu, lodowca Voring (1974–1991, $n = 18$) okazało się,

że istotne statystycznie związki wykazują jedynie ich bilanse letnie ($r = 0,54$, $p < 0,022$) i netto ($r = 0,727$, $p < 0,001$). Podobnymi cechami charakteryzują się duże lodowce Hans i Kongsvegen ($n = 11$). Istotne statystycznie związki występują tylko w przypadku bilansu letniego ($r = 0,629$, $p < 0,038$) i netto ($r = 0,757$, $p < 0,007$) tych lodowców. Bilanse małych lodowców rejonu Kongsfjordu nie wykazują żadnych statystycznie istotnych związków z leżącym około 200 km na południe, w SW części Spitsbergenu, lodowcem Hansa. Brak związków pomiędzy zmiennością bilansów zimowych poszczególnych lodowców (pomijając lodowce rejonu Kongsfjordu) wskazuje na duże zróżnicowanie regionalne procesów akumulacji współczesnego zlodowacenia Spitsbergenu.

Przystępując do badań nad związkami bilansu masy lodowców Spitsbergenu ze stanem termicznym Atlantyku Północnego w pierwszym etapie przeanalizowano korelacje zachodzące między miesięcznymi anomaliami TPO w poszczególnych gridach kontrolnych a wielkościami bilansowymi badanych lodowców. Analiza korelacyjna pozwoliła na stwierdzenie, że istnieją wyraźne i w kilku przypadkach stosunkowo silne związki między wcześniejszym rozkładem zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego a bilansami poszczególnych lodowców. Zaznaczają się przy tym wyraźne różnice wpływu zmian temperatury wody poszczególnych części Atlantyku Północnego na kształtowanie bilansów, oraz zróżnicowanie czasu z którego pochodzą anomalie.

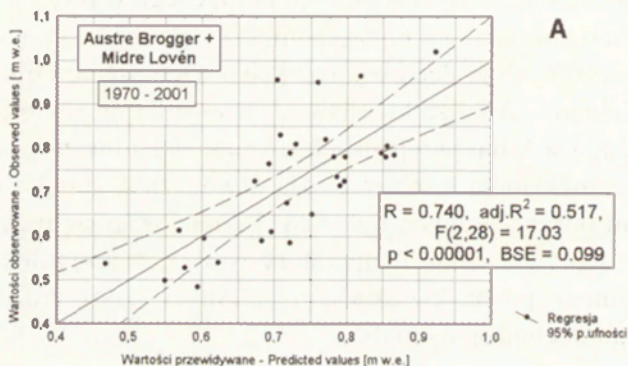
Bilans zimowy lodowców położonych w S i SW częściach Spitsbergenu, podlegających silnemu oddziaływaniu klimatycznemu Prądu Zachodniospitsbergeńskiego (Hans, Voring), wykazuje jedynie pojedyncze i słabe związki z wartościami anomalii TPO występującymi w poprzedzającym roku po wschodniej stronie Atlantyku Północnego (gridy [10,60] i [10,40]). Bilans zimowy lodowców położonych nad Kongsfjordem wykazuje odmienne powiązania. Wykazuje on związki z anomaliami TPO występującymi na akwenach środkowej (gridy [40,34] i [40,40]) i zachodniej części Atlantyku Północnego (gridy [50,52] i [40,52]). Na bilans zimowy, w danym roku, lodowców położonych w rejonie Kongsfjordu wpływ wywierają anomalie występujące na wymienionych akwenach latem, jesienią oraz na początku zimy (XI, XII) poprzedniego roku. Anomalie, które występują po wschodniej stronie Atlantyku Północnego (gridy [20,40] i [10,60]) wywierają wpływ na bilans zimowy tych lodowców w tym samym roku (I, II, III), dla którego liczy się bilans zimowy. Taki rozkład w czasie i w przestrzeni anomalii wykazujących związek z bilansem zimowym zdaje się wskazywać na złożoność występujących między obiema sferami zależności natury hydroklimatycznej.

Analiza regresji wykazała, że najściślejsze związki bilansu zimowego (BZ) lodowców leżących w rejonie Kongstjordu, zarówno dużego uchodzącego do morza Kongsvegen jak i małych dolinnych Austre Brogger i Midre Loven, zachodzą wraz ze zmianami anomalii TPO w gridach: [10°W, 60°N] w lutym (02p) oraz [40°W, 34°N] w październiku roku poprzedzającego ten, na który datowany jest bilans (10p). Wielkości bilansu zimowego (BZ, metry ekwiwalentu słupa wody) tych lodowców można aproksymować według formuł:

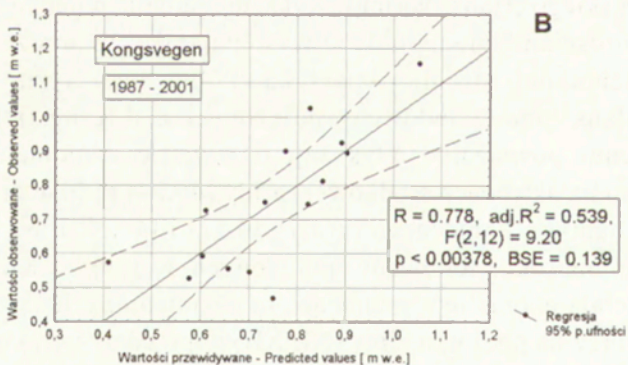
$$BZ(Kon) = 0,877 - 0,432 \cdot An[10,60]02p - 0,165 \cdot An[40,34]10p \quad (1)$$

$$BZ(AB+ML) = 0,747 - 0,227 \cdot An[10,60]02p - 0,120 \cdot An[40,34]10p \quad (2)$$

$$bw = 0.747 - 0.120 \cdot An[40,34]10p - 0.227 \cdot An[10,60]02p$$



$$bw = 0.877 - 0.165 \cdot An[40,34]10p - 0.432 \cdot An[10,60]02p$$



Ryc. 2. Wartości bilansu zimowego (bw) lodowców rejonu Kongstjordu estymowane z wielkości anomalii TPO w gridach [40,34] z października i [10,60] z lutego roku poprzedniego (10p i 02p). A – Austre Brogger i Midre Loven, B – Kongsvegen

The values of winter balance (bw) of the glaciers in Kongsfjorden area estimated from the SST anomalies in grids: [40,34] in October and [10,60] in February in the preceding year (10p and 02p). A – Austre Brogger i Midre Loven, B – Kongsvegen

Charakterystyki statystyczne tych równań podano na rycinie 2. Zmienność anomalii TPO w wyróżnionych rejonach Atlantyku objaśnia do 52% wariacji bilansu zimowego małych lodowców dolinnych i do 54% wariacji uchodzącego do morza Kongsvegen.

Równania te przytacza się jeszcze z pewnego dodatkowego względu. Jeśli przyjrzeć się wartościom współczynników równań regresji zauważa się, że oba współczynniki regresji są większe w przypadku bilansu zimowego Kongsvegen niż małych lodowców Austre Brogger i Midre Loven. Oznacza to, że wpływ takich samych zmian termiki oceanu zaznacza się znacznie silniej na lodowcu dużym niż na małych lodowcach o powierzchni po kilka kilometrów kwadratowych. Interpretacja tego spostrzeżenia może być następująca – na małych lodowcach większą rolę od procesów wielkoskalowych kształtujących bilans zimowy odgrywiają warunki lokalne, na dużych i wielkich lodowcach rola czynników lokalnych i czynników wielkoskalowych w kształtowaniu bilansu zimowego ulega odwróceniu.

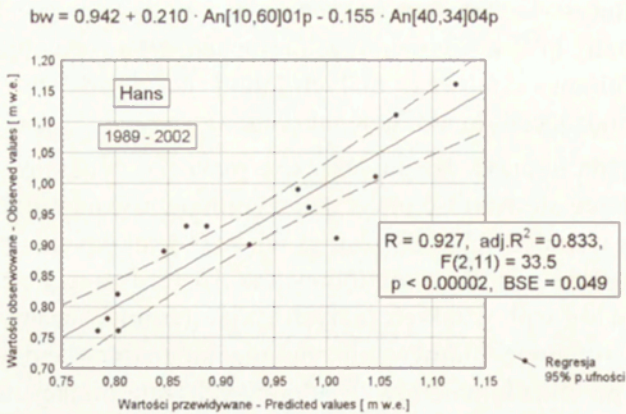
W czasie prowadzenia badań nad odtworzeniem bilansu zimowego lodowca Hansa na podstawie zmian stanu termicznego Atlantyku Północnego (Marsz, Styszyńska 2002) także stwierdzono istotne oddziaływanie wyróżnionych rejonów Atlantyku (gridy [10,60] w styczniu oraz [40,40] w grudniu roku poprzedniego). Omawiana zależność miała postać:

$$BZ = 0,850 + 0,234 \cdot An[10,60]01p + 0,128 \cdot An[40,40]12p.$$

Oparta była na 9 wartościach zmierzonego bilansu zimowego Lodowca Hansa (1989–1997) i objaśniała 92% wariacji tego bilansu. Przeprowadzona dla celów tej pracy ponowna analiza regresji uwzględniająca wszystkie w tej chwili dostępne zmierzone wartości bilansu zimowego tego lodowca ($n = 14$) pochodzące z lat 1989–2002 dała wynik zbliżony do poprzedniego (ryc. 3):

$$BZ(Hans) = 0,942 + 0,210 \cdot An[10,60]01p - 0,155 \cdot An[40,34]04p \quad (3)$$

Dla 14 zmiennych najlepsze dopasowanie uzyskano estymując wartości bilansu zimowego lodowca Hansa za pomocą równania uwzględniającego, tak jak i w pierwszym badaniu, anomalie TPO w gridzie [10,60] w styczniu roku poprzedniego, objaśniające do 50,6% wariacji bilansu zimowego lodowca Hansa oraz anomalie TPO w gridzie [40,34] z kwietnia roku poprzedniego. Razem obie zmienne niezależne wyjaśniają do 83,3% wariacji bilansu zimowego lodowca Hansa. Zależność ta jest wysoce istotna statystycznie, a błąd standardowy estymacji stosunkowo niewielki ($\pm 0,049$ m e.s.w.). Porównując zmierzone i obliczone za pomocą



Ryc. 3. Wartości bilansu zimowego (bw) lodowca Hansa estymowane z wielkości anomalii TPO w gridach [40,34] z kwietnia i [10,60] ze stycznia roku poprzedniego (04p i 01p)

The values of winter balance (bw) of the Hans glacier estimated from the SST anomalies in grids: [40,34] in April and [10,60] in January in the preceding year (04p and 01p)

omawianej formuły wartości bilansu zimowego lodowca Hansa można stwierdzić, iż tylko 2 razy (w 1989 i 2000 r.) obliczone wartości różnią się od zmierzonych o więcej niż 1 odchylenie standardowe (0,05 m e.s.w.). Taki wynik pozwala omawianą zależność traktować jako prognostyczną.

W formułach 1–3 na pierwszym miejscu występuje anomalia TPO w gridzie [10,60] pochodząca z lutego lub stycznia roku poprzedniego, dla którego oblicza się bilans zimowy. Zmiany wielkości tej anomalii objaśniają 50,6% wariancji bilansu zimowego lodowca Hansa, 30,4% Kongsvengen i 17,6% małych lodowców (Austre Brogger i Midre Loven) rejonu Kongsfjordu. Oznacza to, że dla kształtowania się bilansu zimowego lodowców całego zachodniego wybrzeża Spitsbergenu zasadniczą rolę odgrywają zmiany temperatury wody na tym samym akwenie. Jednak zwraca uwagę zmiana znaku stojącego przy współczynnikach regresji tej zmiennej. Dla lodowca Hansa jest on dodatni, a dla lodowców rejonu Kongsfjordu ujemny. Wskazuje to na odmienne działanie zmian termiki wyróżnionego rejonu Atlantyku na kształtowanie się wielkości bilansu zimowego omawianych lodowców i może tłumaczyć brak związków pomiędzy zmiennością bilansów zimowych lodowców SW i NW Spitsbergenu.

Grid [10,60] określa stan termiczny wód Prądu Północnoatlantyckiego na podejściu do Bramy Farero-Szetlandzkiej. Wody te po przejściu drogi w Prądzie Norweskim dostaną się z opóźnieniem 8–13 miesięcznym do Prądu Zachodniospitsbergeńskiego i na Morze Barentsa. Istnienie dodatniej anomalii w styczniu-lutym w gridzie [10°W, 60°N] warunkować więc

będzie istnienie w następnym sezonie zimowym większych zasobów ciepła w wodach położonych na południe od Spitsbergenu. Większe zasoby ciepła w wodach prowadzą do opóźnienia tworzenia się pokrywy lodów morskich wzdłuż zachodniego wybrzeża Spitsbergenu i zmniejszenia jego stopnia zwarcia. Sprzyjać to będzie zarówno wzmożonej konwekcji nad wodami, jak i regeneracji układów niżowych powstających na froncie arktycznym oraz częstemu wnikaniu niżów atlantyckich. W takich sytuacjach, w rejonie SW Spitsbergenu, częściej niż przeciętnie dochodzić może do adwekcji stosunkowo ciepłego i zasobnego w wilgoć powietrza polarnego. W rejon NW Spitsbergenu masy te napływać będą z sektora wschodniego przemieszczając się nad pokrytymi lodami morskimi wodami NW części Morza Barentsa i wyniesionymi partiami Spitsbergenu. W rezultacie stopień transformacji mas powietrza może być duży i do rejonu Kongsfjordu powietrze to dotrze jako suche i stosunkowo chłodne. Natomiast chmury konwekcyjne (Cu med., Cu con.) mogą dać nawet dość obfite opady w odległościach nie większych od kilkunastu kilometrów od miejsca ich powstania, ale tylko na terenach nieosłoniętych przez wyższe przeszkody terenowe i na stokach nawietrznych. Lodowiec Hansa ma takie położenie i topografię, które umożliwiają dojście do niego chmur konwekcyjnych, stąd, występowanie zwiększonych opadów w okresie zimowym, w którym brak pokrywy lodów na morzu lub pokrywa ta wykazuje małe zwarcie jest bardzo prawdopodobne. Lodowce Austre Brogger i Midre Loven leżą po zawietrznej dość wysokiego grzbietu, Kongsvegen zaś znajduje się większym oddaleniu od otwartego morza. Dojście tam chmur konwekcyjnych powstałych nad wodami wolnymi od lodu wydaje się mało prawdopodobne. W jednym i drugim przypadku lodowce rejonu Kongsfjordu nie otrzymają w takiej sytuacji opadu. Taka jest najprawdopodobniej przyczyna odmiennej reakcji Lodowca Hansa i Kongsvegen na zmianę temperatury wód.

Analiza regresji przeprowadzona w odniesieniu do bilansu letniego wykazała, że dla dużych lodowców (Hans, Kongsvegen) wielkości bilansu letniego (BL) można aproksymować wykorzystując te same grydy:

$$BL(Kon) = -0,709 + 0,564 \cdot An[60,30]01p - 0,528 \cdot An[60,30]07p \quad (4)$$

$$R = 0,858, \text{ adj. } R^2 = 0,692, \text{ } p < 0,0003, \text{ } F(2,12) = 16,74, \text{ } BSE = 0,16,$$

$$BL(Hans) = -0,981 + 0,271 \cdot An[60,30]01p - 0,874 \cdot An[60,30]07p \quad (5)$$

$$R = 0,789, \text{ adj. } R^2 = 0,538, \text{ } p < 0,0125, \text{ } F(2,9) = 7,40, \text{ } BSE = 0,24.$$

W uzyskanych równaniach zmiany stanu termicznego oceanu wyjaśniają duży odsetek (ponad 50%) zmienności bilansu zimowego obu lodowców.

Grid [60°W, 30°N] położony jest w centralnej części Morza Sargassowego, wewnątrz cyrkulacji antycyklonalnej Atlantyku Północnego i charakteryzuje zasoby ciepła zgromadzone w wodach Morza Sargassowego. Zmiany stanu termicznego Morza Sargassowego oddziałują na temperaturę powietrza zarówno w okresie zimy następnego roku jak i lata następnego roku na bardzo dużych obszarach Europy i Arktyki (Marsz 2001a, 2001b). Poprzez kształtowanie zmian temperatury powietrza w nadchodzących sezonach letnich działanie stanu termicznego Morza Sargassowego wywiera pośredni, ale bardzo silny, wpływ na wielkość bilansu letniego obu omawianych lodowców.

Ważnym w tym miejscu wydaje się być stwierdzenie, że ten sam akwen i w taki sam sposób (patrz znaki współczynników regresji w równaniach 4 i 5) wywiera wpływ na wartość bilansu letniego dużych lodowców na SW i NW części Spitsbergenu. Wyjaśnia to, że cechy pola temperatury powietrza determinowane przez charakter wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej w okresie ciepłej pory roku jest wspólne dla tego obszaru. Tym samym zaznaczają się również i wyraźne korelacje między wartościami bilansu letniego lodowców zachodniego wybrzeża Spitsbergenu.

WNIOSKI

Stan termiczny Atlantyku Północnego, poprzez regulację cyrkulacji atmosferycznej, wywiera z dużym opóźnieniem wpływ na wartości bilansu letniego i zimowego lodowców zachodniego wybrzeża Spitsbergenu. Wpływ ten jest pośredni. Zmiany stanu termicznego oceanu regulują nie tylko cyrkulację atmosferyczną wprowadzającą do Arktyki zróżnicowane pod względem termicznym i higrycznym masy powietrza ale również decydują o wielkości ciepła wnoszonego tam z wodami Prądu Norweskiego, z dalszymi tego skutkami natury klimatycznej i w konsekwencji wpływają na sezonowe zmiany bilansu masy lodowców. Stwierdzono, że w przypadku kształtowania bilansu zimowego silniej reagują na wcześniejsze zmiany stanu termicznego oceanu lodowce duże, gdy lodowce nałe w większym stopniu podlegają wpływom czynników lokalnych.

Podziękowania. Dr. Jackowi Kohlerowi z Norwegian Polar Institute serdecznie dziękuję za udostępnienie wartości bilansów zimowego, letniego i netto lodowców Kongsvegen, Midre Loven i Austre Brogger.

LITERATURA

- Hanssen-Bauer I., 2002, *Climate trends in the European Arctic the last 100 years*, [w:] J.B. Ørbæk, K. Holman, R. Neuber, H.P. Plag, B. Lefauconnier, G. De Prisco, H. Ho (red.), *Proceedings from the sixth Ny-Ålesund International Scientific Seminar*, Polar Environmental Center, Tromsø, Norway, 8–10 October 2002, Norsk Polarinstitutt, Internrapport, 10, s. 29–32.
- Jania J., Hagen J.O., 1996, *Mass balance of Arctic glaciers*, IASC Report No. 5, University of Silesia, Faculty of Sciences, Sosnowiec–Oslo, ss. 62.
- Lefauconnier B., Hagen J.O., Ørbæk J.B., Melvold K., Isaksson E., 1999, *Glacier balance Trends in Kongsfjorden area, western Spitsbergen, Svalbard, in relation to the climate*, Polar Research, 18, 2, s. 307–313.
- Marsz A.A., 1999a, *Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku i w Polsce północno-zachodniej*, [w:] *Wpływ stanu termicznego powierzchni oceanu na modyfikację cyrkulacji atmosferycznej w wymiarze klimatycznym*, Materiały na spotkanie dyskusyjne, 6 maja 1999 roku, Gdynia, WSM, Gdynia, s. 63–97.
- 1999b, *Temperatura powierzchni wody na Północnym Atlantyku a temperatura powietrza na Spitsbergenie i Jan Mayen*, Problemy Klimatologii Polarnej, 9, s. 37–80.
- 2001a, *Rozkład anomalii temperatury na powierzchni Północnego Atlantyku a wartości zimowego wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku – problem prognozy wartości wskaźnika*, Prace Wydziału Nawigacyjnego WSM w Gdyni, 12, s. 161–217.
- 2001b, *Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku (problem długoterminowej prognozy termiki zim)*, WSM Gdynia, ss. 107.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2002, *Zagadnienie odtworzenia wartości bilansu Lodowca Hansa (SW Spitsbergen)*, Problemy Klimatologii Polarnej, 12, s. 117–131.
- Pinglot J.F., Purchet M., Lefauconnier B., Hagen J.O. Isaksson E., Vaikmae R., Komiyama K., 1999, *Accumulation in Svalbard glaciers deduced from ice cores with nuclear tests and Chernobyl reference layers*, Polar Research, 18, 2, s. 315–321.
- Reynolds R.W., Smith T.M., 1994, *Improved global sea surface temperature analyses*, Journal of Climate, 7, s. 929–948.
- 1995, *A high-resolution global sea surface temperature climatology*, Journal of Climate, 8, s. 1571–1583.
- Styszyńska A., 2002, *Związki bilansu masy lodowców w rejonie Kongsfjordu (NW Spitsbergen) z pokrywą lodową mórz Grenlandzkiego i Barentsa*, Problemy Klimatologii Polarnej, 12, s. 133–146.
- Szafranec J., 2002, *Influence of positive degree-days and sunshine duration on the surface ablation of Hansbreen, Spitsbergen glacier*, Polish Polar Research, 28, 3–4, s. 227–240.

INFLUENCE OF THERMAL CONDITION OF THE NORTH ATLANTIC
OCEAN ON THE BALANCE OF SOME SPITSBERGEN GLACIERS
AT PRESENT

Summary

This article describes correlations between anomalies in sea surface temperature of the North Atlantic Ocean in so called 'control grids' and the values of summer and winter balances of some of Spitsbergen glaciers. These correlations are metachronic and are of teleconnection character. Relatively strong and statistically significant correlations can be observed between the thermal state of the central part of the Sargasso Sea in January and July and the summer balances of the Hans and Kongsvegen glaciers in the following year. Different reactions of winter balances of the SW and NW Spitsbergen glaciers were also noted. Winter balance of glaciers located in the SW part of Spitsbergen indicates correlation with the thermal condition of the eastern part of the North Atlantic in the preceding year, the balance of glaciers from the NW part of Spitsbergen indicates stronger correlations with the thermal condition of the central and western parts of the North Atlantic. A thesis was set forth that the changeability in balances of Spitsbergen glaciers over the last 30-year period is influenced by large scale changes in thermal condition of the North Atlantic and that later it influences the atmospheric and oceanic circulation.

Adres autora:

Anna Styszynska

*Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej, Akademia Morska,
ul. Sędzickiego 19, 81-374 Gdynia*

E-mail: stysa@am.gdynia.pl

Jacek B. Szmańda

**ZNACZENIE MATERIAŁU ŹRÓDŁOWEGO I TRANSPORTU
ZIAREN W AKUMULACJI POWODZIOWEJ
– STUDIUM PRZYPADKU –
ALUWIA POZAKORYTOWE WISŁY, DRWĘCY I TAŻYNY**

WSTĘP

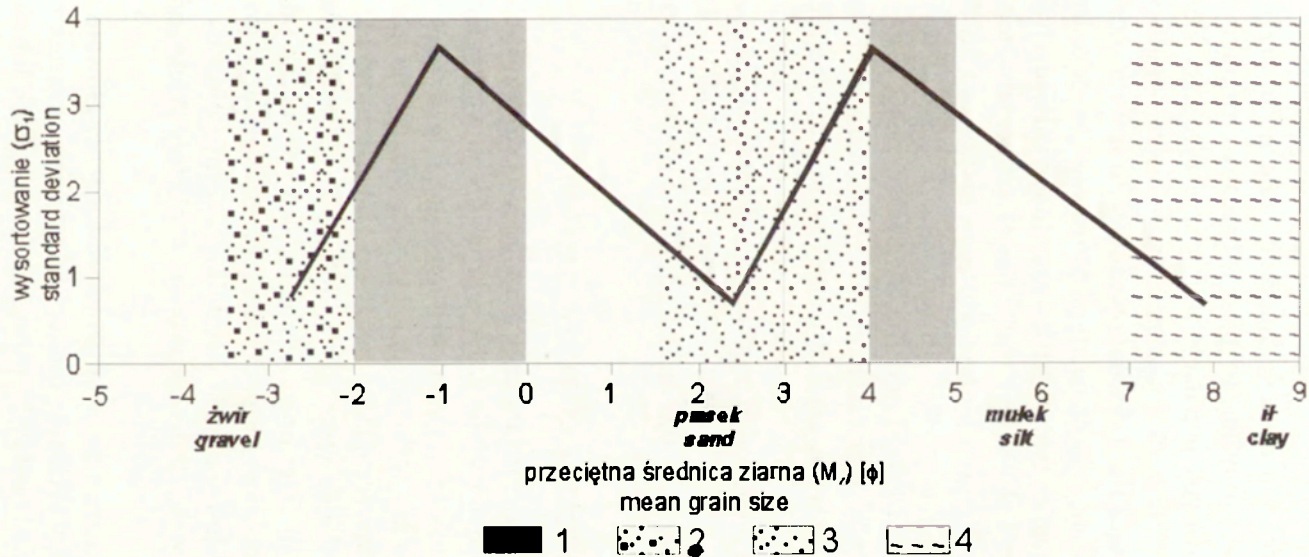
Wskaźniki statystyczne są miarami służącymi do charakterystyki uziarnienia osadów, porównywania ich cech między sobą, interpretacji genetycznej, a także stanowią podstawę analiz litodynamicznych środowisk fluwialnych i eolicznych, między innymi do wyznaczania wartości rangowych prędkości prądów. Używane w analizach statystycznych miary momentowe (M_1 – średnia, M_2 – odchylenie standardowe, M_3 – skośność i M_4 – kurtoza) mimo, że bardzo dobrze różnicują osady (Grzegorzczak 1970; Rotnicki, Młynarczyk 1989), w badaniach składu mechanicznego nie znalazły dotychczas większego zastosowania. Wynika to między innymi z założeń metody momentów centralnych przydatnej tylko w analizie osadów jednomodalnych (Grzegorzczak 1970). Do analizy osadów wielomodalnych, które zwykle występują w przyrodzie, najlepiej nadają się miary graficzne zaproponowane przez R.L. Folka i W.C. Warda (1957). Nazwy tych wskaźników w języku polskim przyjęło się określać następująco (Gradziński i in. 1976): M_z – graficzna przeciętna średnica ziarna (GSS), σ_1 – graficzne wysortowanie (GSO), Sk_1 (GSK) – graficzna skośność lub asymetria (GSK) i K_G – graficzne spłaszczenie lub kurtoza (GSP). Parametry te są najbardziej rozpowszechnionymi miarami stosowanymi w badaniach granulometrycznych w geologii i geomorfologii. Określenie czynników wpływających na rozmieszczenie osadów na diagramie zależności wskaźników przeciętnej (średniej) średnicy ziarna (M_z) i wysortowania (σ_1) charakteryzujących próbki osadów rzecznych na przykładzie aluwów pozakorytowych trzech różnej wielkości rzek niżowych jest przedmiotem niniejszego artykułu.

ROZKŁAD PRÓBEK NA DIAGRAMIE ŚREDNIEJ ŚREDNICY ZIARNA I WYSORTOWANIA A GŁÓWNE POPULACJE ZIAREN W PRZYRODZIE

R.L. Folk i W.C. Ward (1957) prezentując wzory do wyznaczania wskaźników uziarnienia, analizowali jednocześnie ich rozkład na diagramach zależności. Z ich badań wynikało, że najważniejsze znaczenie w rozmieszczeniu próbek na tych diagramach mają frakcje podstawowe – modalne. W przypadku badanych przez nich osadów korytowych rzeki Brazos były to żwiry o wartości mody – $2,6\phi$ (6 mm) i piaski o wartościach mod $1,3\phi$ (0,33 mm), $2,2\phi$ (0,22 mm) i $2,8\phi$ (0,14 mm). Cechy uziarnienia wspomnianych mod są zależne głównie od materiału pobieranego z obszaru alimentacyjnego i są nieznacznie modyfikowane przez warunki transportu fluwialnego w rzece. Stwierdzili oni niedobór ziaren o wartości średnicy około 0ϕ (1 mm). Interpretując rozkład próbek na diagramie zależności przeciętnej średnicy ziarna (M_z) i wysortowania (σ_1) trend rozmieszczenia próbek określili jako sinusoidalny, w którym najlepsze wartości wysortowania występowały w frakcjach modalnych, a najgorsze przy niedoborze frakcji. Taki rozkład próbek uznali za zależny od mieszania się wspomnianych frakcji podstawowych, żwiru i piasku, w trakcie transportu i depozycji aluwiiów w korycie rzeki Brazos.

Autorzy ci opisali ogólną zasadę rozmieszczenia próbek na diagramie zależności przeciętnej średnicy ziarna (M_z) i wysortowania (σ_1). Według tej zasady, w przypadku osadów o dużym zakresie frakcji, w którym występują zarówno ziarna żwiru, piasku, mułku i łu, trend rozrzutu próbek na tym diagramie ma zwykle postać litery „M” (ryc. 1). Osady o najlepszym wysortowaniu składają się z frakcji podstawowych, których wielkość zależy od materiału źródłowego. Na wspomnianym diagramie lokuje się one w dolnej części linii trendu, czyli u podstawy ramion litery „M”. Osady o najgorszym wysortowaniu składają się z mieszaniny frakcji podstawowych i znajdują się w górnej linii trendu na diagramie, czyli w górnej części ramion litery „M”. W zależności od zakresu frakcji występujących w osadach rzecznych trend rozmieszczenia próbek ma różną postać. Przybiera kształt litery „V”, w normalnej lub odwróconej pozycji, albo nachylonego pod różnym kątem w stosunku do osi układu współrzędnych odcinka prostej.

Przykłady tego typu rozkładów na diagramach graficznej przeciętnej średnicy ziarna (M_z) i graficznego wysortowania (σ_1) stwierdzono dla osadów rzecznych w pracach między innymi: L. Andrzejewskiego (1994), B. Antczak (1986), J. Kordowskiego 2003, M. Ludwikowskiej-Kędzia



Ryc. 1. Teoretyczna linia trendu rozkładu cząstek mineralnych na diagramie zależności graficznej przeciętnej średnicy ziarna i wysortowania, na podstawie Folka i Warda (1957). 1 – niedobory frakcji wg Pettijohna (1957); frakcje podstawowe w przyrodzie wg Spencera (1963): 2 – żwiry, 3 – piaski, 4 – iły.

Theoretical curve of the mineral grain size distribution on the mean grain size versus standard deviation values diagrams, based on Folk and Ward (1957). 1 – deficit of fraction based on Pettijohn (1957); main fraction in environment based on Spencer (1963): 2 – gravels, 3 – sands, 4 – clays.

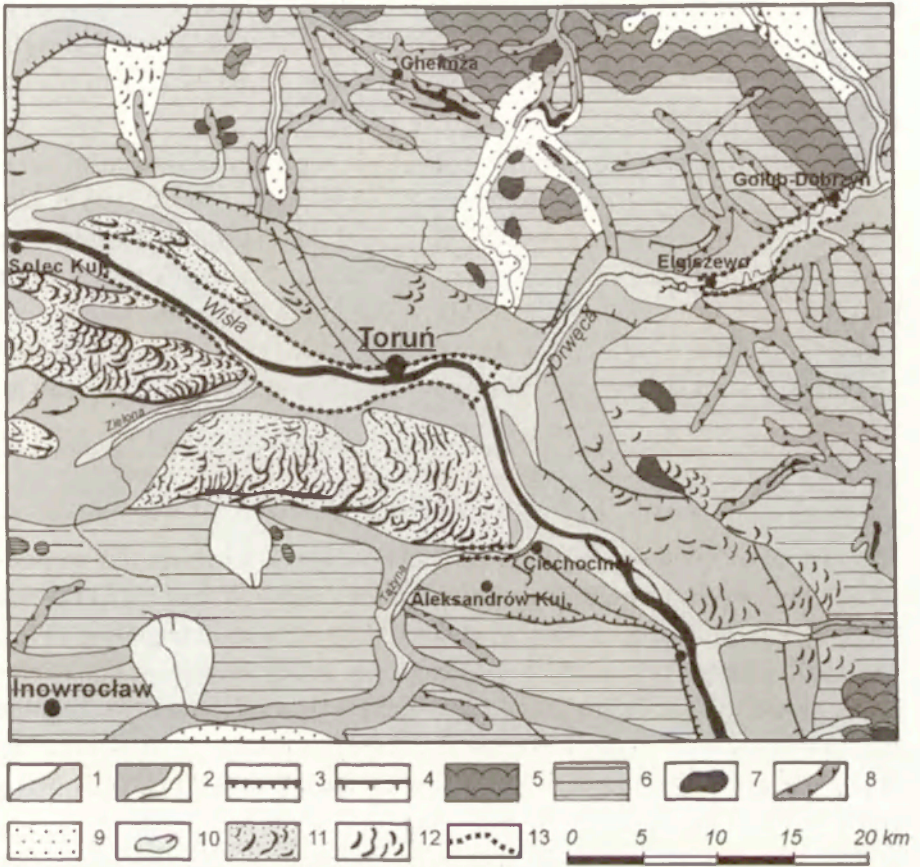
(2000), J. Szmańdy (1998) i K. Turkowskiej (1988). Rozkład punktów na tym diagramie ma podobny trend także w przypadku osadów innych środowisk sedymentacyjnych (Mycielska-Dowgiałło 1995; Racinowski i in. 2001; Wysota i in. 1996).

Opisane rozmieszczenie próbek na diagramie zależności przeciętnej średnicy ziarna (M_z) i wysortowania (σ_1) jest w znacznym stopniu uzależnione od rozkładu głównych populacji ziaren w przyrodzie. Zdaniem F.J. Pettijohna (1957) w przyrodzie występują trzy główne populacje ziaren: ziarna żwiru, piasku i iłu. Uwarunkowane jest to trzema rodzajami wietrzenia: wietrzeniem mechanicznym typu blokowego i typu ziarnowego oraz wietrzeniem chemicznym. Wśród ziaren odpowiadających frakcji drobnoziarnistego żwiru (od -2ϕ do -1ϕ , 2–4 mm), gruboziarnistego piasku (od -1ϕ do 0ϕ , 1–2 mm) i gruboziarnistego mułku (od 3ϕ do 5ϕ , 0,1–0,03 mm) występują niedobory frakcji (ryc. 1). Rozkład frakcji w osadach, warunkowany różnego typu rodzajami wietrzenia, jest główną przyczyną występowania wielomodalnych rozkładów uziarnienia w osadach. Wielofrakcyjność osadów, czyli zmienność wymiarów przeciętnego ziarna, stwierdza także D.W. Spencer (1963) wiążąc je ze zmianami proporcji trzech głównych populacji ziaren (ryc. 1). Według niego ziarna te mają następujące średnice: od $-3,5\phi$ do $-2,0\phi$ (żwiru; 11,3 mm – 4 mm), od $1,5\phi$ do $4,0\phi$ (piaski; 0,35–0,6 mm) i od $7,0\phi$ do $9,0\phi$ (iły; 0,008–0,004 mm).

OBSZAR I METODY BADAŃ

W celu porównania cech uziarnienia aluwiiów pozakorytowych rzek różnej wielkości i o różnym reżimie badania prowadzono we fragmentach den dolin nizinnych trzech rzek: dużej, średniej i małej. W dolinie Wisły, będącej przykładem doliny rzeki dużej, obszar badań wyznaczono we wschodniej części Kotliny Toruńskiej, na odcinku od ujścia rzeki Drwęcy po rejon Solca Kujawskiego (ryc. 2). W dolinie Drwęcy, stanowiącej przykład doliny rzeki średniej prace terenowe prowadzono na odcinku między Golubiem-Dobrzyniem i Elgiszewem (ryc. 2). Natomiast przykładem doliny rzeki małej jest fragment dna doliny Tążyny położony w obrębie IV terasy Wisły w Kotlinie Toruńskiej, w okolicy Aleksandrowa Kujawskiego (ryc. 2).

Badania polegały na analizie uziarnienia prowadzonej głównie metodą laserową przy pomocy laserowego miernika wielkości cząstek (Laser Particle Sizer) LPS „Analysette 22” wersja C firmy Fritsch lub metodą kombinowaną (sitowo-laserową) z zastosowaniem zestawu sit o rozmiarach oczek w odstępach co $0,5\phi$. Łącznie poddano analizom blisko 1500



Ryc. 2. Rozmieszczenie obszarów badawczych na tle szkicu geomorfologicznego okolic Torunia. 1 – terasy holoceni, 2 – terasy plejstoceni, 3 – krawędzie erozyjne o wysokości względnej ponad 20 m, 4 – krawędzie teras, 5 – wysoczyzna morenowa falista, 6 – wysoczyzna morenowa płaska, 7 – wały moren akumulacyjnych, 8 – rynny subglacialne, 9 – równiny sandrowe, 10 – wytopiska, 11 – pola piasków eolicznych oraz zespoły wydm, 12 – pojedyncze wydmy paraboliczne, 13 – granica obszarów badawczych.

Distribution of the research areas against a background of the Toruń region geomorphological sketch. 1 – Holocene terraces, 2 – Pleistocene terraces, 3 – erosional edges high more than 20 m, 4 – edges of terraces, 5 – undulant moraine plateau, 6 – flat moraine plateau, 7 – accumulated moraine ramparts, 8 – subglacial channels, 9 – outwash plain, 10 – kettles, 11 – field of blown sand and set of dunes, 12 – single parabolic dunes, 13 – border of research areas.

próbek osadów, a wyniki analizy udziału procentowego opracowano co $0,25\phi$. W oznaczeniach wielkości frakcji posłużono się podziałem zaproponowanym przez U. Urbaniak-Biernacką (1978). Klasyfikacja ta wyróżnia frakcje w przedziałach co $0,25\phi$ i nawiązuje do wcześniejszej klasyfikacji C.K. Wentwortha (1922) zmodyfikowanej przez W.C. Krumbeina (1934).

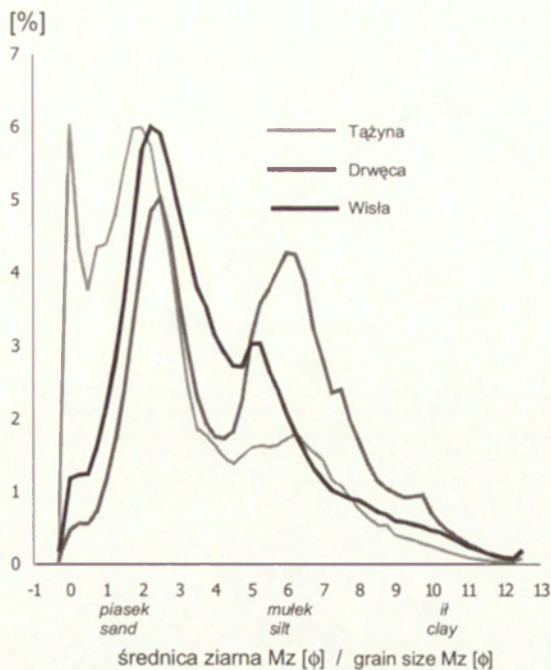
Na podstawie wyników analiz uziarnienia wyznaczono wartości parametrów statystycznych stosując wzory R.L. Folk i W.C. Ward (1957). Następnie rozpatrywano rozmieszczenie próbek na diagramach zależności graficznej przeciętnej średnicy ziarna (M_z) do graficznego wysortowania (σ_1). Interpretowano także kształt krzywych kumulacyjnych. Na tej podstawie, w oparciu o wzorce A.J. Mossa (1962, 1963) i G.S. Vishera (1965) wyróżniano populacje ziaren transportowanych w trakcji, saltacji i zawieszynie.

FRAKCJE PODSTAWOWE (MODALNE)

Frakcje podstawowe w aluwiach badanych rzek wyznaczono na podstawie krzywych uśrednionego udziału procentowego (ryc. 3). Przy ich wyznaczaniu opierano się na poglądach E. Mycielskiej-Dowgiałło (1995), że przebieg krzywych częstości pokazuje czy osady są jedno-, czy wielomodalne oraz w jakich przedziałach frakcyjnych występują poszczególne mody. Dla wyznaczonych frakcji podstawowych podano wartości modalne, tj. wartości największej frekwencji w przedziałach frakcyjnych o wielkości $0,25\phi$.

W aluwiach powodziowych Wisły stwierdzono dwie frakcje podstawowe: piaszczystą w zakresie piasków średnioziarnistych (6,0% w przedziale od $1,75\phi$ do 2ϕ) i piasków drobnoziarnistych (5,91% w przedziale od 2ϕ do $2,25\phi$) oraz mułkową o modzie w zakresie mułków bardzo gruboziarnistych (3,03% w przedziale od 5ϕ do $5,25\phi$) i mułków gruboziarnistych (3,02% w przedziale od $4,75\phi$ do 5ϕ).

Na podstawie analizy krzywych uziarnienia aluwiów Drwęcy wyznaczono także dwie frakcje podstawowe o zbliżonym do osadów Wisły udziale procentowym: piaszczystą o frakcji modalnej piasków średnioziarnistych (5,02% w przedziale od $2,25\phi$ do $2,5\phi$), drobnoziarnistych (4,44% w przedziale od 2ϕ do $2,25\phi$) oraz mułkową o modzie w zakresie mułków gruboziarnistych (4,31% w przedziale od $5,75\phi$ do 6ϕ) i mułków średnioziarnistych (4,28% w przedziale od 6ϕ do $6,25\phi$).



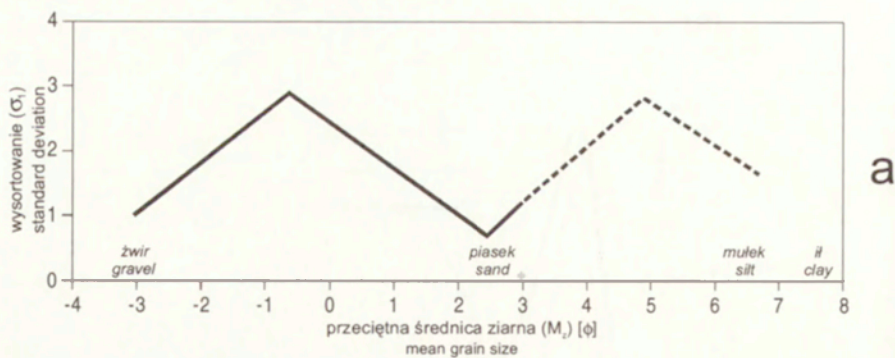
Ryc. 3. Krzywe uśrednionego udziału procentowego aluwium powodziowych Wisły, Drwęcy i Tążyny

Average frequency curves of the Vistula, Drwęca and Tążyna rivers' overbank deposits

W osadach powodziowych Tążyny występują trzy frakcje podstawowe. Dwie frakcje piaszczyste o wyraźnie wykształconych klasach modalnych. Frakcja modalna gruboziarnistych piasków (6,05% w przedziale od $-0,25\phi$ do 0ϕ) oraz frakcja modalna średnio- i drobnoziarnistych piasków, o modzie 5,98% w przedziale od $1,5\phi$ do $1,75\phi$ i 5,99% w przedziale od $1,75\phi$ do 2ϕ . Trzecia to słabo zaznaczająca się frakcja modalna grubo- i średnioziarnistych mułków, o modzie 1,72% w przedziale od $5,75\phi$ do 6ϕ i 1,79% w przedziale od 6ϕ do $6,25\phi$.

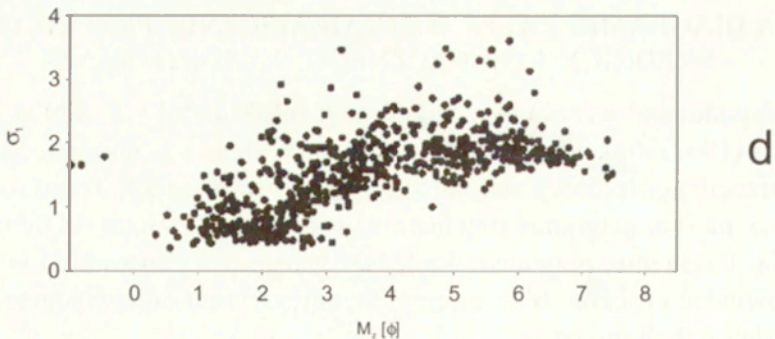
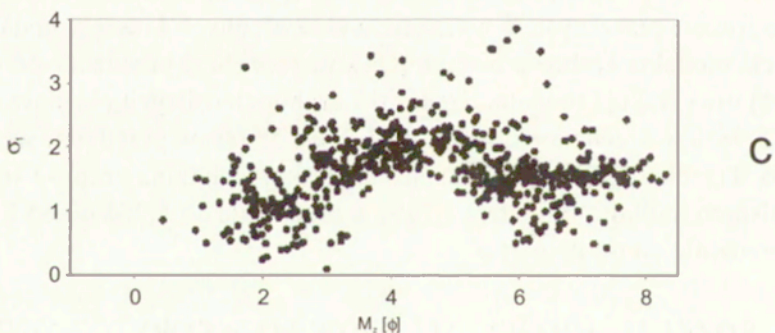
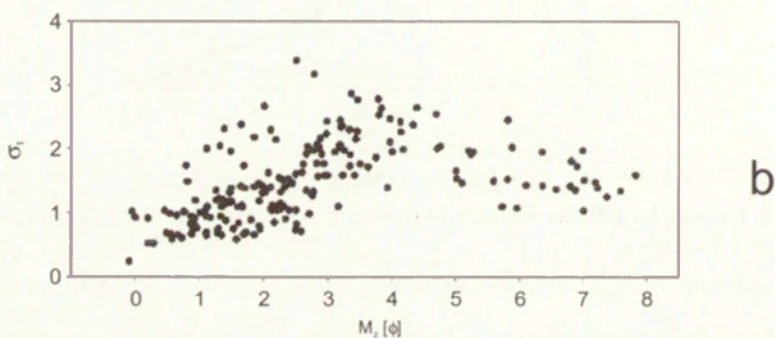
ROZKŁAD PRÓBEK ALUWIÓW POZAKORYTOWYCH NA DIAGRAMIE ZALEŻNOŚCI GRAFICZNEJ PRZECIĘTNEJ ŚREDNICY I GRAFICZNEGO WYSORTOWANIA

Wspomniano wcześniej, że zgodnie z założeniami R.L. Folka i W.C. Warda (1957), frakcje modalne wyznaczają rozkład na diagramie zależności przeciętnej średnicy ziarna (M_z) i wysortowania (σ_1). Trend rozrzutu próbek na tym diagramie powinien nawiązywać kształtem do litery „M” lub jej fragmentu, przy czym najlepsze wartości wysortowania powinny odpowiadać próbkom o przeciętnej średnicy ziarna odpowiadającej rozmiarowi frakcji modalnej.



— linia trendu osadów korytowych rzeki Brazos (Folk i Ward, 1957)
trend line of the Brazos River bank deposits (Folk i Ward, 1957)

- - - linia trendu osadów pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tażyny
trend line of the Vistula, Drwęca and Tażyna Rivers



Porównując linie trendu osadów Wisły, Drwęcy i Tażyny występujące na diagramach zależności graficznej przeciętnej średnicy i graficznego wysortowania z linią trendu osadów korytowych łachy rzeki Brazos (Folk, Ward 1957) można zauważyć, że rozrzut próbek osadów korytowych rzeki Brazos i aluwiów pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tażyny uzupełniają się tworząc wspólnie trend nawiązujący kształtem do wspomnianego wcześniej kształtu litery „M” (ryc. 4a). Rozrzut próbek osadów korytowych rzeki Brazos na tym diagramie wyrażony jest w postaci odwróconej litery „V” opartej na ramionach, na których krańcu występują najlepsze wartości wysortowania. Dla osadów łachy są wartościami modalnymi w zakresie frakcji żwirowej od $-3,4\phi$ (10,6 mm) do $-1,8\phi$ (3,6 mm) i w zakresie frakcji piaszczystej od $1,5\phi$ (0,35 mm) do $2,8\phi$ (0,14 mm). Na diagramie tym występuje kierujący się ku górze (ku wartościom odpowiadającym słabszemu wysortowaniu) „ogon” w zakresie wielkości przeciętnej średnicy ziarna odpowiadającej frakcji mułkowej (ryc. 4a). Zjawisko to interpretowano jako wzrost udziału frakcji podstawowej o mniejszej wartości mediany niż wyznaczona moda piaszczysta. Zaznaczające się w postaci wspomnianego „ogona”, w badanych przez R.L.Folka i W.C. Warda (1957) osadach, prawe ramię litery „M”, czyli uzupełnienie linii trendu frakcji drobnoziarnistych, stwierdzono w badanych aluwiach pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tażyny (ryc. 4b, c, d). Frakcja podstawowa determinująca rozkład próbek o wielkości przeciętnej średnicy ziarna odpowiadającej frakcji mułkowej, to frakcja o rozmiarach ziaren od $4,75\phi$ (0,037 mm) do $6,25\phi$ (0,013 mm). Frakcja ta, jak widać na wykresie udziału procentowego (ryc. 3), jest gorzej wysortowana od frakcji piaszczystej, stąd prawe ramię trendu litery „M” na diagramie zależności graficznej przeciętnej średnicy ziarna i wysortowania (ryc. 4a) ma wyżej leżącą podstawę niż ramiona dopowiadające podstawom w zakresie frakcji piaszczystej i żwirowej.

Ryc. 4. Diagramy zależności graficznej przeciętnej średnicy ziarna i wysortowania: a – linie trendu rozkładu próbek, b – dla aluwiów powodziowych Tażyny, c – dla aluwiów powodziowych Drwęcy, d – dla aluwiów powodziowych Wisły.

Mear. grain size versus standard deviation values diagrams:

a – trend line of samples distribution, b – for the Tażyna river overbank deposits, c – for the Drwęca river overbank deposits, d – for the Vistula river overbank deposits.

ANALIZA KRZYWYCH KUMULACYJNYCH POD KĄTEM SPOSOBU TRANSPORTU ZIAREN

W aluwiach pozakorytowych badanych rzek, wyróżniono dwie frakcje podstawowe o podobnych rozmiarach. Ponadto na podstawie analizy przeciętnego udziału procentowego ziaren frakcji w przedziałach co 1ϕ (tab. 1) można stwierdzić, że frakcje te występują w przedziałach wielkości od 2ϕ (0,25 mm) do 4ϕ (0,063 mm) i od 5ϕ (0,031 mm) do 7ϕ (0,008 mm). Dla wielkości od 4ϕ (0,063 mm) do 5ϕ (0,031 mm) występuje niedobór ziaren. W celu oceny, czy na opisany fakt może wpływać sposób transportu ziaren, przeprowadzono analizę krzywych kumulacyjnych.

Tabela 1. Średni udział procentowy frakcji w aluwiach powodziowych Wisły, Drwęcy i Tążyzny

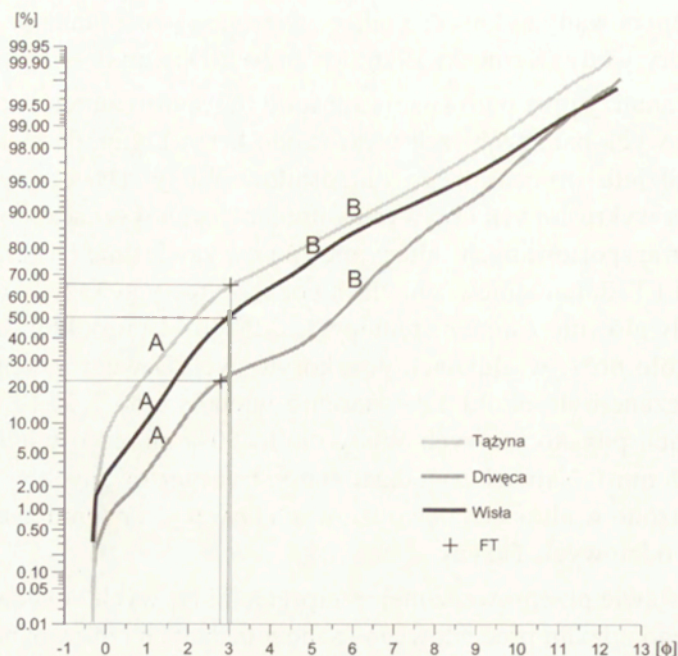
Rzeka	Średni udział procentowy frakcji [ϕ]									
	-1-0	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9
Wisła	0,6	2,1	14,2	23,8	19,8	14,2	16,0	8,1	1,1	0,0
Drwęca	0,0	0,4	7,3	16,3	15,7	13,2	19,5	19,2	7,5	0,7
Tążyzna	1,5	13,6	24,7	28,3	13,6	4,5	5,6	5,1	3,0	0,0

W interpretacji związków między uziarnieniem osadów a procesami transportu często używaną metodą jest analiza krzywych kumulacyjnych z zastosowaniem na osi udziału procentowego skali prawdopodobieństwa. Zastosowanie w konstrukcji wykresów tej skali na osi pionowej pozwala na porównanie rozkładu uziarnienia badanej próby z rozkładem normalnym. Na wykonanych w ten sposób wykresach linie składają się z paru segmentów różniących się między sobą nachyleniem. W modelach zaproponowanych przez A.J. Mossa (1962, 1963) i G.S. Vishera (1965) na podstawie zmiany kąta nachylenia krzywych kumulacyjnych w stosunku do osi układu współrzędnych, w osadach rzecznych, wyróżnić można trzy populacje ziaren: A – ziarna transportowane w saltacji, B – ziarna transportowane w zawieszeniu i C – ziarna transportowane przez wleczenie lub toczenie. Punkt załamania, czyli zmiany orientacji przebiegu krzywej kumulacyjnej z poziomej na pionową, oddzielający ziarna transportowane w trakcji od ziaren transportowanych w saltacji oznaczono skrótem CT. Punkt oddzielający ziarna transportowane w saltacji od ziaren transportowanych w zawieszaniu, czyli ponownej zmiany orientacji przebiegu krzywej kumulacyjnej z pionowej na poziomą, oznaczono literami FT. Wartości średnicy ziaren w tych punktach świadczą o sile oraz dynamice prądu

w jakim deponowany był osad, a także związane są ze zmianami lepkości i temperatury wody (Kaniecki 1976; Mycielska-Dowgiałło 1995).

W celu analizy oraz porównania sposobu transportu ziaren w aluwiach pozakorytowych badanych rzek wykreślono krzywe kumulacyjne uśrednionego udziału procentowego dla osadów Wisły, Drwęcy i Tażyny (ryc. 5). Na wykreślonych krzywych kumulacyjnych wyznaczono populacje ziaren transportowanych saltacyjnie (A) i w zawieszynie (B) oraz punkty infleksji FT. Saltacyjnie w aluwiach pozakorytowych Tażyny transportowane były głównie ziarna o średnicy do $3,2\phi$ (0,11 mm), których udział wynosi około 66%, w aluwiach pozakorytowych Drwęcy w ten sposób przemieszczane było około 22% ziaren o wielkości do $2,7\phi$ (0,15 mm), a w aluwiach pozakorytowych Wisły około 50% ziaren o wielkości do $3,0\phi$ (0,125 mm). Największy udział ziaren transportowanych w zawieszynie stwierdzono w aluwiach powodziowych Drwęcy, a najmniejszy w aluwiach powodziowych Tażyny.

Na podstawie przeprowadzonej interpretacji krzywych kumulacyjnych uśrednionego udziału procentowego osadów badanych rzek można stwierdzić, że przeciętnie we wszystkich badanych rzekach zarówno saltacyjnie jak i w zawieszynie transportowane są ziarna o podobnych rozmiarach, a granica zmiany sposobu transportu (FT) przebiega dla wielkości ziarna około 3ϕ (0,125 mm). Udział procentowy ziaren transportowanych na dwa wyróżnione sposoby jest różny i zależy od energii środowiska depozycyjnego. Jeżeli przyjąć, że spadek rzeki jest jednym z głównych czynników wpływających na energię prądu w środowisku wodnym, to widoczna jest zależność między spadkiem rzeki, energią transportu fluwialnego i udziałem ziaren transportowanych w różny sposób (trakcyjnie, saltacyjnie i w zawieszynie). Zjawisko to dość dobrze obrazuje porównanie spadku rzek i udziału procentowego ziaren transportowanych saltacyjnie. W oparciu o dane W. Mrózka (1973, 1984) spadek rzek na badanych odcinkach ma następujące wartości: Tażyna – 2,3‰, Drwęca – 0,41‰ i Wisła w zależności od stanów wody, spadek waha się od 0,12‰ do 0,18‰. Natomiast, dla przypomnienia, udział procentowy ziaren transportowanych saltacyjnie wynosi odpowiednio: Tażyna – 66%, Drwęca – 22% i Wisła – 50%. Wysoki udział cząstek mineralnych transportowanych saltacyjnie, jaki występuje w Wiśle mimo, niskiego spadku tej rzeki może być związany z odmiennym niż w przypadku dwóch pozostałych rzek (meandrowych) charakterem transportu osadów w wielonurtowym korycie Wisły. Do innych czynników powodujących różnicowanie w udziale transportu ziaren, można zaliczyć duże możliwości transportowe Wisły związane z wielokrotnie większym niż dwóch pozostałych rzek przepływem i lokalne

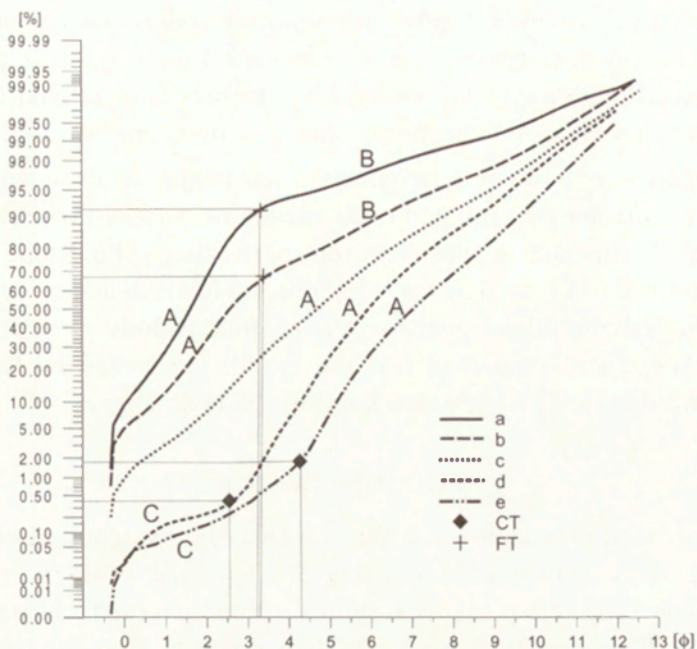


Ryc. 5. Krzywe kumulacyjne uśrednionej frekwencji aluwów powodziowych Wisły, Drwęcy i Tążyny. A – saltacja, B – zawiesina. FT – punkty infleksji
 Cumulative curves of average frequency of the Vistula, Drwęca and Tążyna Rivers overbank deposits. A – saltation, B – suspension. FT – inflexion points

warunki alimentacyjne wynikające z odmiennej geomorfologii i co za tym idzie, budowy geologicznej zlewni. Drwęca, mimo większego niż Wisła spadku ma niski udział ziaren populacji saltacyjnej, ponieważ przepływa przez gliniaste obszary wysoczyńowe, a Wisła w okolicy Torunia przez piaszczyste, zwymłone terasy Kotliny Toruńskiej (ryc. 2).

W oparciu o model A.J. Mossa (1962, 1963) i G.S. Vishera (1965) wykonano także analizę krzywych kumulacyjnych uśrednionych frekwencji różnych typów litologicznych aluwów pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tążyny (ryc. 6). W zależności od udziału procentowego frakcji piaszczystych, mułkowych i ilastych (wg klasyfikacji Urbaniak-Biernackiej 1978) wyróżniono pięć typów osadów: piaski, piaski mułkowe, mułki piaszczyste, mułki i mułki ilaste. Osady te są deponowane przy różnej prędkości prądu (Sundborg 1967).

W aluwach piaszczystych i piaszczysto mułkowych występują dwie populacje ziaren: transportowanych saltacyjnie (A) i w zawieszynie (B). Punkt infleksji FT występuje w zakresie ziaren o rozmiarach 3,2–3,3φ. W piaskach mułkowych wyróżniono tylko populację transportowaną saltacyjnie (A). Natomiast w mułkach i mułkach ilastych, na podstawie



Ryc. 6. Krzywe kumulacyjne uśrednionej frekwencji różnego typu osadów pozakorytowych Wisły, Drwęcę i Tażyny. A – saltacja, B – zawiesina, C – trakcja. Typy litologiczne: a – piaski, b – piaski mułkowe, c – mułki piaszczyste, d – mułki, e – mułki ilaste. CT, FT – punkty infleksji

Cumulative curves of average frequency of the difference type of the Vistula, Drwęcę and Tażyna Rivers overbank deposits. A – saltation, B – suspension, C – traction. Lithological types: a – sands, b – silty sands, c – sandy silts, d – silts, e – clayey silts. CT, FT – inflexion points

punktu załamania CT, który można wyznaczyć odpowiednio na wielkości ziarna $2,6\phi$ i $4,3\phi$, wyróżniono populacje ziaren transportowanych trakcyjnie (C) i saltacyjnie (A). W poszczególnych typach litologicznych osadów zarówno sposób depozycji ziaren, ich rozmiar i udział procentowy poszczególnych populacji (A, B i C) są różne. Na uwagę zasługuje fakt, że ziarna tej samej wielkości przy różnej energii prądu transportowane są w inny sposób (w innej fazie). Przykładowo, ziarna frakcji około 4ϕ aluwii piaszczystych i piaszczysto-mułkowych znajdują się w zawieszynie, w mułkach i mułkach piaszczystych w fazie saltacji, a w aluwii mułkowo-ilastych w fazie trakcji.

Niedobór frakcji w osadach pozakorytowych Wisły, Drwęcę i Tażyny występuje w zakresie frakcji $4-5\phi$. Z analizy uśrednionych krzywych kumulacyjnych badanych rzek (ryc. 5) wynika, że ziarna tej wielkości są transportowane zwykle w zawieszynie, a zmiana sposobu transportu ziarna następuje z reguły, jak już wspomniano, w zakresie ziaren o wielkości około 3ϕ . Jednocześnie na podstawie interpretacji uśrednionych krzywych

kumulacyjnych różnych typów litologicznych aluwiów badanych rzek (ryc. 6) należy stwierdzić, że w zależności od typu osadu, a co za tym idzie energii prądu, w jakiej ten osad był deponowany, cząstki mineralne tych samych rozmiarów transportowane są w odmienny sposób.

W oparciu o powyższe rozważania nasuwają się dwa wnioski. Po pierwsze – nie ma związku pomiędzy niedoborem frakcji obserwowanym w badanych aluwiach, a sposobem transportu ziaren. Po drugie – sposób transportu, a co za tym idzie także energia środowiska depozycyjnego determinuje jedynie udział poszczególnych frakcji podstawowych w osadach, a nie ich rozmiar. Ten fakt stwierdzili już wcześniej R.L. Folka i W.C. Warda (1957) w aluwiach korytowych rzeki Brazos.

PODSUMOWANIE

W aluwiach powodziowych Wisły i Drwęcy występują dwie frakcje modalne, zaś w aluwiach Tążyny trzy. Występujące we wszystkich badanych osadach frakcje piasków średnio- i drobnoziarnistych oraz frakcja mułków gruboziarnistych mają podobne wartości średnicy ziaren oraz wysortowanie. Frakcje te powodują, że rozkład próbek na diagramie przeciętnej średnicy ziarna i wysortowania ma kształt litery „V” i nawiązuje do ogólnego „M-kształtnego” trendu osadów wielofrakcyjnych (ryc. 4a). Dodatkowo w aluwiach pozakorytowych Tążyny występuje frakcja modalna piasków gruboziarnistych. Domieszka tej frakcji nie wpływa jednak istotnie na trend rozrzutu punktów na tym diagramie (ryc. 4b, c, d).

Pochodzenie frakcji modalnej ziaren piasków średnio- i drobnoziarnistych oraz mułków gruboziarnistych można wiązać z ogólnym rozkładem ziaren w przyrodzie, natomiast pochodzenie frakcji modalnej piasków gruboziarnistych w aluwiach Tążyny jest trudne do ustalenia. Frakcja ta może pochodzić z przyległego do doliny Tążyny obszaru wydmowego w Kotlinie Toruńskiej (ryc. 2) i wykazywać nieco odmiennie cechy uziarnienia, powstające w środowisku eolicznym (Mycielska-Dowgiałło 1995). Znikomy udział tej frakcji występuje także w aluwiach pozakorytowych Wisły (przeciętnie około 1,3%) i Drwęcy (przeciętnie około 0,5%).

Nie stwierdzono związku między rozmiarem frakcji modalnych, a zmianą sposobu transportu ziaren. Materiał źródłowy, a głównie frakcje podstawowe powstające w wyniku różnych procesów wietrzenia (Pettijohn 1957; Spencer 1963), odgrywają ważną rolę w kształtowaniu cech aluwiów powodziowych badanych rzek, a środowisko depozycyjne, w tym sposób transportu związany z energią rzeki, tylko modyfikuje udział ziaren poszczególnych frakcji podstawowych (modalnych) w osadzie.

LITERATURA

- Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym glacie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Antczak B., 1986, *Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w pradolinie warszawsko-berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas późnego vistulianu*, Ser. Geografia 35, UAM, Poznań.
- Folk R.L., Ward W.C., 1957, *Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters*, Jour. Sed. Pert., 27, s. 3–26.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976, *Sedymentologia*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Grzegorzczak M., 1970, *Metody przedstawiania uziarnienia osadów*, Poz. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Geogr.-Geol. 10, 2, Poznań.
- Kaniecki A., 1976, *Dynamika rzeki w świetle osadów trzech wybranych odcinków Prosn*, Prace Kom. Geogr.-Geol. 17, s. 1–100.
- Kordowski J., 2003, *Struktury wewnętrzne i uziarnienie osadów pozakorytowych doliny dolnej Wisły w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim*, Przegl. Geogr., 75, 4, s. 601–621.
- Krumbein W.C., 1934, *Size frequency distribution of sediments*, Journal Sed. Petrol. 4, s. 65–77.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2000, *Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacie i holocenie*, Wyd. Akadem. Dialog, Warszawa.
- Mojski A.J., 1962, 1963, *The physical nature of common sandy and pebble deposits*, Am. Journal of Science, 1, 260, s. 337–373; 2, 261, s. 297343.
- Moss A. J., 1962, *The physical nature of common sandy and pebble deposits*, Am. Journal of Science, Part 1, 260, s. 337–373.
- Mrózek W., 1973, *Wody powierzchniowe Torunia i okolic*, AUNC, Geografia, 10, s. 107–144.
- 1984, *Wody płynące*, [w:] R. Galon (red.), *Województwo toruńskie, przyroda – ludność i osadnictwo – gospodarka*, PWN, Warszawa – Toruń – Poznań, s. 109–140.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995, *Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Warszawa, s. 29–105.
- Pettijohn F.J., 1957, *Sedimentary rocks*, Haper, New York.
- Racinowski R., Szczypek T., Wach J., 2001, *Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych*, Skrypt Uniw. Śląsk., 579. Sosnowiec.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z. 1989, *Późnovistuliańskie i holocenijskie formy i osady korytowe w dolinie środkowej Prosn i ich paleohydrologiczna interpretacja*, Ser. Geogr., 43, UAM, Poznań.
- Spencer D.W., 1963, *The interpretation of grain – size distribution curves of clastic sediments*, Journal Sedim. Petrol., 33, 1, s. 180–190.

- Sundborg A., 1967, *Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology*, Geogr. Annaler 49, s. 333–343.
- Szmańda J., 1998, *Aluwia wybranych obszarów równin zalewowych Drwęcy i Tażyny w świetle analiz teksturalnych*, [w:] K. Pękala (red.), *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy*, 1, Referaty i komunikaty, IV Zjazd Geomorfologów Polskich, Wyd. UMCS, Lublin, s. 185–190.
- Turkowska K., 1988, *Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Lubelskiej w późnym czwartorzędzie*, Acta Geogr. Lodz., 57.
- Urbaniak-Biernacka U., 1978, *Propozycja terminologii dla przedziałów klasowych stopniowanej skali wielkości okruchów skalnych*, Przegl. Geogr., 47, 1, s. 147–152.
- Visher G. S., 1965, *Use of vertical profile in environmental reconstruction*, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 49, s. 41–61,
- Wentworth C.K. 1922, *A scale of grade and class terms for clastic sediments*, Journal Geology, 30, s. 377–392,
- Wysota W., Lankauf K.R., Molewski P., Szmańda J., 1996, *Sedymentologia interstadialnej serii rzecznej (Rzeczkowo) zlodowacenia Wisty (vistulian) odłoniętej w płd.-zach. Krawędzi Wysoczyzny Chełmińskiej*, Acta Univ. Nicol. Copernici, Geografia, 28, s. 39–63.

SIGNIFICANCE IN FLOOD ACCUMULATION OF ORIGIN
MATERIAL AND GRAIN TRANSPORT – CASE STUDY –
OVERBANK DEPOSITS FROM VISTULA, DRWEÇA AND TAŻYNA
RIVERS VALLEYS

Summary

The distribution of polimodal deposit samples on a mean size versus standard deviation values diagram has the shape of the letter „M” (Fig. 1, 4; Folk, Ward 1957). This shape depends on the size of main fractions and the sedimentary environment energy. The aim of research described in this article is the evaluation of main fractions and hydro-energy in the distribution of the Vistula, Drwęca and Tażyna Rivers’ overbank deposits in the selected areas (Fig. 2).

The trend line of deposit samples’ from the researched rivers distribution on the mean size versus standard deviation values diagram is V – shaped, correspondingly to the M – shaped trend line.

On the basis of analysis of average frequency curves in the Vistula, Drwęca and Tażyna Rivers’ overbank deposits, two main fractions were isolated (Fig. 3): fraction of medium -and fine- grained sands ($1,5\phi - 2,25\phi$), and fraction of coarse-grained silts ($4,75\phi - 6,25\phi$). These fractions are similar to main grain populations featuring widely in the environment (Pettijohn 1957). Additionally, in the Tażyna River overbank deposits features a fraction of coarse-grained sands (Fig. 3). The fraction is probably of eolic genesis.

On the basis of the analysis of average frequency of the researched rivers’ overbank deposits cumulative curves’, saltation- and suspension-transported deposits were distinguished (Fig. 5 and Fig. 6). The sizes of grains transported by all

three rivers are similar. They only differ with the percentage of saltation-transported sediments. The highest percentage was recognised in Tążyna River over-bank deposits, and the lowest in Drwęca deposits. The grains of the same size are transported in different ways depending on the current velocity.

On the basis of cumulative curve interpretation no dependence between the type of grain transport and lower frequency can be observed, in contrary to the situation in the range of 4–5 ϕ (Tab. 1, Fig. 3). Grains of this fraction are usually transported in a suspension. (Fig. 5)

In conclusion, source material highly influences the forming of the researched rivers deposits' grain size features, and sedimentary environment only modifies the amount of main fractions' grains contained in deposits.

Adres autora:

Jacek B. Szmanda

Instytut Geografii UMK

ul. Fredry 6, 87–100 Toruń,

E-mail: szmanda@geo.uni.torun.pl

Wojciech Tylmann, Roman Gołębiowski

REKONSTRUKCJA ZMIAN ZANIECZYSZCZENIA JEZIOR GDAŃSKA W OSTATNICH KILKuset LATACH

Środowisko przyrodnicze, rozumiane jako dynamiczny układ powiązanych ze sobą elementów abiotycznych i biotycznych, podlega nieustannym zmianom. Proces ten obserwować można w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Obejmuje on zmiany globalne, regionalne i o zasięgu lokalnym, zachodzące zarówno w geologicznej skali czasu jak i na przestrzeni setek czy dziesiątek lat. Wraz z rozwojem cywilizacji zmiany w środowisku przyrodniczym powodowane przez człowieka odgrywają coraz większą rolę. Szczególnie ciekawe, pod tym względem, jest ostatnie kilkaset lat związanych z rewolucją przemysłową oraz wzrostem aktywności ludzkiej w dziewiętnastym stuleciu. Rozwój gospodarczy stał się przyczyną daleko idących zmian w użytkowaniu ziemi oraz wprowadzenia do środowiska naturalnego wielu zanieczyszczeń. Spowodowały one postępującą degradację środowiska naturalnego, zwłaszcza w drugiej połowie XX stulecia. W konsekwencji, zagadnienie przekształceń środowiska naturalnego jest aktualnie bez wątpienia jednym z najważniejszych problemów w badaniach przyrodniczych.

Odtworzenie charakteru i przebiegu tych zmian to problem złożony, wymagający stosowania różnorodnych podejść i metod badawczych, a przede wszystkim identyfikacji stanowisk, w których zapis przemian jest zachowany. Do obiektów, w których warunki wiarygodnych rejestracji procesów i ich efektów zwykle są spełnione, należą między innymi zbiorniki wodne (Smol 2002). Jeziora, ze względu na swą zdolność do akumulacji energii i masy, są obiektami szczególnie wrażliwymi na ewolucję środowiska naturalnego. Ich duże znaczenie poznawcze wynika z możliwości rejestrowania zmian w osadach dennych. Materiał budujący osady jeziorne pochodzi zarówno ze zlewni jak i z samego zbiornika. Powstaje on w wyniku procesów fizycznych, biologicznych i biochemicznych, odzwierciedla więc szerokie spektrum uwarunkowań. Ta różnorodność stwarza możliwość ujęcia interdyscyplinarnego, dającego całościowy obraz badanej rzeczywistości. Dlatego też osady jeziorne zalicza się do najważniejszych źródeł informacji o przemianach środowiska przyrodniczego

i traktuje jako swoiste archiwum, umożliwiające dokładną analizę zapisu warunków funkcjonowania jezior w różnych aspektach (Heyworth, Lund 1984; Berglund i in. 1996; Smol 2002).

Ponieważ istniejąca dokumentacja pomiarowa zmian jakości wód obejmuje zwykle relatywnie krótki okres i dotyczy tylko niektórych obiektów, analizy paleolimnologiczne mogą być przydatnym narzędziem odtworzenia tych zmian. Bogaty zasób indyktorów oraz rozwój metod datowania osadów umożliwia coraz dokładniejszą analizę sekwencji osadów, pozwalającą na wiarygodną i szczegółową rekonstrukcję efektów działalności człowieka w stosunkowo krótkim okresie ostatnich kilkuset lat. Dodatkowe źródła informacji, takie jak archiwalne materiały historyczne i kartograficzne, ułatwiają z kolei identyfikację bezpośrednich przyczyn badanych procesów. Datowane rdzenie osadów mogą więc stanowić podstawę do wiarygodnych estymacji poziomu zanieczyszczenia w przeszłości.

Jednym z najbardziej czułych parametrów pozwalających na ocenę niekorzystnych przemian jest zawartość pierwiastków śladowych, zwłaszcza metali ciężkich, które uważane są powszechnie za dobre indykatory antropresji (Nriagu 1996; Rognerud, Fjeld 2001). Wynika to z faktu, iż naturalny obieg tych pierwiastków charakteryzuje się zwykle równowagą, natomiast działalność człowieka prowadzi do jej zakłócenia poprzez uwalnianie dodatkowych ich ilości. Głównymi źródłami tej nadwyżki są: przemysł, motoryzacja, urbanizacja a także, w nieco mniejszym stopniu, rolnictwo. Doprowadza to do znacznego zwiększenia dostawy metali ciężkich do systemów wodnych, a w konsekwencji do osadów dennych, w których w stosunkowo krótkim czasie może zostać zakumulowana znaczna ich część (Stumm, Baccini 1978).

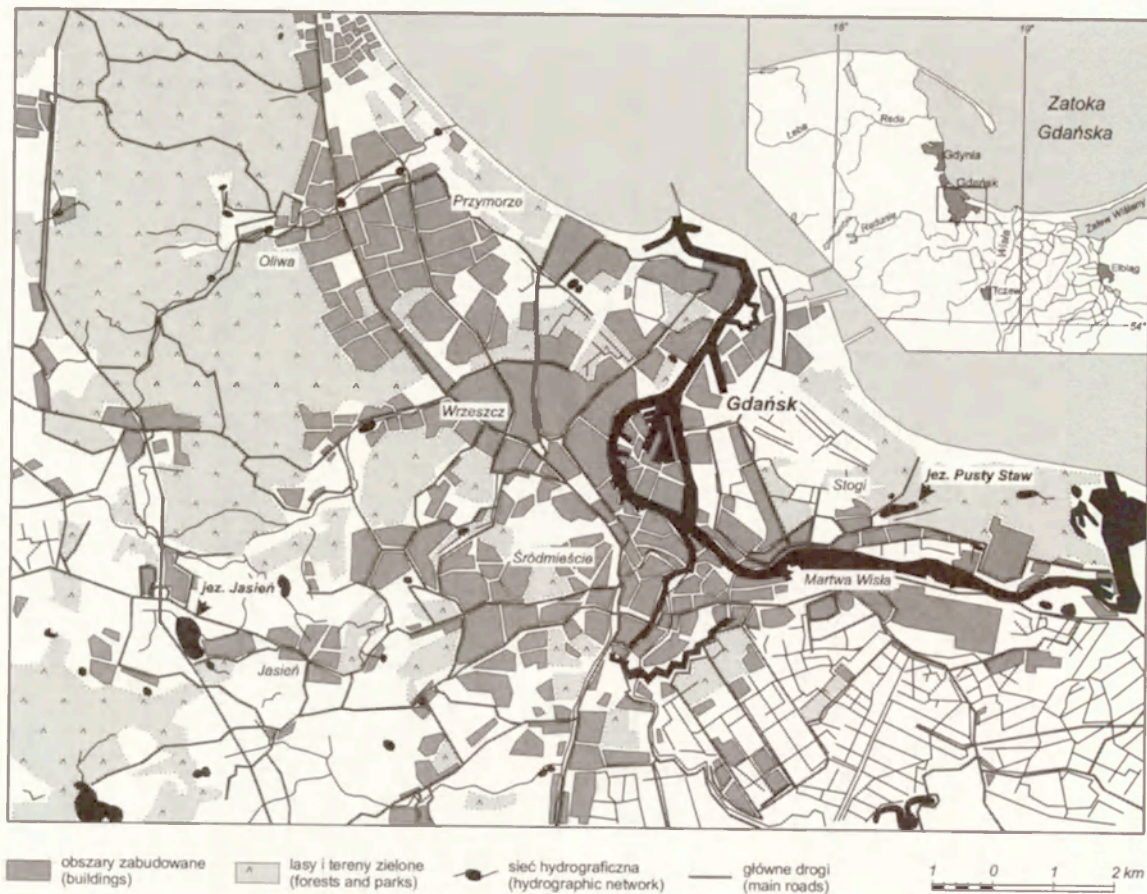
Obiektami silnie przekształcanymi przez człowieka są zbiorniki wodne położone w bezpośrednim sąsiedztwie dużych aglomeracji miejskich lub obiektów przemysłowych. Jeziora położone na takich obszarach poddane są presji znacznie przekraczającej ich naturalną odporność i przechodzą w związku z tym bardzo niekorzystne przemiany jakości wody, które rejestrowane są w postaci zmian składu chemicznego i biologicznego ich osadów (Smol 2002). Niektóre działania człowieka, dotyczące zwłaszcza użytkowania terenu zlewni, prowadzić mogą także do zmian cech litologicznych tworzących się osadów (Engstrom, Wright 1984; Edwards, Whittington 2001). Szczególnie wrażliwe są jeziora niewielkie i płytkie, które najszybciej reagują i najłatwiej poddają się niekorzystnym przemianom. Liczne studia (m.in. Digerfeldt i in. 1980; Foster i in. 1991; Charle-

sworth, Foster 1993; Van Metre, Callender 1997; Aström, Nylund 2000; Meriläinen i in. 2003) dowodzą, że procesy antropogeniczne pozostawiają wyraźny zapis negatywnego wpływu człowieka na te zbiorniki.

W tym kontekście miasto Gdańsk jest bardzo interesującym obszarem badawczym. Przede wszystkim w granicach samego miasta, jak i w jego bezpośrednim sąsiedztwie, znajduje się kilkanaście naturalnych i sztucznych zbiorników wodnych, potencjalnie mogących być przedmiotem badań. Położenie jezior na obszarach w pobliżu historycznego miasta Gdańsk i obecnego centrum oraz w dzielnicach peryferyjnych umożliwia porównanie intensywności i czasu występowania zmian. Liczne źródła historyczne i bogata dokumentacja kartograficzna dotycząca Gdańska stwarzają z kolei możliwość prześledzenia zmian przestrzennych w skali całego miasta oraz w zlewniach wybranych jezior. Założony cel niniejszej pracy, czyli rekonstrukcja zmian zanieczyszczenia jezior w Gdańsku i ich przyczyn w ostatnich kilkuset latach, był więc możliwy do osiągnięcia.

OBIEKTY BADAŃ

Po szczegółowym rozpoznaniu materiałów archiwalnych dotyczących wszystkich zbiorników wodnych znajdujących się w granicach administracyjnych Gdańska okazało się, że w latach 1993–1994 na większości sztucznych zbiorników położonych w centrum miasta prowadzono prace hydrotechniczne związane z ich pogłębianiem (m.in. usuwanie osadów dennych), w związku z czym stały się one nieprzydatne do badań paleolimnologicznych. W przypadku pozostałych czterech zbiorników naturalnych głównym kryterium wyboru było położenie i cechy morfometryczne. Preferowano zbiorniki położone najbliżej stref zurbanizowanych oraz w pewnej od nich odległości, w celu dokonania porównań. Zgodnie z zaleceniami metodycznymi (Digerfeldt 1979) poszukiwano jezior o regularnych kształtach mis, z płaskim obszarem dna w centralnej części. Kryteria te spełniały dwa jeziora: Pusty Staw i Jasień. Rozpoznanie archiwalnych źródeł historycznych i kartograficznych pozwoliło założyć, że pierwsze z nich powinno być reprezentatywne dla kilkusetletniego okresu zmian antropogenicznych w bezpośrednim sąsiedztwie historycznego Gdańska i dzisiejszego centrum. Jezioro Jasień natomiast powinno oddać intensywne zmiany drugiej połowy XX wieku i względnie stabilny okres poprzedzający, charakterystyczne dla dzielnic peryferyjnych Gdańska.



Ryc. 1. Lokalizacja badanych jezior

Location of the study lakes

<http://rcin.org.pl>

STANOWISKO PUSTY STAW

Jeziro Pusty Staw to wydłużony z WSW na ENE bezodpływowy zbiornik (ryc. 1) o powierzchni 7,5 ha, wypełniający podmokłe obniżenie otoczone wydhami. Według J. Szukalskiego (1974) niecka Pustego Stawu stanowi fragment starorzecza Wisły. Wysokość zwierciadła wody wynosi około 1,5 m n.p.m., linia brzegowa jest słabo rozwinięta, a misa jeziorna ma mało urozmaicony charakter z dość stromymi brzegami i szerokim wypłaszczeniem w centralnej części. Głębokość maksymalna wynosi około 3 m, w zależności od stanu wody ($\pm 0,5$ m). Misę jeziora częściowo wypełniają osady jeziorne o miąższości maksymalnej około 4 m (Tylmann 2003a). Są to głównie homogeniczna ciemnobrązowa gytia detrytusowa i ciemnoszara gytia ilasta. Podłoże osadów jeziornych stanowią piaski drobnoziarniste.

W bezpośrednim sąsiedztwie Pustego Stawu od XIII wieku istniała osada rybacka, późniejsza wieś Stogi. Otoczenie Pustego Stawu stanowiły wówczas zwarte obszary leśne. Znaczne zmiany w zlewni spowodowane działalnością człowieka zaszły już w XVIII wieku, kiedy to w wyniku działań wojennych zniszczone zostały przedmieścia Gdańska, a znaczna część lasów w okolicach Pustego Stawu została wypalona (Stankiewicz 1993). Ponowne zalesianie rozpoczęło w 1795 roku i kontynuowano je na początku pierwszej połowy XIX wieku. Początek tego stulecia przyniósł kolejne działania militarne na tym obszarze związane z wojnami napoleońskimi (Zajewski 1993). Po ich zakończeniu zaszły istotne zmiany przestrzenne w zlewni Pustego Stawu i jej okolicach. Zalesiono obszary wydymowe i tereny wokół jeziora a nad jego brzegami zorganizowano Dom Kuracyjny, co zapoczątkowało rozwój turystyczny osady (Radowska-Potylicka 2000). Przyspieszenie rozwoju przemysłu nastąpiło z początkiem XX stulecia. Obiekty dawnego założenia kuracyjnego przekształcono wówczas w zakłady pasmanteryjne, które stały się głównym źródłem zanieczyszczeń odprowadzanych najprawdopodobniej w znacznej mierze wprost do jeziora, co spowodowało degradację środowiska wodnego. W drugiej połowie XX wieku ostatecznie zmieniono rekreacyjny charakter terenów nad Pustym Stawem, wybudowano duże osiedle mieszkaniowe a rozwój przemysłu w latach 1960–70 doprowadził do powstania w tej części Gdańska kilku wielkich zakładów przemysłowych, głównie zakładów przemysłu chemicznego.

Zlewnia powierzchniowa Pustego Stawu jest bardzo niewielka (<100 ha). Współcześnie około 90% jej powierzchni pokrywają zbiorowiska leśne. Na terenach podmokłych dominujący jest oles. Na obszarach

przesuszonych rosną brzozy i buki pochodzące z nasadzeń, oraz sosna zwyczajna, będąca gatunkiem naturalnym. Pozostałe 10% powierzchni zlewni stanowią obszary zurbanizowane, w postaci zwartej zabudowy miejskiej.

STANOWISKO JASIEŃ

Jeziro Jasień leży w granicach Gdańska, w dzielnicy znacznie oddalonej od historycznego i współczesnego centrum miasta (ryc. 1). Jest to zbiornik przepływowy o kształcie owalnym, mało urozmaiconej batymetrii i niewielkiej głębokości maksymalnej, wynoszącej 2,8 m. Zwierciadło wody leży na wysokości 119,6 m n.p.m. Genezę misy jeziora Jasień należy wiązać z obszarami wytopiskowymi w rejonie tzw. Moren Kiełpińskich (Szukalski 1974). O znacznie większym zasięgu jeziora świadczy północno-zachodnia część niecki jeziornej, która obecnie jest mokradłem, a w przeszłości była niewątpliwie jego częścią. Osady wypełniające dno niecki wytopiskowej jeziora Jasień tworzy głównie seria oliwkowo-brązowej i brunatnej, homogenicznej gytii detrytusowej o miąższości maksymalnej około 8 m w centralnej części zbiornika (Tylmann 2003a).

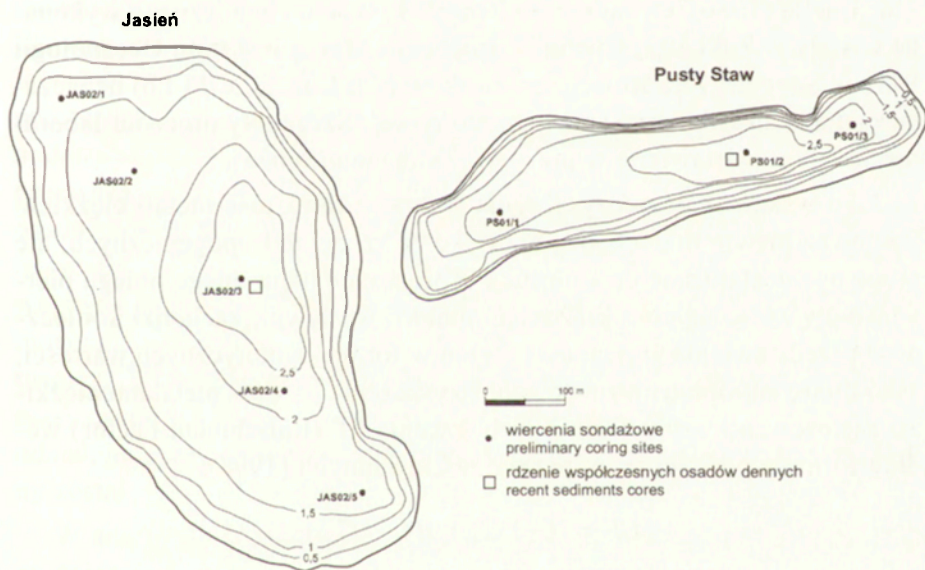
Pierwsze poważne zmiany w zlewni jeziora Jasień zaszły na przełomie lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych XX wieku, gdy w pobliżu wschodniego brzegu jeziora zlokalizowano ogródki działkowe. Nielegalne odprowadzanie ścieków bytowych do jeziora spowodowało w ciągu kilku lat wyraźne pogorszenie się jakości wody i zanik funkcji rekreacyjnej. W roku 1973 tereny te włączone zostały w administracyjne granice Gdańska. Kolejną poważną zmianą była budowa w połowie lat 70. Obwodnicy Trójmiejskiej, przebiegającej w odległości kilkudziesięciu zaledwie metrów na zachód od jeziora. W latach 70. wzrósł też znacznie ruch samochodowy na ulicy Kartuskiej przebiegającej na północ od jeziora. Po transformacji ustrojowej w 1989 roku nastąpił zdecydowany i systematyczny wzrost natężenia ruchu kołowego zarówno na ulicy Kartuskiej, która stała się jedną z najbardziej ruchliwych arterii komunikacyjnych Gdańska, jak i na Obwodnicy Trójmiejskiej. Pod koniec tej dekady na północ od jeziora wybudowano hipermarket i związany z nim węzeł komunikacyjny, co doprowadziło do dalszego wzrostu natężenia ruchu samochodowego.

Obecnie zdecydowaną większość powierzchni zlewni jeziora Jasień zajmują tereny użytkowane rolniczo, czyli grunty orne, łąki i pastwiska. Około 20% przypada na tereny zurbanizowane, obejmujące m.in. ogródki działkowe, których duży kompleks znajduje się w południowo-wschodniej części zlewni. Niewielki odsetek powierzchni stanowią sady. Rozproszo-

ne zbiorowiska leśne zajmują poniżej 10% powierzchni zlewni a jedyny bardziej zwarty kompleks tworzy oles na terenach podmokłych w bezpośrednim sąsiedztwie jeziora.

METODY

Pobór rdzeni osadów przeznaczonych do szczegółowych analiz przeprowadzony był serią wierceń sondażowych, przebijających cały kompleks osadów jeziornych. Wykazały one brak wyraźnego zróżnicowania przestrzennego osadów dennych wybranych jezior. Wobec takiego faktu, za reprezentatywne dla całych zbiorników, wybrano płaską, centralną część dna i tam zlokalizowano punkty poboru osadów (ryc. 2). Pobrane rdzenie współczesnych osadów o miąższości ponad 100 cm podzielono następnie na dwucentymetrowe sekwencje. Zastosowany sprzęt (próbnik Beekera firmy Eijkelkamp) i sposób poboru zapewniały nienaruszoną strukturę osadu i właściwą precyzję podziału. Szczelnie zapakowane próby dostarczono do laboratorium i przechowywano w temperaturze 4°C do czasu podjęcia analiz.



Ryc. 2. Batymetria i miejsca poboru rdzeni osadów

Bathymetric contour map and coring points

Określenie dokładnego wieku w przypadku osadów geologicznie bardzo młodych możliwe jest dzięki zastosowaniu izotopów naturalnych, o odpowiednim czasie połowicznego rozpadu, lub sztucznie wprowadzonych do środowiska, których zmienność opadu na powierzchnię Ziemi w okresie ostatnich kilkudziesięciu lat jest znana. Najczęściej zadanie to spełnia metoda datowania przy użyciu naturalnego izotopu ^{210}Pb , należącego do szeregu promieniotwórczego uranu (^{238}U), lub izotopów sztucznie wprowadzonych do środowiska np. ^{137}Cs (Pennington i in. 1973; Sanchez i in. 1992; Appleby 2001). Datowanie osadów przeprowadzono w Pracowni Radiochemii Morza Instytutu Oceanologii PAN w Sopocie. Aktywność ^{210}Pb oznaczano pośrednio przez pomiar ^{210}Po metodą spektrometrii alfa, ^{137}Cs zaś metodą spektrometrii gamma. Metodykę oznaczania aktywności izotopów oraz szczegółowe procedury obliczeń przedstawiono we wcześniejszych pracach (Tylmann 2003a, b).

Skład granulometryczny osadu określony został metodą laserowej analizy uziarnienia w Oddziale Geologii Morza PIG w Gdańsku, zgodnie z obowiązującymi procedurami metodycznymi. Dalsze prace obejmowały określenie udziału podstawowych składników osadu na podstawie metody strat na prażeniu zgodnie z zaleceniami podanymi przez L. Bengtssona i M. Enella (1986). Oznaczenia elementów składu chemicznego wykonane zostały w Zakładzie Chemii i Biochemii Morza Instytutu Oceanologii PAN w Sopocie. Zawartość pierwiastków (Al, Cu, Zn, Cd i Pb) oznaczano metodą spektrometrii absorpcji atomowej. Szczegóły procedur laboratoryjnych przedstawiono w pracy W. Tylmanna (2003a).

Jako wskaźnik zanieczyszczenia wybrano zawartość metali ciężkich. Ponieważ metale te pochodzą nie tylko ze źródeł antropogenicznych, ale mogą być dostarczane do zbiornika w procesach naturalnego obiegu pierwiastków związanych z krążeniem materii w zlewni, zachodzi konieczność przedstawienia zmienności stężeń w formie syntetycznych wartości. Jako miarę antropogenicznego zanieczyszczenia osadów metalami ciężkimi zastosowano współczynnik wzbogacenia EF (Enrichment Factor) według formuły podanej m.in. przez Szefera i innych (1998):

$$EF = (C_x / C_{Al})_s / (C_x / C_{Al})_c$$

gdzie:

$(C_x / C_{Al})_s$ – stosunek stężenia elementu x i glinu w danej próbie;

$(C_x / C_{Al})_c$ – stosunek stężenia elementu x i glinu w osadach niezanieczyszczonych.

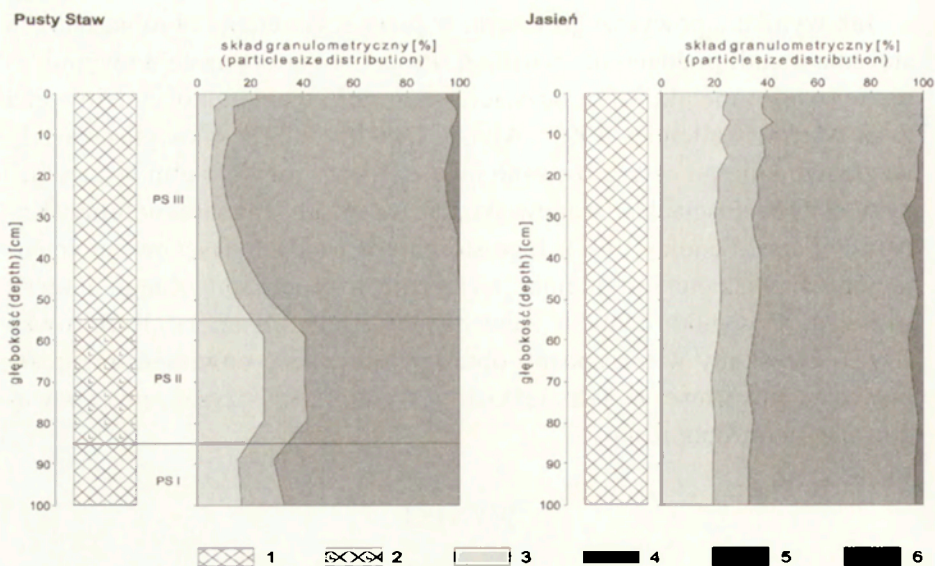
Jak wynika z powyższego wzoru, w pierwszym etapie obróbki danych stężenia metali poddano normalizacji. Procedura ta ma na celu uwypuklenie tej części metali, która odzwierciedla wpływ działalności człowieka (Van Metre, Callender 1997; Alvisi, Dinelli 2002). Jako pierwiastek, względem którego normalizowano inne elementy przyjęto glin występujący w dużych ilościach w środowisku, lecz uważany za mało mobilny (Kabata-Pendias, Pendias 1993). Jego stężenie w osadach basenów sedymentacyjnych wiązane jest niemal wyłącznie z procesami obiegu materii w zlewni w wyniku denudacji mechanicznej (Perelman 1971; Borówka 1992). Uzyskany w ten sposób obraz przedstawiać powinien wielkości przyrostu zawartości metali ciężkich w wyniku zanieczyszczenia spowodowanego antropopresją.

WYNIKI

LITOLOGIA

Pobrane osady jeziora Pusty Staw wykazują zróżnicowanie zarówno pod względem cech makroskopowych, jak i składu granulometrycznego (ryc. 3). Stwierdzono odróżniający się barwą i konsystencją poziom gytii ilastej, zalegający na głębokości ok. 55–85 cm. W związku z tym w analizowanym rdzeniu wyróżnić można trzy wyraźnie odmienne poziomy, jednakże ich granice mają charakter stref przejściowych i nie można ich precyzyjnie zdefiniować. W spągu osad tworzy homogeniczna gytia drobnodetrytusowa o barwie ciemnobrązowej. W składzie granulometrycznym przeważa zdecydowanie frakcja 4–63 μm , stanowiąca około 70% masy osadu. Powyżej zalega gytia ilasta o wyraźnie jaśniejszej barwie brunatno-szarej oraz nieco mniejszym uwodnieniu. Zdecydowanie wzrasta w tej warstwie udział frakcji ilastej (<2 μm). Powierzchniowa sekwencja to homogeniczna, bardzo silnie uwodniona, brunatno-czarna gytia drobnodetrytusowa. Wyraźnie dominuje frakcja 4–63 μm , stanowiąca ponad 80% masy osadu. Frakcja mieszcząca się w przedziale 63–250 μm ma zmienny udział, jednak zwykle poniżej 5%. Materiał grubszy od 250 μm odnotowany został tylko w trzech przypadkach i były to wartości nieistotne (<1%).

W analizowanych osadach jeziora Jasiień nie stwierdzono znaczącego zróżnicowania cech makroskopowych. Całość tworzy silnie uwodniona, homogeniczna gytia barwy oliwkowo-brązowej. Również skład granulometryczny jest stabilny. W rdzeniu przeważa frakcja 4–63 μm , stanowiąca około 60%. Spory udział ma frakcja ilasta (<2 μm), stanowiąca ponad 20% masy osadu, a nieco mniej, bo kilkanaście procent, stanowi frakcja 2–4 μm . Niewielki udział, oscylujący w granicach kilku procent, mają



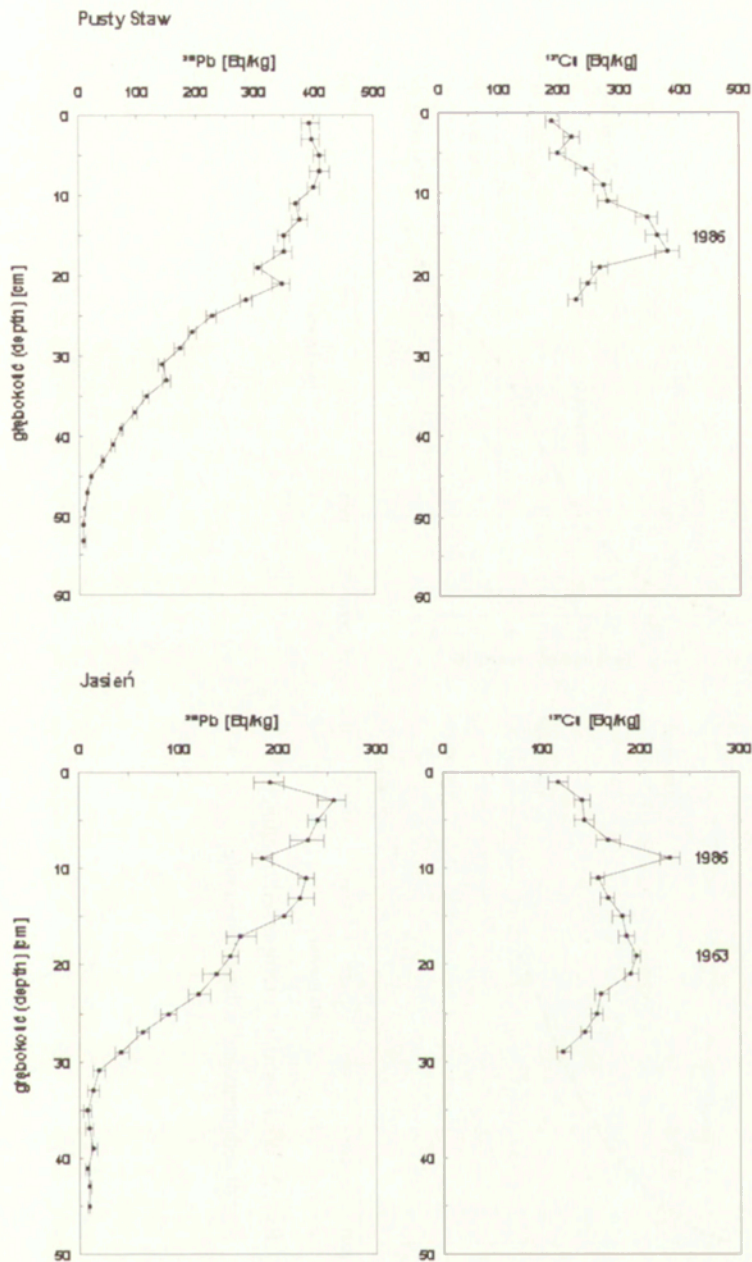
Ryc. 3. Cechy litologiczne współczesnych osadów dennych. Objaśnienia: 1 – gytia drobnodetrytusowa, 2 – gytia ilasta, 3 – frakcja <2mm, 4 – frakcja 2–4mm, 5 – frakcja 4–63mm, 6 – frakcja >63mm

Lithological features of recent bottom sediments. Explanations: 1 – fine detritus gyttja, 2 – clayey gyttja, 3 – fraction <2mm, 4 – fraction 2–4mm, 5 – fraction 4–63mm, 6 – fraction >63mm

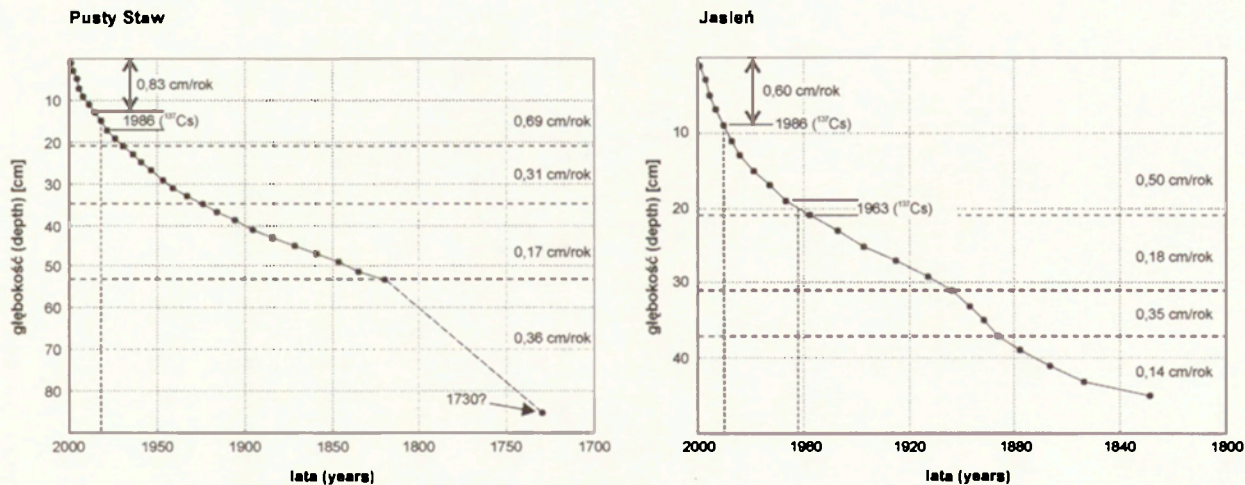
frakcje grubsze od 63 μm . Nie stwierdzono natomiast materiału grubszego od 250 μm .

DATOWANIE

Rozkład ponadrównowagowego ^{210}Pb w osadach obydwu jezior wykazuje pewne nieregularności, przejawiające się wyrównaną aktywnością w powierzchniowej warstwie (ryc. 4). Taki rozkład, nieco odbiegający od klasycznego, jest często spotykany i opisany w literaturze (Jones, Bowser 1978; Appleby 1998). Tłumaczy się go zwykle w dwojaki sposób: jako efekt zwiększonego tempa sedymentacji w warstwach powierzchniowych lub jako przejaw występowania warstwy mieszania w wyniku falowania i bioturbacji. Jako, że w obydwu jeziorach rozkład ^{137}Cs wykazuje wyraźne maksima tworzące charakterystyczne piki mogące stanowić dodatkowy wskaźnik chronologiczny, nie wydaje się możliwe, aby mieszanie osadów całkowicie zaburzało stratyografię osadu (Appleby 1998). Ze względu na znaczną rozpiętość aktywności ^{210}Pb i duży zasięg w głąb osadu, rozkłady dają podstawy do uzyskania wiarygodnej skali czasowej.



Ryc. 4. Rozkład ponadrownawowego ^{210}Pb i ^{137}Cs
 Distribution of unsupported ^{210}Pb and ^{137}Cs



Ryc. 5. Wiek osadów i tempo sedymentacji
Age of sediments and sedimentation rate

Obliczony za pomocą modelu CRS maksymalny wiek osadów Pustego Stawu wyniósł w poziomie 53 cm 181 lat (ryc. 5). Do skali czasowej określonej za pomocą ^{210}Pb dobrze przystaje poziom wysokiej aktywności ^{137}Cs , charakterystyczny dla drugiej połowy XX wieku. Krzywą wieku można przedłużyć poza wyniki uzyskane metodą ^{210}Pb posiłkując się litologią osadów. Wykształcenie odrębnego poziomu gytii ilastej musiało być spowodowane radykalną zmianą warunków w zlewni. W świetle analizy materiałów historycznych można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że przyczyną było wylesienie części zlewni w pierwszej połowie XVIII wieku. Powrót do sedymentacji gytii detrytusowej nastąpił wkrótce po powtórnym zalesieniu, co miało miejsce na początku XIX wieku. Taką interpretację wspierają analizy palinologiczne (Latałowa, Święta 2003) stwierdzające znaczny spadek procentowego udziału pyłków drzew liściastych w spągu gytii ilastej skorelowany z wysokim udziałem węgla drzewnych w osadach. Obliczony wiek stropu poziomego gytii ilastej na głębokości 55 cm wyniósł około 190 lat, co dobrze odpowiada okresowi zakończenia prac nad powtórnym zalesianiem zlewni przypadającym na pierwsze dekady XIX wieku. Jeżeli przyjąć ramy wiekowe 1730–1810 dla poziomu gytii ilastej, to tempo jej sedymentacji wynosiło 0,36 cm/rok. Powoduje to znaczne załamanie krzywej wieku osadów, uzasadnione jednak zmianami w zlewni. Intensywność erozji w zlewni częściowo pozbawionej pokrywy leśnej była bowiem z pewnością zdecydowanie wyższa.

Obliczony tą samą metodą maksymalny wiek osadów jeziora Jasień wyniósł 171 lat w poziomie 45 cm. Rozkład ^{137}Cs natomiast przypomina klasyczną krzywą opadu cezu z dwoma maksimumami (ryc. 4). Pierwsze z nich, w postaci ostro zarysowanego pik na głębokości 9 cm, interpretować należy jako zapis opadu cezu po awarii reaktora w Czernobylu w 1986 roku, drugie natomiast, zdecydowanie mniej wyraźne, może być efektem zwiększonego opadu cezu w wyniku prób jądrowych w pierwszej połowie lat sześćdziesiątych XX wieku. Charakterystyczny pik roku 1986 pozwolił na nieznaczne skorygowanie skali czasowej w powierzchniowej warstwie.

W obydwu analizowanych rdzeniach następuje wyraźny wzrost tempa sedymentacji osadów w powierzchniowych warstwach. Można to częściowo wyjaśnić wzrastającą produktywnością jezior oraz zwiększoną dostawą materii ze zlewni w wyniku działalności człowieka. Pomimo zgodności obliczeń wynikających z rozkładów ^{210}Pb i ^{137}Cs należy zachować ostrożność w jednoznacznej interpretacji z uwagi na wpływ mieszania powierzchniowej warstwy osadów na wyniki obliczeń modelowych. Pro-

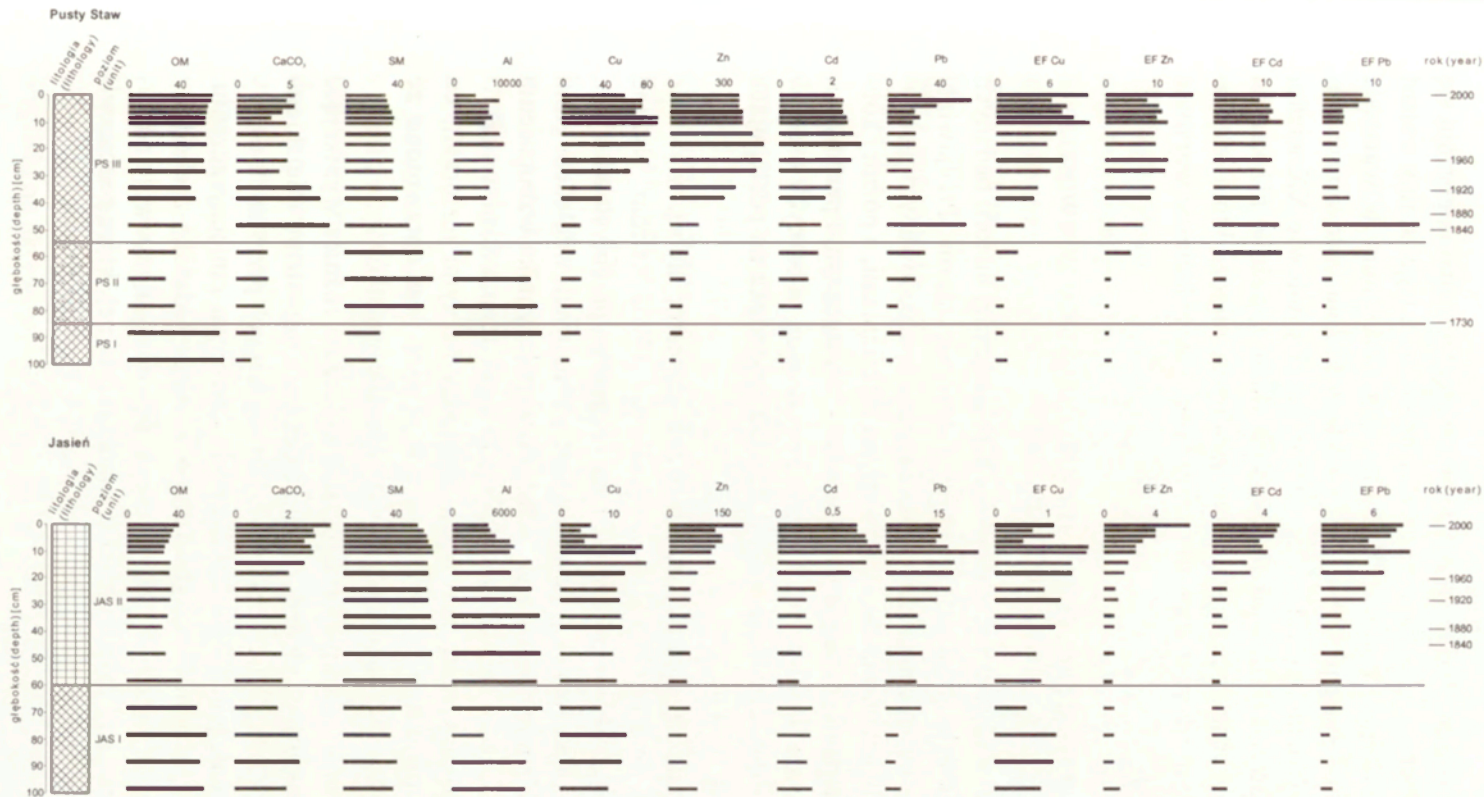
ces ten powodować może zawyżenie estymowanego tempa sedymentacji w osadach najmłodszych. Porównywanie dat uzyskanych metodą ^{210}Pb z charakterystycznymi pikami aktywności ^{137}Cs , nawet w przypadku dobrej zgodności, nie zawsze stanowi jednoznaczny dowód (Abril 2003).

CECHY GEOCHEMICZNE

Zmienność udziału podstawowych składników osadów Pustego Stawu nawiązuje do litologii rdzenia, potwierdzając jego podział na trzy poziomy (ryc. 6). W pierwszym z nich (PS I) zdecydowanie wyróżnia się zawartość materii organicznej, która przekracza 70%. Pozostałą część osadu tworzą części mineralne bezwapienne, zawartość węglanów nie przekracza 2%. Poziom PS II (85–55 cm) zawiera znacznie mniej materii organicznej, bo poniżej 40%, niewielki jest też udział węglanów (<3%). Główny komponent osadu tworzą natomiast mineralne części bezwapienne. Poziom PS III (0–55 cm) charakteryzuje się zawartością materii organicznej w granicach 40–65%, części mineralnych bezwapiennych (30–50%) i węglanów (<10%). Udział węglanów, chociaż niewielki, jest w tym poziomie znacznie wyższy.

Analiza podstawowych składników osadu jeziora Jasień, pomimo braku zróżnicowania cech makroskopowych i składu granulometrycznego, pozwoliła na wydzielenie dwóch poziomów geochemicznych. Osad w dolnej części rdzenia (JAS I) składa się głównie z materii organicznej, stanowiącej 53–62% masy osadu. Udział części mineralnych bezwapiennych wynosi 36–45%, węglany stanowią około 2%. Osady zalegające powyżej (JAS II) charakteryzuje dominacja części mineralnych bezwapiennych, których zawartość waha się od 55 do 70%. Zawartość materii organicznej kształtuje się w granicach 27–42%, węglanów zaś nie przekracza 4%.

Akumulacja metali ciężkich w osadach Pustego Stawu miała, za wyjątkiem ołowiu, bardzo podobny przebieg. W dolnych segmentach rdzenia stężenia są raczej ustabilizowane, natomiast ku górze następuje ich znaczący wzrost. Zdecydowanie najwyższe wartości metale ciężkie osiągają w poziomie 10–30 cm, odpowiadającym drugiej połowie XX wieku. W warstwie powierzchniowej następuje niewielki spadek stężeń. W rozkładzie ołowiu zaobserwowano znaczący wzrost od poziomu 70 cm, z wyraźnym maksimum w poziomie 50 cm, co odpowiada pierwszej połowie XIX w., po czym obserwuje się niższe wartości i drugie maksimum w warstwie powierzchniowej.



Ryc. 6. Diagram geochemiczny analizowanych osadów. Objaśnienia: OM – materia organiczna [%], CaCO₃ – węglany [%], SM – części mineralne bezwapienne [%]. Stężenia metali podano w ppm.

Geochemical diagram of the analysed sediments. Explanations: OM – organic matter [%], CaCO₃ – carbonates [%], SM – siliciclastic matter [%]. Concentrations of metals presented in ppm.

W rdzeniu z jeziora Jasiień stężenia metali ciężkich charakteryzują się różnorodną zmiennością. Cynk ma stabilny przebieg, a jego istotny wzrost stwierdzono w drugiej połowie XX wieku, z maksimum w warstwie współczesnej. Podobnie prezentują się rozkłady kadmu i ołowiu, w których również wyróżnić można maksimum w drugiej połowie XX wieku. Jednak wzrost stężeń ołowiu rozpoczyna się dużo wcześniej niż kadmu i cynku. Zupełnie inaczej przedstawia się zawartość miedzi, która jest dość niska w całym rdzeniu a najniższe wartości stwierdzono w warstwie powierzchniowej.

ZMIANY ZANIECZYSZCZENIA JEZIOR GDAŃSKA W ŚWIETLE ANALIZY OSADÓW

Analizowane osady reprezentują okres kilkusetletniej historii badanych jezior. W tym okresie znacząco rosła presja antropogeniczna. Przejawiała się ona na początku zmianami użytkowania ziemi spowodowanymi gospodarką rolną, wypaleniami lasów i powtórными zalesieniami, a później konsekwentnie postępującym zagospodarowaniem turystycznym i przemysłowym. Analiza cech litologicznych i geochemicznych pobranych osadów dennych pozwoliła odtworzyć wpływ działań człowieka na postępujące zanieczyszczenie wód jezior.

Stężenia metali ciężkich w osadach badanych jezior nie są, w świetle wcześniejszych prac (np. Charlesworth, Foster 1993; Åström, Nylund 2000) dotyczących jezior położonych na terenach uprzemysłowionych, szczególnie wysokie. Jednakże zastosowanie normalizacji względem glinu i przedstawienie zmienności stężeń w formie współczynnika wzbogacenia (EF), ujawnia znaczące trendy. Ponadto operowanie tego rodzaju wskaźnikiem ułatwia dokonywanie porównań pomiędzy różnymi jeziorami, co w przypadku stosowania tylko stężeń nie zawsze jest uprawnione ze względu na duży zakres naturalnej zmienności pierwiastków.

Porównanie analizowanych stanowisk uwidacznia różnice wynikające z położenia obiektów względem rozwijającego się organizmu miejskiego Gdańska. Do początku XIX wieku brak jest wyraźnych przesłanek natury geochemicznej mogących świadczyć o podwyższonym zanieczyszczeniu. Jednakże w bezpośredniej bliskości historycznego Gdańska zachodziły już poważne zmiany w użytkowaniu terenu, powodowane rozwojem miasta bądź wydarzeniami dziejowymi (działania militarne), które pozostawiły zapis w postaci zmian litologicznych osadów Pustego Stawu.

Już od początku XIX wieku w osadach Pustego Stawu zidentyfikować można wyraźny zapis geochemiczny wzrostu zanieczyszczenia jeziora. Od połowy XIX wieku wzrost ten był bardzo znaczący i konsekwentnie stymulowany przez zmiany przestrzenne w zlewni. Trudno o bezpośrednią interpretację wysokiego zanieczyszczenia Pustego Stawu kadmem i ołowiem w XIX wieku, jednakże tak znaczące wzrosty nie powinny budzić wątpliwości. Istnieje przynajmniej kilka przesłanek informujących o intensywnej działalności człowieka w zlewni Pustego Stawu w tym okresie. W ciągu całego stulecia rozbudowywano założenie kuracyjne nad zachodnim brzegiem jeziora, które cieszyło się dużą popularnością. Wpływ mogły mieć również burzliwe wydarzenia na początku XIX wieku związane z działaniami militarnymi. Wysokie stężenia ołowiu w osadach, których wiek wynosi około 150 lat wiązać należy z zanieczyszczeniem o charakterze typowo lokalnym, zapewne związanym z działalnością uzdrowiska bądź zupełnie incydentalnym zdarzeniem o trudnych do ustalenia przyczynach.

Jezioro Jasiień przechodziło w tym czasie stopniowe przemiany spowodowane wzrostem natężenia działalności rolniczej, jednak niepowodującej znaczącego zanieczyszczenia jeziora. Jedynym sygnałem jest zwiększający się udział części mineralnych bezwapiennych w osadach mogący świadczyć o wzmożeniu procesów erozji w zlewni w miarę postępującego odlesienia i zabiegów agrotechnicznych.

Początek XX wieku to kolejny wzrost zanieczyszczenia jeziora Pusty Staw spowodowany zmianami warunków lokalnych. Wzrost zawartości miedzi i cynku na początku XX wieku wiązać należy z powstaniem w tym czasie zakładów pasmanteryjnych, które zapewne odprowadzały ścieki do jeziora.

Również w osadach jeziora Jasiień zanotowano w tym czasie pierwszy sygnał zwiększenia zanieczyszczenia w tym okresie pomimo braku znaczących zmian w bezpośrednim sąsiedztwie jeziora. Może być to spowodowane rozwojem przemysłu w Gdańsku, który dopiero z początkiem dwudziestego stulecia nabrał znacznego tempa (Ciemnołoński 1998).

Najbardziej wyraziste zmiany przyniosła druga połowa XX wieku. Widoczne są one w osadach obydwu analizowanych jezior. W przypadku Pustego Stawu następował systematyczny wzrost zanieczyszczenia z maksimum w latach 1960–1990, po czym zaobserwować można spadek. Powierzchniowe maksimum interpretować należy z dużą ostrożnością ze względu na aktywny charakter warstwy powierzchniowej i procesy biogeochemiczne w niej zachodzące (Santschi i in. 1990). Znaczący wzrost za-

wartości Cd, Zn i Pb w osadach jeziora Jasień od roku 1960 z maksimum w ostatniej dekadzie XX wieku wydaje się w pełni uzasadniony zważywszy na zmiany przestrzenne w zlewni, jakie zaszły właśnie w tym okresie. W latach 60. na wschodnim brzegu jeziora założono ogródki działkowe będące poważnym źródłem zanieczyszczeń w związku z nieuregulowaną gospodarką ściekową. W następnych latach, a zwłaszcza podczas dekady 1990–2000, presja człowieka nieustannie wzrastała wraz ze zwiększeniem natężenia ruchu samochodowego na ulicy Kartuskiej i Obwodnicy Trójmiejskiej, przebiegających w bezpośrednim sąsiedztwie jeziora.

W osadach Pustego Stawu współczynnik EF dla wszystkich analizowanych metali ciężkich osiąga najwyższe wartości, od ponad 10 dla Cu do niemal 20 dla Pb. Tak wysoki współczynnik wzbogacenia dla ołowiu to najprawdopodobniej efekt incydentalnego zanieczyszczenia w XIX wieku. Jeżeli weźmiemy pod uwagę średnie wzbogacenie w całym analizowanym okresie czasu to szereg akumulacyjny przedstawia się następująco: Cd>Zn>Cu>Pb. W jeziorze Jasień natomiast zdecydowanie najwyższe wartości, zarówno średnie jak i maksymalne EF, wynoszące niemal 10, odnotowano dla ołowiu (Pb>Cd>Zn>Cu). Porównanie szeregów akumulacyjnych uwidacznia inne znaczenie ołowiu w osadach badanych jezior. Jest to metal silnie związany z zanieczyszczeniami pochodzącymi ze spalania paliw używanych w pojazdach mechanicznych. Znaczny wzrost w jeziorze Jasień może być więc związany z postępem motoryzacji. Role wzrostu motoryzacji jako źródła zanieczyszczeń potwierdzają badania skażenia gleb w okolicach Obwodnicy Trójmiejskiej i ulicy Kartuskiej prowadzone w latach 1993–1994 (*Program zrównoważonego rozwoju...*, 2000). Stwierdzono wówczas podwyższone zawartości Zn, Cd, Pb i Ni w odległości do 250 metrów od ciągu komunikacyjnego. Powyżej tej granicy zanieczyszczenie zdecydowanie maleje i wpływ ruchu samochodowego nie jest już bezpośrednio czytelny.

W badanych osadach stwierdzono wyższe stężenia metali ciężkich w porównaniu z wynikami otrzymanymi przez I. Bojakowską i G. Sokołowską (1996) dla jezior Pojezierza Kaszubskiego. Fakt ten jest zrozumiały ze względu na położenie jezior w obrębie dużej aglomeracji miejskiej. Jednak w geochemicznej klasyfikacji osadów wodnych zaproponowanej przez te same autorki (Bojakowska, Sokołowska 1998), powierzchniowe sekwencje osadów jeziora Jasień zaliczyć należy w zasadzie do I klasy czystości, jeziora Pusty Staw natomiast do klasy II. Z kolei kilku a nawet kilkunastokrotny wzrost stężenia metali ciężkich w osadach w stosunku do lokalnego tła geochemicznego należy z pewnością uznać za znaczący i informujący o postępującym zanieczyszczeniu zbiorników. W tym świe-

tle wydaje się, że współczynnik wzbogacenia jest niekiedy bardziej obiektywną miarą zanieczyszczenia osadu, ponieważ oddaje różnicę jakości osadu przed i po zanieczyszczeniu. Pełen obraz wielkości i charakteru zmian, możliwy do uzyskania dzięki analizie niezaburzonych rdzeni osadów dennych uwzględniającej datowanie, daje porównanie stanu „naturalnego” i obecnego w konkretnym obiekcie. Dłuższa skala czasowa jest też niezbędna do ustalenia zakresu naturalnej zmienności składu chemicznego. Dopiero ta perspektywa pozwala ustalić jak funkcjonował ekosystem przed zaburzeniem i jaka jest rzeczywista tendencja zmian. Krótkotrwały monitoring, mimo iż stosunkowo łatwy i tani, może niestety prowadzić do błędnych wniosków. Zastosowanie współczynnika wzbogacenia jako miary zmienności metali ułatwia również interpretację i porównania pomiędzy różnymi jeziorami.

KONKLUZJA

Analizowane rdzenie osadów reprezentują kilkusetletni okres najnowszej historii wybranych jezior Gdańska. Konfrontacja uzyskanych wyników badań geochemicznych ze źródłami historycznymi pozwoliła ustalić zmiany zanieczyszczenia jezior i ich przyczyny. Stwierdzono duży zakres wahań zastosowanych wskaźników świadczący o niekorzystnym trendzie i postępującym zanieczyszczeniu. W bezpośrednim sąsiedztwie centrum miasta tendencja ta sięga XIX wieku, natomiast na obszarach peryferyjnych ograniczyć ją można do drugiej połowy XX wieku. Fakt, iż w większości udało się ustalić bezpośrednio przyczyny wzrostu zanieczyszczenia świadczy o czułości metody i dużych walorach interpretacyjnych. Podsumowując stwierdzić należy, że analizy geochemiczne współczesnych osadów dennych, przy zastosowaniu odpowiednich technik poboru i metod szczegółowej analizy, mogą dać wiarygodną informację dotyczącą przemian w ostatnich kilkuset latach. Informacja ta stanowić może zaś podstawę prognozy i ewentualnych działań podejmowanych w celu zmiany niekorzystnego stanu jakości wód jeziornych.

LITERATURA

- Abril J.M., 2003, *Difficulties in interpreting fast mixing in the radiometric dating of sediments using ^{210}Pb and ^{137}Cs* , Journal of Paleolimnology, 30, s. 404–414.
- Alvisi F., Dinelli E., 2002, *Evolution of sediment composition of the coastal Lake San Puoto (Latium, Italy) in the last two centuries*, Journal of Limnology, 61(1), s. 15–26.
- Appleby P.G., 1998, *Dating recent sediments by ^{210}Pb : problems and solutions*, [w:] E. Illus (red.), *Dating of sediments and determination of sedimentation rate*, STUK A-145, Finland, s. 7–24.
- 2001, *Chronostratigraphic techniques in recent sediments*, [w:] W.M. Last, J.P. Smol (red.), *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 1 – Basin analysis, Coring, and Chronological Techniques*, Kluwer, s. 171–203.
- Åstrom M., Nylund K., 2000, *Impact of historical metalworks on the concentrations of major and trace elements in sediments: a case study in Finland*, Applied Geochemistry, 15, s. 807–817.
- Bengtsson L., Enell M., 1986, *Chemical analysis*, [w:] B.E. Berglund (red.), *Handbook of holocene palaeoecology and palaeohydrology*, Willey, s. 423–451.
- Berglund B.E., Birks H.J.B., Ralska-Jasiewiczowa M., Wright H.E. (red.), 1996, *Palaeoecological events during the last 15 000 years. Regional syntheses of palaeoecological studies lakes and mires in Europe*, Willey.
- Bojakowska I., Sokołowska G., 1996, *Metale ciężkie w osadach jezior Pojezierza Kaszubskiego*, Przegl. Geol., 44, s. 920–923.
- 1998, *Geochemiczne klasy czystości osadów wodnych*, Przegl. Geol., 46, s. 49–54.
- Borówka R.K., 1992, *Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczynowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego vistulianu i holocenu*, Seria Geografia, 54, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Charlesworth S.M., Foster I.D.L., 1993, *Effects of urbanization on lakes sedimentation: the history of two lakes in Coventry, UK – preliminary results*, [w:] J. McManus (red.), *Geomorphology and sedimentology of lakes and reservoirs*, Willey, s. 15–29.
- Ciemnołoński J., 1998, *Rozwój przestrzenny i demograficzny*, [w:] E. Cieślak (red.), *Historia Gdańska. Tom IV/1*, Wydawnictwo LEX, Gdańsk, s. 7–22.
- Digerfeldt, G., 1979, *Guideline for lake investigations*, [w:] B.E. Berglund (red.), *Paleohydrological changes in the temperate zone in the last 15 000 years. Subproject B. Lake and mire environments*, Lund, s. 31–48.
- Digerfeldt G., Hakansson H., Persson T., 1980, *Palaeoecological studies of the recent development of the Stockholm lakes Langsjön, Lillsjön and Landuviken*, University of Lund, Report 20, Lund.
- Edwards K.J., Whittington G., 2001, *Lake sediments, erosion and landscape change during the Holocene in Britain and Ireland*, Catena, 42, s. 143–173.

- Engstrom D.R., Wright H.E., 1984, *Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change*, [w:] E.Y. Haworth, J.W.G. Lund (red.), *Lake sediments and environmental history*, Leicester University Press, s. 11–68.
- Foster I.D.L., Charlesworth S.M., Keen D.H., 1991, *A comparative study of heavy metals and pollution in four reservoirs in the English Midlands*, *Hydrobiologia*, 214, s. 155–162.
- Heyworth E.Y., Lund J.W.G. (red.), 1984, *Lake sediments and environmental history*, Leicester University Press.
- Jones B.F., Bowser C.J., 1978, *The mineralogy and related chemistry of lake sediments*, [w:] A. Lerman (red.), *Lakes. Chemistry, Geology & Physics*, Springer-Verlag, New York, s. 179–235.
- Kabata-Pendias A., Pendias H., 1993, *Biogeochemia pierwiastków śladowych*, PWN, Warszawa.
- Latałowa M., Święta J., 2003, *Analiza pyłkowa stropowej części osadów dennych Pustego Stawu i Jasienia*, Pracownia Paleoekologii i Archeobotaniki, Uniwersytet Gdański, maszynopis powielony.
- Merilainen J.J., Hynynen J., Palomaki A., Mäntykoski K., Witick A., 2003, *Environmental history of an urban lake: a palaeolimnological study of Lake Jyväsjärvi, Finland*, *Journal of Paleolimnology*, 30, s. 387–406.
- Nriagu J.O., 1996, *A history of global metal pollution*, *Science*, 272, s. 223–224.
- Pennington W., Cambray R.S., Fisher E.M., 1973, *Observations on lake sediments using ¹³⁷Cs as a tracer*, *Nature*, 242, s. 324–326.
- Perelman A.J., 1971, *Geochemia krajobrazu*, PWN, Warszawa.
- Program zrównoważonego rozwoju w aspekcie ochrony środowiska gminy-miasta Gdańska*, 2000, Zarząd Miasta Gdańska, Gdańsk.
- Radowska-Potylicka J., 2000, *Dzieje gdańskiej dzielnicy Stogi*, *Jantarowe Szlaki*, 4, s. 21–28.
- Rognerud S., Fjeld E., 2001, *Trace element contamination of Norwegian lake sediments*, *Ambio*, 30, s. 11–19.
- Sanchez C.I., Garcia-Tenorio R., Garcia-Leon M., Abril J.M., El-Daoushy F., 1992, *The use of ¹³⁷Cs in marine and lacustrine sediment dating*, *Nuclear Geophysics*, 6(3), s. 395–403.
- Santschi P., Höhener P., Benoit G., Buchholtz-ten Brink M., 1990, *Chemical processes at the sediment-water interface*, *Marine Chemistry*, 30, s. 269–315.
- Smol J.P., 2002, *Pollution of lakes and rivers. A paleoenvironmental perspective*, Arnold, London.
- Stankiewicz J., 1993, *Przemiany przestrzenne i demograficzne Gdańska w XVIII wieku*, [w:] E. Cieślak (red.), *Historia Gdańska. Tom III/2*, Wydawnictwo Morskie, Gdańsk, s. 321–338.
- Stumm W., Baccini P., 1978, *Man-made chemical perturbation of lakes*, [w:] A. Lerman (red.), *Lakes. Chemistry, Geology & Physics*, Springer-Verlag, New York, s. 91–126.

- Szefer P., Kusak A., Szefer K., Glasby G.P., Jankowska H., Wołowicz M., Ali A.A., 1998, *Evaluation of the anthropogenic influx of metallic pollutants into Puck Bay, southern Baltic*, Applied Geochemistry, 13, s. 293–304.
- Szukalski J., 1974, *Środowisko geograficzne Trójmiasta*, Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.
- Tylmann W., 2003a, *Zapis zmian antropogenicznych we współczesnych osadach dennych jezior Gdańska*, Wydział Biologii, Geografii i Oceanologii, Uniwersytet Gdański, maszynopis pracy doktorskiej.
- 2003b, *Reliability of dating recent lake sediments on the example of a small and shallow reservoir (Pusty Staw, N Poland)*, Limnological Review, 3, s. 255–260.
- Van Metre P.C., Callender E., 1997, *Water-quality trends in White Rock Creek Basin from 1912–1994 identified using sediment cores from White Rock Lake reservoir, Dallas, Texas*, Journal of Paleolimnology, 17, s. 239–249.
- Zajewski W., 1993, *Rok 1812 i oblężenie Gdańska w 1813 roku*, [w:] E. Cieślak (red.), *Historia Gdańska. Tom III/2*, Wydawnictwo Morskie, Gdańsk, s. 168–187.

RECONSTRUCTION OF CHANGES IN POLLUTION STATUS OF GDAŃSK LAKES DURING LAST FEW HUNDRED YEARS

Summary

Together with the progress of civilisation changes in the natural environment caused by man play a growing role. An especially interesting period is the last several hundred years due to a leap increase in human activity from the beginning of the 19th century related to the industrial revolution. In this period the economic development became the cause of far-reaching changes in the land use and introduction of big quantities of pollution to natural environment, which resulted in a progressing degradation of natural environment, in the second half of the 20th century often demonstrating a dramatic picture. Because monitored water analyses are confined to comparatively recent time, paleolimnological analyses of sediment cores can help track changes in the environment caused by man's activity. A wide spectrum of environment changes indicators and dating methods make it possible to determine both the time of occurrence of changes as well as their scope and intensity. While numerous sources of information, such as historical sources and cartographic materials facilitate the identification of direct causes of environmental changes.

The objects which are strongly transformed by man are lakes located in immediate surroundings of large urban agglomerations or industrial plants. The purpose of this study was to document anthropogenic changes in recent sediments relative to known historical disturbances in the catchments caused by spatial development of Gdańsk. Two lakes (Lake Pusty Staw and Lake Jasień) located within the boundaries of Gdańsk were chosen as study objects. As the basic indicator of changes in pollution the content of chosen heavy metals in the recent bottom sediments was assumed.

The cores of recent sediments (over 100 cm of thickness) were taken from each lake and then subsampled at 2 cm intervals. The main cores were dated using ^{210}Pb , and then the time scale was verified by ^{137}Cs . The composition of the sediment, particle size distribution and content of chosen heavy metals: Cu, Cd, Zn and Pb were determined as well.

Dating made it possible to establish a reliable chronology for the last two hundred years. On the basis of the values of the enrichment factor (EF) a considerable increase in pollution with heavy metals was observed in both lakes. As regard Lake Pusty Staw it was determined that the beginning of the pollution of the lake dates back to the 19th century and was caused probably by the existence of a health resort. A systematic increase in pollution occurred in the 20th century as a result of the functioning of industrial plants. The most intensive pollution of Lake Jasiień occurred in the second half of the 20th century and was caused by unfavourable changes in the spatial management in the catchment and growing intensity of traffic.

Lithological and geochemical analysis of recent sediments enabled to reconstruct the influence of man's activity on the course of pollution of the lakes. The study also confirms that sediments of small and shallow lakes are a very valuable archive of information about transformations of the natural environment, especially on a local scale.

Adres autorów:

*Wojciech Tylmann, Roman Gołębiewski
Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Uniwersytet Gdański
ul. Dmowskiego 16a, 80-264 Gdańsk*

E-mail: geowt@univ.gda.pl

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Polskiej Akademii Nauk, wydaje następujące publikacje seryjne:

- Geographia Polonica,
- Prace Geograficzne,
- Przegląd Geograficzny,
- Dokumentacja Geograficzna,
- Europa XXI,
- Geopolitical Studies,
- Bibliografia Geografii Polskiej,
- Atlas Warszawy,

oraz *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej* (1995), *Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce* (2000).

MONOGRAFIE

- 1 – T. Kozłowska-Szczęsna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, 1997, *Bioklimatologia człowieka*.
- 2 – L. Starkel, 2001, *Historia Doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*.
- 3 – T. Kozłowska-Szczęsna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, D. Limanówka, 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*.
- 4 – T. Kozłowska-Szczęsna, B. Krawczyk, M. Kuchcik, 2004, *Wpływ środowiska atmosferycznego na zdrowie i samopoczucie człowieka*.

ATLAS WARSZAWY

- 1 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1993, *Struktury demograficzne i gospodarstw domowych*.
- 2 – Węclawowicz G., Książak J., 1994, *Struktury wykształcenia i zatrudnienia ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 3 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1995, *Warunki mieszkaniowe ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 4 – Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Środowisko fizyczno-geograficzne – niektóre zagadnienia*.
- 5 – Węclawowicz G., Jarosz A., Śleszyński P., 1998, *Wybory parlamentarne 1991 i 1993*.
- 6 – Misztal S., 1998, *Przekształcenia struktury przemysłu Warszawy*.
- 7 – Potrykowska A., Śleszyński P., 1999, *Migracje wewnętrzne w Warszawie i województwie warszawskim*.
- 8 – Luniak M., Nowicki W., Kozłowski P., Plit J., 2001, *Ptaki Warszawy 1962–2000*.

Sprzedaż i prenumeratę publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

– Księgarnia DHN Sp. z o.o. PAN, ul. Szczęśliwicka 2/17, 02–352 Warszawa, tel./fax 22/822–98–69; tel. 22/658–15–58.

– Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, ul. Krakowskie Przedmieście 7, 00–068 Warszawa, tel. 826–18–35.

Zebrane w niniejszym tomie Prac Geograficznych artykuły są rozszerzonymi wersjami niektórych referatów wygłoszonych podczas Sympozjum "*Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych*", które odbyło się 21-22 października 2004 roku w Toruniu.

Głównym celem Sympozjum była dyskusja nad skutkami naturalnych i antropogenicznych zmian zachodzących w środowisku przyrodniczym w różnych skalach czasowych i przestrzennych. Jej podstawą były rekonstrukcje paleogeograficzne i analizy współczesnych przekształceń środowiska.

Problematyka przedstawiona w artykułach ma wybitnie multidyscyplinarny charakter. Można ją jednak podzielić na cztery główne bloki tematyczne. Dotyczą one zagadnień rozwoju paleogeograficznego obszarów Niżu Środkowoeuropejskiego i Tybetu w okresie czwartorzędu, zmian cyrkulacji atmosferycznej w strefie Północnego Atlantyku i ich konsekwencji, wpływu różnych form antropopresji na funkcjonowanie i współczesny stan jezior, rzek i zbiorników zaporowych, wykorzystania różnych podejść metodycznych w rekonstrukcjach paleogeograficznych i badaniach współczesnego środowiska przyrodniczego.

PRACE GEOGRAFICZNE - 200

<http://rcin.org.pl>