

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

Mirostaw Błaszczewicz

**PÓŻNOGLACJALNA I WCZESNOHOLOCEŃSKA  
EWOLUCJA OBNIŻEŃ JEZIORNÝCH  
NA POJEZIERZU KOCIEWSKIM  
(WSCHODNIA CZĘŚĆ POMORZA)**



Warszawa 2005

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 różnicowanie czynników pedogenicznych*, 2002, s. 189, 44 il., 31 tab.
183. Lankauf K.R., *Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (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 różnicowanie 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 fizyczno-geograficznego. Podstawy teoretyczne i analiza porównawcza stosowanych metod*, 2004, s. 258, 65 il., 67 tab.
200. Mirosław Błaszkiwicz, Piotr Gierszewski (red.), *Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych*, 2005, s. 395 + 6, 100 il., 21 tab., 32 fot.

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

**PRACE GEOGRAFICZNE NR 201**

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 201

LATE GLACIAL AND EARLY HOLOCENE EVOLUTION  
OF THE LAKE BASINS IN THE KOCIEWSKIE LAKELAND  
(EASTERN PART OF THE POMERANIAN LAKELAND)

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

PRACE GEOGRAFICZNE NR 201

**Mirostaw Błaszkiwicz**

PÓŻNOGLACJALNA I WCZESNOHOLOCEŃSKA  
EWOLUCJA OBNIŻEŃ JEZIORNÝCH  
NA POJEZIERZU KOCIEWSKIM  
(WSCHODNIA CZĘŚĆ POMORZA)



WARSZAWA 2005  
<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:

Adam Kotarba, Jan Szupryczyński

## 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: Wiesław Stepień

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2005

PL ISSN 0373-6547  
ISBN 83-87954-56-X

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

## SPIS TREŚCI

1. Wstęp .....	7
1.1. Zarys problemu i cel badań .....	7
1.2. Obszar, stanowiska badawcze i stan badań .....	9
1.3. Metody badań .....	13
2. Charakterystyka geologiczno-geomorfologiczna obszaru badań .....	21
2.1. Wykształcenie czwartorzędu .....	21
2.2. Zasięg i charakter lądolodu fazy pomorskiej .....	25
2.3. Recesja lądolodu fazy pomorskiej .....	26
2.4. Genetyczne typy mis jeziornych .....	29
3. Analiza osadów i form glacialimnicznych i limnicznych na wybranych obszarach i stanowiskach badawczych .....	33
3.1. Zastoisko gniewskie z wytopiskiem Ciepłe .....	33
3.2. Stanowiska w dolinie Więcisy .....	49
3.2.1. Rynna subglacialna k. Skarszew .....	51
3.2.2. Rynna subglacialna k. Wilczych Gór .....	58
3.2.3. Rynna subglacialna k. Wolnego Dworu .....	64
3.3. Stanowiska w dolinie Wdy .....	68
3.3.1. Rynna subglacialna Jezior Borzechowskich na styku z doliną Wdy ..	68
3.3.2. Rynna subglacialna k. Czarnego .....	85
3.3.3. Rynna subglacialna k. Wiecka .....	89
3.4. Rynna subglacialna k. Czechowa i kocioł eworsyjny z Jeziorem Czechowskim .....	95
3.5. Rynna subglacialna z jeziorem Zawada .....	104
3.6. Rynna subglacialna k. Więckowych .....	110
4. Relacje pomiędzy sedymentacją glacialimniczną a limniczną w obniżeniach jeziornych .....	119
4.1. Jeziora glacialne .....	119
4.2. Osady glacialimniczne w obniżeniach jeziornych .....	122
5. Powiązanie ewolucji mis jeziornych z rozwojem dolin rzecznych na badanym obszarze .....	125
5.1. Dolina Wierzycy .....	126
5.2. Dolina Więcisy .....	128
5.3. Dolina Wdy .....	128
5.4. Tendencje rozwojowe w dolinach rzecznych .....	131
6. Rola brył martwego lodu w morfogenezie mis jeziornych – różnowiekowe generacje jezior .....	135
6.1. Późnoglacialne i wczesnoholocenijskie generacje jezior .....	138
6.1.1. Jeziora przedallerödskie .....	138

6.1.2. Jeziora kompleksu bölling–alleröd .....	143
6.1.3. Jeziora wczesnoholoceńskie .....	147
6.2. Przyczyny różnowiekowości jezior .....	148
6.3. Wieloletnia zmarzlina a konserwacja obniżeń bryłami martwego lodu lodowcowego .....	154
7. Etapy rozwojowe w późnoglacialnej i wczesnoholoceńskiej ewolucji obniżeń jeziornych – podsumowanie .....	159
Late Glacial and Early Holocene evolution of the lake basins in the Kociewskie Lakeland (eastern part of the Pomeranian Lakeland) – Summary .....	189



## 1. WSTĘP

### 1.1. ZARYS PROBLEMU I CEL BADAŃ

Osady i powiązane z nimi formy akumulacji jeziornej są jednym z powszechniejszych elementów rzeźby na młodoglacjalnym obszarze Polski. Stanowią one jednocześnie bardzo czuły indykator zmian środowiskowych. Z tego też względu ich kompleksowa analiza ma znaczący udział w badaniach paleogeograficznych. Rozwój badań paleolimnologicznych był w dużym stopniu uzależniony od wprowadzania nowych metod badawczych osadów jeziornych, oraz od stosowanych technik poboru rdzeni. Niewątpliwie przełomowym momentem w historii polskich badań osadów jeziornych było skonstruowanie przez dr. Kazimierza Więckowskiego sondy rdzeniowej do pobierania osadów jeziornych o nienaruszonej strukturze (Więckowski 1959, 1966, 1970). Wcześniejsze badania osadów i form jeziornych ograniczały się z reguły do stref litoralnych mis jeziornych (Galon 1936; Słowański 1961), natomiast w przypadku profundalu jezior do analiz osadów powierzchniowych (Stangenberg 1938). Sonda wg konstrukcji K. Więckowskiego stworzyła możliwość pobierania długich, ciągłych rdzeni osadów jeziornych z dużych głębokości. Stało się to impulsem do coraz szerszych, interdyscyplinarnych badań osadów jeziornych, których aktualnym ukoronowaniem w Polsce jest analiza osadów dennych jeziora Gościąg (Ralska-Jasiewiczowa, Goslar i in. 1998). Badania te w większości przypadków ukierunkowane są głównie na lokalne, regionalne i ponadregionalne rekonstrukcje paleobotaniczne i paleoklimatyczne. Wniosły one także szereg nowych danych na temat morfogenezy i ewolucji mis jeziornych.

O ile holocenna historia jezior, szczególnie w kontekście zmian hydrologicznych, została w trakcie tych badań stosunkowo szczegółowo rozpoznana, to nadal problematyczne są zagadnienia związane z późnoglacjalną ewolucją mis jeziornych. W sposób szczególny dotyczy to przebiegu procesów wytopiskowych oraz określenia wieku jezior, czy też różnych generacji jezior w poszczególnych obniżeniach. Coraz większa liczba badanych obniżeń jeziornych wskazuje na bardzo duże zróżnicowanie w tym zakresie. Obok dominującej grupy jezior, które powstały w szeroko rozumianym kompleksie bölling–alleröd udokumentowano także starsze, przedallerödskie generacje jezior oraz jeziora, których funkcjonowanie rozpoczęło się dopiero na początku holocenu

(m.in. Kozarski 1963; Więckowski 1966, 1968, 1993b; Stasiak 1971; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988; Niewiarowski 1989, 1995a, 2003; Nowaczyk 1994a; Nowaczyk i in. 1999; Ralska-Jasiewiczowa, Goslar i in. 1998; Florek i in. 1999; Wojciechowski 2000). Autor niniejszej rozprawy, podczas opracowywania pracy doktorskiej, prowadził badania w poligenetycznej dolinie Wierzycy, położonej na zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej (Błaszkiwicz 1998). Wskazały one na znaczny udział późnoglacialnych i holocenijskich generacji jezior w ewolucji doliny. W pracy tej zaakcentowano także dużą rolę brył martwego lodu w późnoglacialnej morfogenezie jeziornych basenów sedymentacyjnych. Zasugerowano również, iż wytapianie się martwego lodu w obniżeniach rozpoczęło się już wraz z ustępowaniem lądolodu i w niektórych przypadkach trwało, aż do początku holocenu.

Na podstawie prac przeprowadzonych w dolinie Wierzycy można wskazać na duże zróżnicowanie obniżeń jeziornych z punktu widzenia przebiegu ich późnoglacialnej i wczesnoholocenijskiej ewolucji. Fakt ten zainspirował autora do rozszerzenia badań na misy jeziorne położone w innych sytuacjach geomorfologicznych i hydrologicznych, aby poprzez analizę porównawczą dokonać także próby ustalenia przyczyn owego zróżnicowania morfogenetycznego oraz wyjaśnienia wzajemnych relacji pomiędzy różnowiekowymi jeziorami. Badania ukierunkowano na odtwarzanie procesów, które zachodziły w obniżeniach jeziornych pomiędzy recesją ostatniego lądolodu, a ostatecznym wytopieniem się pogrzebanego martwego lodu, czyli momentem pełnego ukształtowania się mis jeziornych. W stosunku do wyróżnionych przez B. Nitza (1984) sześciu faz rozwojowych w obniżeniach na obszarach Niżu Środkowoeuropejskiego: 1) utworzenie (założenie) obniżeń, 2) topnienie (zanik) lądolodu, 3) konserwacja obniżeń martwym lodem, 4) wytapianie się martwego lodu, 5) wypełnianie obniżeń osadami jeziornymi (funkcjonowanie jezior), 6) koluwalna (zanik jezior), problemy podejmowane w niniejszej rozprawie obejmują fazę drugą, trzecią, czwartą i początek piątej. Z punktu widzenia natężenia procesów geomorfologicznych jest to, poza samym aktem utworzenia obniżeń, najbardziej dynamiczny i jednocześnie najmniej rozpoznany okres w ich ewolucji. Tak określone ramy czasowe wymagały włączenia do rozważań problematyki sedymentacji glacialimnicznej w obniżeniach. Obok analiz samych obniżeń jeziornych zwrócono również szczególną uwagę na ich relacje z formami rzeźby, występującymi w sąsiedztwie. Bardzo istotny, z punktu widzenia morfogenezy obniżeń jeziornych, okazał się ich stosunek do sieci rzeczno-dolinnej.

Zasadniczymi celami zarysowanych powyżej badań są:

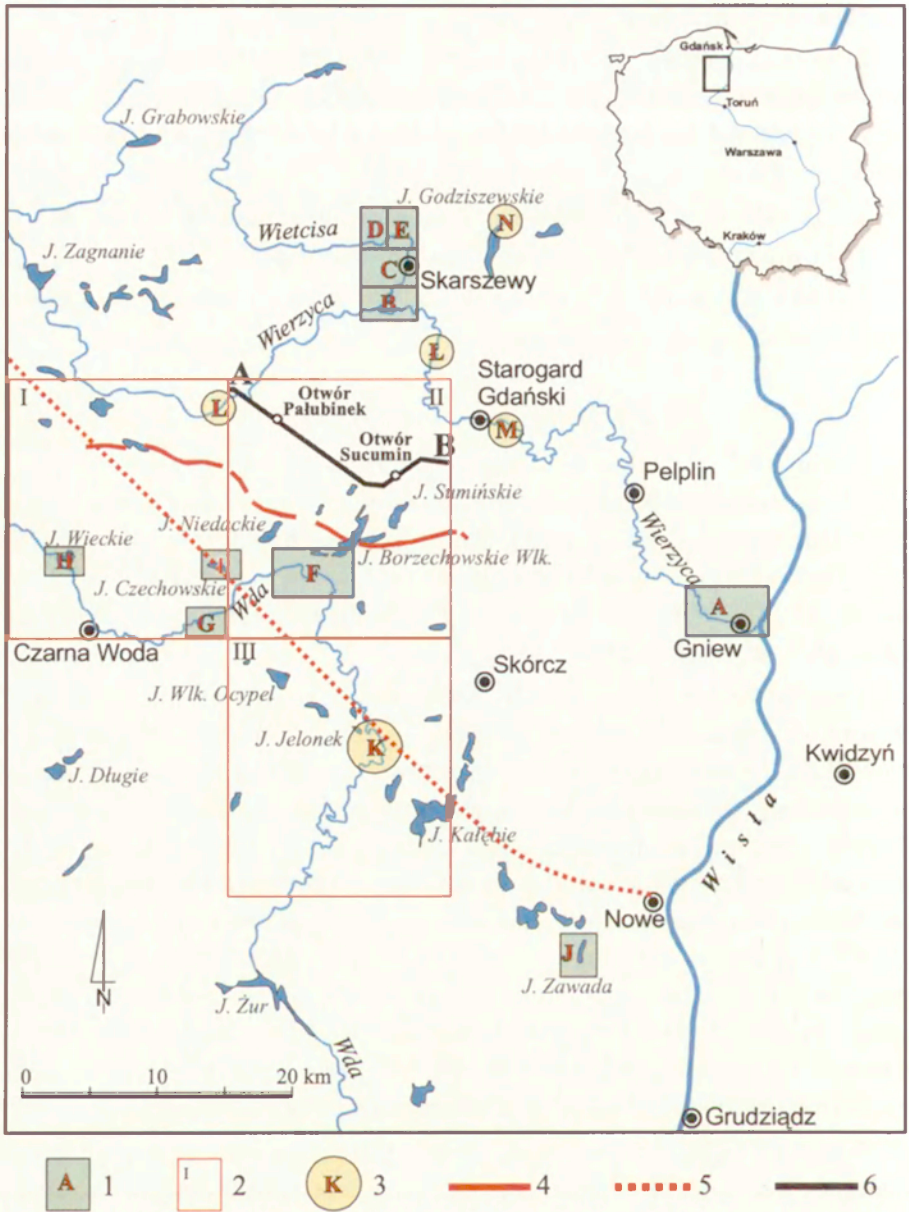
1. Ustalenie relacji pomiędzy sedymentacją glacialimniczną a limniczną w obniżeniach jeziornych i na obszarach zastoiskowych.
2. Określenie początku sedymentacji jeziornej w analizowanych obniżeniach jeziornych.
3. Określenie roli brył martwego lodu w ewolucji obniżeń jeziornych.
4. Powiązanie ewolucji jezior z kształtowaniem się sieci rzecznej.
5. Odtworzenie etapów rozwojowych w późnoglacialnej i wczesnoholoceńskiej ewolucji obniżeń jeziornych.

## 1.2. OBSZAR, STANOWISKA BADAWCZE I STAN BADAŃ

Według podziału Polski na mezoregiony fizycznogeograficzne (Kondracki 1994) obszar badań obejmuje Pojezierze Starogardzkie i północno-wschodnią część Borów Tucholskich (ryc. 1). Obszar ten w pełni pokrywa się z granicami regionu etniczno-kulturowego zwanego Kociewiem (Milewski 1984; Landowski 1999), a w niektórych opracowaniach także Pojezierzem Kociewskim (Augustowski 1974, 1982).

Autor w tym miejscu chciałby podzielić się pewną osobistą refleksją. W ostatnich latach obserwuje się szybki wzrost tożsamości regionalnej Kociewiaków. Od pewnego czasu organizowane są cykliczne Kongresy Kociewskie promujące ten piękny, zróżnicowany morfogenetycznie region i jego mieszkańców. Badania geomorfologiczne i geologiczne na Ziemi Kociewskiej prowadzą już od prawie dwudziestu lat. Na tym obszarze wykonałem pracę doktorską (Błaszkiwicz 1988), trzy arkusze *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 i przygotowałem rozprawę habilitacyjną. W czasie prac terenowych zawsze spotykam się z życzliwością i gościnnnością mieszkających tu ludzi. Częste pobyty na Kociewiu spowodowały, iż stałem się Kociewiakiem z wyboru. Stąd też w tytule niniejszej rozprawy w pełni świadomie nazwałem obszar swoich badań Pojezierzem Kociewskim.

Przed przystąpieniem do badań terenowych zebrano dostępne archiwalne materiały geologiczne (wiercenia hydrogeologiczne i badawcze, dokumentacje surowcowe i inżynierskie, dokumentacje torfowe) z Archiwum Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach, Centralnego Archiwum Wierceń w Państwowym Instytucie Geologicznym w Warszawie oraz Archiwum Geologa Wojewódzkiego w Gdańsku. Kolejnym etapem prac był wybór obszarów badawczych do szczegółowych badań geologiczno-geomorfologicznych. W tym celu po kameralnej analizie zebranych materiałów geologicznych przeprowadzono pilotażowe prace terenowe, w tym przede wszystkim obserwacje morfologiczne oraz sondażowe wiercenia ręczne. Bezpośrednim



Ryc. 1. Położenie obszaru badań. 1 – obszary testowe: A – zastoisko gniewskie z wytopiskiem Ciepłe, B – rynna subglacjalna k. Więckowych, C – rynna subglacjalna k. Skarszew, D – rynna subglacjalna k. Wolnego Dworu, E – rynna subglacjalna k. Wilczych Gór, F – rynna subglacjalna Jezior Borzechowskich na kontakcie z doliną Wdy, G – rynna subglacjalna k. Czarnego, H – rynna subglacjalna k. Wiecka, I – rynna subglacjalna k. Czechowa i kocioł eworsyjny z Jeziorem Czechowskim, J – rynna subglacjalna z jeziorem Zawada; 2 – obszary wykonanych przez autora *Szczegółowych map geologicznych Polski* w skali 1:50 000: 1 – arkusz Stara Kiszewa

efektem tych prac był wybór następujących obszarów testowych do dalszych badań terenowych (ryc. 1):

- zastoisko gniewskie z wytopiskiem Ciepłe (ryc. 1 – A),
- rynna subglacjalna k. Skarszew (ryc. 1 – C),
- rynna subglacjalna k. Wilczych Gór (ryc. 1 – E),
- rynna subglacjalna k. Wolnego Dworu (ryc. 1 – D),
- rynna subglacjalna Jezior Borzechowskich na kontakcie z doliną Wdy (ryc. 1 – F),
- rynna subglacjalna k. Czarnego (ryc. 1 – G),
- rynna subglacjalna k. Wiecka (ryc. 1 – H),
- rynna subglacjalna k. Czechowa i kocioł eworsyjny z Jeziorem Czechowskim (ryc. 1 – I),
- rynna subglacjalna z jeziorem Zawada (ryc. 1 – J).

Do stanowisk badawczych zaprezentowanych w niniejszej pracy włączono także fragment rynny subglacjalnej k. Więckowych, wykorzystywanej przez Wierzycę (ryc. 1 – B). Stanowisko to autor udokumentował już wcześniej (Błaszkiwicz 1998). Jednakże przeprowadzono tutaj szereg nowych, uzupeł-

---

(Błaszkiwicz 1999), II – arkusz Zblewo (Błaszkiwicz 2003a), III – arkusz Osiek (Błaszkiwicz w opracowaniu); 3 – cytowane stanowiska badawcze: K – sucha dolina Wdy k. Leśniczówki Szłaga (Błaszkiwicz – ark. Osiek – w opracowaniu), L – depresja końcowa k. Starej Kiszewy ze stanowiskiem Boże Pole Szlacheckie (Błaszkiwicz 1998), Ł – rynna subglacjalna k. Linowca (Błaszkiwicz 1998), M – rynna subglacjalna „Kochanka” k. Starogardu Gdańskiego (Błaszkiwicz 1998), N – torfowisko przy Jeziorze Godziszewskim (Miotk 1986); 4 – przebieg fazy pomorskiej według badań autora (Błaszkiwicz 1999, 2003a); 5 – przypuszczalny przebieg fazy pomorskiej w centralnej części lobu Wisły według L. Roszko (1968); 6 – lokalizacja przekroju geologicznego.

Location of the study area. 1 – testing areas: A – ice margin basin of Gniew with the kettle of Ciepłe, B – subglacial channel near Więckowy, C – subglacial channel near Skarszew, D – subglacial channel near Wolny Dwór, E – subglacial channel near Wilcze Góry, F – subglacial channel of Borzechowskie Lakes at the limits of the valley of the River Wda, G – subglacial channel near Czarne, H – subglacial channel near Wiecko, I – subglacial channel near Czechowo and the pothole of Lake Czechowskie, J – subglacial channel with Lake Zawada; 2 – area included within the detailed geological maps of Poland compiled by the author at the scale of 1 : 50 000: I – map sheet of Stara Kiszewa (Błaszkiwicz 1999), II – map sheet of Zblewo (Błaszkiwicz 2003a), III – map sheet of Osiek (Błaszkiwicz; being compiled); 3 – research stations quoted in the paper: K – dry valley of the River Wda near Leśniczówka Szłaga (Błaszkiwicz – map sheet of Osiek – being compiled), L – end depression near Stara Kiszewa with the research station in Boże Pole Szlacheckie (Błaszkiwicz 1998), Ł – subglacial channel near Linowiec (Błaszkiwicz 1998), M – subglacial channel „Kochanka” near Starogard Gdański (Błaszkiwicz 1998), N – peatbog by Lake Godziszewskie (Miotk 1986); 4 – course of the Pomeranian phase according to the author (Błaszkiwicz 1999, 2003a); 5 – presumable course of the Pomeranian phase in the central part of the Vistula's lob according to L. Roszko; 6 – location of the geological cross-section

niających badań, m.in. wykonano kolejny przekrój geologiczny przez dno rynny oraz dwa przekroje w rzeczonym odcinku erozyjnym doliny, bezpośrednio sąsiadującym z rynną. Pobrane osady z dna rynny poddano następnie analizom radiowęglowym, palinologicznym i teksturalnym. Badania te w sposób znaczący wzbogaciły wcześniejsze obserwacje (Błaszkiwicz 1998).

Według definicji hydrologicznych misa jeziorna obejmuje najniższą część obniżenia, będącą w zasięgu oddziaływania wód jeziornych (Choiński 1988; 1995; Bajkiwicz-Grabowska, Mikulski 1998). Przeprowadzone badania w obrębie w/w obiektów wykazały bardzo dużą przestrzenną zmienność jezior, szczególnie w okresie późnoglacialnym. Ponadto w większości badanych obniżen powyżej najstarszych form jeziornych występują także formy o genezie glacialnej, glaciofluwialnej i glacialimniczej, które również były przedmiotem badań. Stąd też autor w tytule niniejszej rozprawy dla wszystkich rozpatrywanych obniżen zastosował szersze określenie „obniżenia jeziorne”. Należy pod nim rozumieć całość form wklęsłych, będących w przeszłości, bądź obecnie zajętych przez wody jeziorne, od ich górnych załomów, aż po najniższe partie.

Problematyka dotycząca morfogenezy i ewolucji obniżen jeziornych na badanym obszarze nie była dotychczas przedmiotem szczegółowych badań. Pewne zagadnienia związane przede wszystkim z wiekiem jezior (obecność jezior przedallerödskiej generacji) oraz procesem wytapiania się martwego lodu, pogrzebanego w dnach obniżen jeziornych poruszone zostały w pracy dotyczącej rozwoju geomorfologicznego doliny Wierzycy (Błaszkiwicz 1998). Z badanego obszaru, poza doliną Wierzycy, brakuje również stanowisk osadów jeziornych opracowanych pod względem paleobotanicznym. Wyjątkiem są opracowane palinologicznie osady jeziorne znajdujące się na obrzeżu Jeziora Godziszewskiego, na północ od Starogardu Gdańskiego (Miotk 1986) i osady jeziorne wypełniające misę jeziora Zawada (Noryskiwicz 2004). Pod tym względem obszar badań wyraźnie odbiega od terenów sąsiednich, gdzie pod różnym kątem opracowano stosunkowo dużą ilość stanowisk osadów jeziornych. Dotyczy to przede wszystkim centralnej i południowej części Borów Tucholskich, Równiny Charzykowskiej, a także południowej części Pojezierza Kaszubskiego (m.in. Słowański 1961; Gołębiewski 1976; Hjelmroos-Ericsson 1981; Hjelmroos 1982; Koutaniemi, Rachocki 1981; Bogaczewicz-Adamczak 1990, 1994a, b; Berglund i in. 1993; Miotk-Szpiganowicz 1994 a, b; Nowaczyk 1994a, b,c,d; Milecka, Bogaczewicz-Adamczak, Bubak 2002; Milecka, Szeroczyńska 2002).

Prace badawcze związane z niniejszą rozprawą autor prowadził w latach 1998–2004, w ramach:

– realizacji projektu badawczego nr 6 PO4E 040 15 „*Geneza i ewolucja jeziornych basenów sedymentacyjnych w późnym vistulianie i wczesnym holo-cenie na obszarze wschodniej części Pomorza*”, finansowanego przez Komitet Badań Naukowych,

– wykonywania na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000, arkusz Stara Kiszewa (Błaszkiwicz 1999), arkusz Zblewo (Błaszkiwicz 2003a) i arkusz Osiek (Błaszkiwicz – w realizacji), (ryc. 1),

– badań statutowych Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk w Warszawie, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu w Toruniu.

### 1.3. METODY BADAŃ

#### PRACE TERENOWE – KARTOWANIE GEOMORFOLOGICZNO-GEOLOGICZNE

Po wybraniu obszarów do badań szczegółowych, główną czynnością wykonywaną w terenie było, prowadzone w ich obrębie, kartowanie geomorfologiczne na podkładach topograficznych w skali 1:25 000, a w przypadku już samych obniżen jeziornych 1:10 000. Obserwacje morfologiczne uzupełniano punktami dokumentującymi wykształcenie litofacjalne osadów. Do tego celu wykorzystywano wszelkiego rodzaju odslonięcia, wyrobiska, sondy ręczne i mechaniczne oraz w kilku przypadkach także sondy „Geoprobe”. Do sporządzania map geomorfologicznych testowych obszarów badawczych wykonano i opisano łącznie ponad tysiąc punktów dokumentacyjnych. Przy opisie osadów wodnolodowcowych i lodowcowych, na podstawie określonej litologii oraz występujących w ich obrębie struktur sedymentacyjnych i kontaktów pomiędzy poszczególnymi jednostkami, korzystano z szeroko stosowanego kodu litofacjalnego według klasyfikacji A.D. Miała (1977, 1978); D.J. Canta (1978); B.R. Rusta (1978) z modyfikacjami T. Zielińskiego (1992, 1993, 1995) (tab. 1).

Bardzo ważnym elementem w terenowych pracach badawczych było wykonywanie wierceń w osadach jeziornych i torfowych sondą rdzeniową według konstrukcji K. Więckowskiego (Więckowski 1970), znajdującą się na wyposażeniu Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN w Toruniu. Jest to sonda tłokowa dająca możliwość pobierania nienaruszonych rdzeni osadów biogenicznych do głębokości 30 m. W przypadku jezior osady pobierano najczęściej w sezonie zimowym z lodu, a w kilku sytuacjach także latem przy pomocy specjalnej platformy pływającej, życzliwie udostępnianej autorowi przez prof. W. Chudziaka i M. Domańskiego z Instytutu Archeologii UMK. Łącznie sondą wykonano około 1500 mb. wierceń. Wiercenia te loko-

Tabela 1. System kodowania litofacjalnego za T. Zielińskim (1995), częściowo zmieniony przez autora

T E K S T U R A	
D	diamikton
G	żwir o zwartym szkielecie ziarnowym
GS	żwir piaszczysty o rozproszonym szkielecie ziarnowym
S	piasek
SD	piasek diamiktonowy
SG	piasek żwirowy
SF	piasek mułkowy
FS	mułek piaszczysty
F	mułek / ił
S T R U K T U R A	
m	masywna
h	pozioma laminacja
v	rytm warwowy
r	przekątna laminacja riplemarkowa
p	płaskie (tabularne) warstwowanie przekątne
t	rynnowe warstwowanie przekątne
l	niskokątowe warstwowanie przekątne
s	struktura warstwowa (tylko dla diamiktonów)
d	<i>dropstones</i> (osady z napławiania)



wano głównie wzdłuż linii przekrojowych przez misy jeziorne. Są one zasadniczym źródłem informacji o wykształceniu litofacjalnym osadów wypełniających poszczególne jeziorne baseny sedimentacyjne. W celu uszczegółowienia linii przekrojowych, obok wierceń sondą według konstrukcji Więckowskiego, wykonywano także dodatkowe sondowania świdrem produkcji holenderskiej Eijkelkamp.

Już w trakcie wierceń opisywano podstawowe cechy fizyczno-chemiczne wydobytych osadów jeziornych (m.in. barwę, wykształcenie strukturalne, konsystencję, makroskopowo widoczne fragmenty roślinne i zwierzęce, przewarstwienia mineralne, reakcję z kwasem solnym). Za torf uznano, zgodnie z pracami M. Succowa (1988) oraz M. Succowa i M. Joostena (2001), utwor sedentacyjnej genezy o zawartości substancji organicznej co najmniej 30%. Termin sedentacja oznacza w tym kontekście gromadzenie substancji organicznej w miejscu jej powstawania (por. Succow 1988; Prusinkiewicz 1999; Tobolski 2000a, 2004). Ostateczne określenie typów osadów jeziornych uzyskanych z wierceń następowało dopiero po przeprowadzeniu badań laboratoryjnych, na podstawie proporcji trzech głównych składników osadu: zawartości materii organicznej, węglanów i bezwapiennych części mineralnych. W literaturze poświęconej osadom jeziornym istnieje szereg mniej lub bardziej rozbudowanych klasyfikacji (m.in. Troels-Smith 1955; Merkt i in. 1971; Markowski 1980; Rzepecki 1983).

Dla celów niniejszej pracy w nazewnictwie gytii zastosowano bardzo prostą i przejrzystą klasyfikację M. Succowa (1988) z modyfikacjami K. Kaisera (2001):

Gytie organiczne: > 30% substancji organicznej, < 30% węglanów

Gytie węglanowe: < 30% substancji organicznej, >30% węglanów

Gytie węglanowo-organiczne: > 30% substancji organicznej, >30% węglanów

Gytie mineralno-organiczne/węglanowe: 5–30% substancji organicznej, 5–30% węglanów

W przypadku gytii, w których zawartość węglanów przekraczała 80% stosowano termin kreda jeziorna (Markowski 1980).

#### PRACE LABORATORYJNE

Analizy zawartości materii organicznej były wykonywane zgodnie z procedurą zalecaną przez L. Bengtssona i M. Enella (1986) najpierw poprzez w/suszenie próby w temperaturze 105 °C, a następnie przez określenie strat na prażeniu w temperaturze 550 °C.

Analizy zawartości węglanów określano poprzez dalsze wyprażanie w temperaturze 925 °C przez 4 godziny, a dla części prób także stosując metodę Scheiblera.

Analizy składu granulometrycznego, przede wszystkim osadów zastoiska gniewskiego wykonywano przy pomocy laserowego analizatora uziarnienia typu Analysette firmy Fritsch (Kasza 1992).

#### DATOWANIA I ANALIZY PALEOBOTANICZNE – PODSTAWY STRATYGRAFII PÓZNEGO GLACJAŁU I WCZESNEGO HOLOCENU

Podstawową metodą, która służyła zagadnieniom chronostratygraficznym były analizy palinologiczne wykonywane przez dr Bożenę Noryśkiewicz z Instytutu Geografii UMK w Toruniu. Łącznie przeprowadzono ponad 300 analiz palinologicznych w osadach torfowych i jeziornych. Palinologicznie datowano z reguły torfy bazalne i spągowe części osadów jeziornych, aż do momentu pojawienia się w profilach osadów wczesnoholoceńskich. W niniejszej pracy świadomie zrezygnowano z zamieszczania uzyskanych diagramów pyłkowych. Głównym celem przeprowadzonych analiz palinologicznych było datowanie zdarzeń i procesów geomorfologicznych zachodzących w obniżeniach jeziornych. Jednak zebrano na tyle interesujący materiał dotyczący rozwoju roślinności na badanym obszarze w późnym glacie i wczesnym holoenie, iż będzie on przedmiotem odrębnej publikacji przygotowywanej wspólnie z dr Bożeną Noryśkiewicz.

Dla celów niniejszej pracy wykonano 15 datowań radiowęglowych. Wszystkie związane z tym analizy przeprowadzone zostały w Laboratorium C-14 w Gliwicach, kierowanym przez Prof. dr hab. Annę Pazdur. Radiowęglowo datowano wyłącznie osady torfowe i wykonywano jednocześnie ich analizy palinologiczne. Z piętnastu uzyskanych dat radiowęglowych tylko jedna okazała się znacznie rozbieżna z analizą palinologiczną. W tym przypadku za obowiązujący do rozważań chronostratygraficznych przyjęto wynik analizy palinologicznej. Słuszność takiego postępowania została potwierdzona kolejnym datowaniem palinologicznym i radiowęglowym osadów pochodzących z najbliższego sąsiedztwa wcześniej datowanego fragmentu rdzenia. Wszystkie cytowane daty reprezentują radiowęglowy wiek konwencjonalny BP.

Aktualnie w literaturze toczy się ożywiona dyskusja na temat czasu i następstw poszczególnych jednostek chronostratygraficznych późnego glaciału, szczególnie w obrębie jego starszej części. Podstawą do tej dyskusji są przede wszystkim analizy laminowanych osadów jeziornych (Goslar 1998; Zolitschka 1998; Litt, Stebich 1999; Merkt, Müller 1999; Litt i in. 2001), a także odniesienia do grenlandzkich rdzeni lodowych (Johnsen i in. 1992; Stuiver i in. 1995). Wyniki analiz palinologicznych stanowisk późnoglacialnych osadów

jeziornych zaprezentowanych w niniejszej pracy oraz uzyskane dla nich konwencjonalne daty radiowęglowe nie upoważniają do zajmowania zdecydowanego stanowiska w tej dyskusji. Stąd też dla celów chronostratygraficznych autor posługuje się, szeroko stosowaną w opracowaniach palinologicznych, nomenklaturą wprowadzoną przez J. Iversena (1954) – za M. Ralską-Jasiewiczową (1991) i wprowadzonymi dla niej granicami czasowymi przez J. Mangeruda i in. (1974).

Jednak, jak już wcześniej zaznaczono, podstawowym narzędziem zastosowanym w niniejszej pracy do oznaczania czasu powstania osadów były analizy palinologiczne. Stąd też poszczególne jednostki późnego glaciału: najstarszy dryas, bölling, starszy dryas, alleröd, młodszy dryas oraz wczesnego holocenu: preboreał i boreał, należy traktować przede wszystkim jako biozony. Dla starszej części późnego glaciału przyjęto modyfikację polegającą na łączeniu böllingu i allerödu w jeden kompleks interstadialny bölling–alleröd (Tobolski, Litt 1994; Tobolski 1998). Kierowano się w tym przypadku brakiem osadów starszego dryasu w analizowanych osadach biogenicznych późnego glaciału, występujących w jednoznacznych sekwencjach stratygraficznych. Jednocześnie dla osadów starszych od allerödu, a występujących w pewnych izolowanych sytuacjach (najczęściej w obrębie osadów mineralnych), bez ciągłości stratygraficznej z młodszymi osadami biogenicznymi, konsekwentnie stosowano termin osady przedallerödskie. Jest to jednak niezbyt precyzyjne określenie, zawierające w sobie możliwość akumulacji osadu zarówno w najstarszym dryasie (prebölling), jak i w böllingu. O ile rdzeń osadów laminowanych z jeziora Gościąż pełni ważną rolę w odniesieniach do podziału holocenu i młodszego glaciału, a szczególnie młodszego dryasu (Ralska-Jasiewiczowa, Goslar i in. 1998), to dla początku późnego glaciału nadal w Polsce brakuje pełnego profilu stratotypowego (Madeyska 1998).

Do określenia wieku kredy jeziornej ze stanowiska w Skarszewach zastosowano również metodę uranowo-torową. Stosowne pomiary dla dwóch prób wykonała dr Helena Hercman z Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie. Jednakże zbyt duży zakres czasowy pomiędzy uzyskanym, minimalnym a maksymalnym, wiekiem próbek uniemożliwił wykorzystanie dat dla celów chronostratygrafii późnego glaciału.

Wszystkie stanowiska z przedallerödskimi osadami węglanowymi poddane zostały analizom malakologicznym, które wykonała dr Jarmila Krzywińska z Oddziału Geologii Morza PIG w Gdańsku.

## PODZIĘKOWANIA

Niniejsza praca nie mogłaby powstać bez pomocy wielu osób i instytucji. W tym miejscu chciałbym serdecznie podziękować Prof. dr. hab. Janowi Szupczyńskiemu za inspirację do podjęcia badań oraz pomoc w tworzeniu warsztatu badawczego. Dziękuję również wszystkim koleżankom i kolegom z Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu w Toruniu IGiPZ PAN za dyskusje w czasie wewnętrznych zebrań naukowych i twórczą atmosferę w pracy.

Głównemu Koordynatorowi Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 dr. hab. Andrzejowi Berowi oraz koordynatorom regionalnym Prof. dr. hab. Aurelii Makowskiej, dr. hab. Stanisławowi Lisickiemu i dr. Wojciechowi Morawskiemu dziękuję za życzliwość i wyrozumiałość przy rozszerzaniu przeze mnie „problematyki jeziornej” na terenie realizowanych arkuszy oraz za zgodę na wykorzystanie w niniejszej pracy materiałów uzyskanych w czasie kartowania geologicznego.

W sposób szczególny wdzięczny jestem wszystkim osobom, które pomagały mi przy pracach terenowych: Andrzejowi Araźnemu, Mieczysławowi Banachowi, Arkadiuszowi Bartczakowi, Michałowi Błaszkiwiczowi, Dariuszowi Brykale, Michałowi Domańskiemu, Łukaszowi Grabanowi, Przemkowi Gruzlewskiemu, Tomkowi Jakubowskiemu, Olafowi Juschusowi, Jarosławowi Kordowskiemu, Piotrowi Leśniakowi, Henrykowi Urbanowiczowi, Adamowi Wałędze. Koledze Piotrowi Leśniakowi dziękuję również za pomoc w komputerowym przygotowaniu rycin do druku. Wyrazy podziękowania składam również Panu Wiesławowi Stępieniowi za wykonanie zdjęć fotograficznych z samolotu, które znacząco wzbogaciły część dokumentacyjną pracy.

Dr Bożenie Noryśkiewicz serdecznie dziękuję za wykonane analizy paleologiczne o najczęściej, „dla dobra profilu”, ponadnormatywnym zakresie od wcześniej ustalonego. Dr Jarmili Krzywińskiej dziękuję za przeprowadzenie analiz malakologicznych i terenowe dyskusje o paleośrodowiskowych warunkach życia poszczególnych gatunków.

Prof. dr. hab. Bernardowi Nitzowi dziękuję za życzliwość i opiekę naukową podczas mojego pobytu stypendialnego na Uniwersytecie Humboldta w Berlinie. Była to dla mnie okazja nie tylko do poznania problematyki jeziornej i rzecznej na młodoglacjalnym obszarze Niemiec, ale także możliwość przeprowadzenia wspólnych badań z dr. Olafem Juschusem w dolinie Sprewy. Kolegom: mgr. Andreasowi Börnerowi z Urzędu Geologicznego Meklemburgi i Przedniego Pomorza, dr. Olafowi Juschusowi z Uniwersytetu w Lipsku, dr. Knutowi Kaiserowi z Uniwersytetu w Marburgu i dr. Lutzowi Schirrmistrowi z Instytutu Alfreda Wegenera w Poczdamie dziękuję za wspólne prace badawcze, objazdy terenowe, wymianę literatury oraz odbyte konferencje na terenie Niemiec i Polski. <http://rcin.org.pl>

Serdeczne podziękowania składam Prof. Adamowi Kotarbie i Prof. Janowi Szupryczyńskiemu za recenzje wydawnicze oraz wiele cennych uwag merytorycznych i redakcyjnych, które pomogły w przygotowaniu pracy do druku. Jestem również bardzo wdzięczny mgr Ewie Jankowskiej za miłą i spokojną współpracę przy redakcyjnym przygotowaniu tekstu do druku.

Dziękuję mojej żonie i dzieciom za wyrozumiałość i wspieranie mnie w czasie wielokrotnych wyjazdów terenowych i w trakcie pisania pracy.

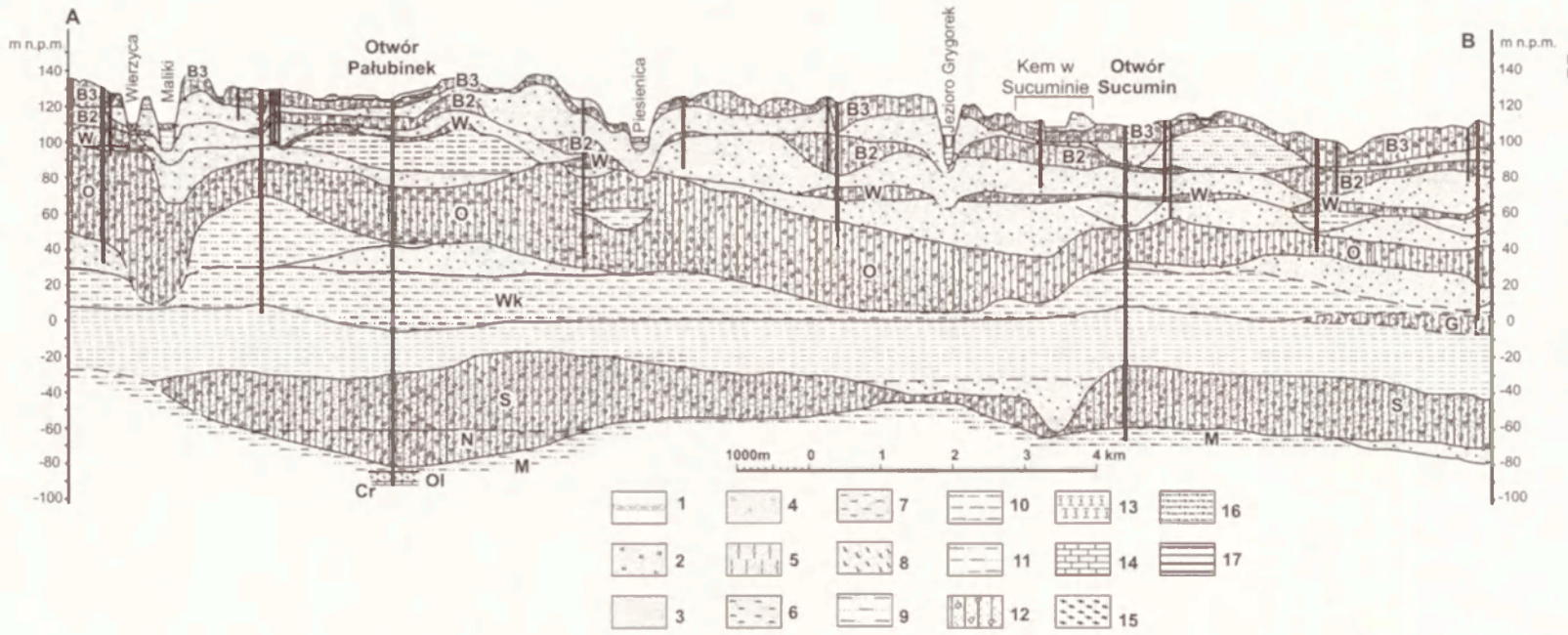


## 2. CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-GEOMORFOLOGICZNA OBSZARU BADAŃ

### 2.1. WYKSZTAŁCENIE CZWARTORZĘDU

Informacje na temat powierzchni podczwartorzędowej oraz wykształcenia utworów czwartorzędowych na obszarze badań pochodzą głównie z analizy Szczegółowych map geologicznych Polski w skali 1:50 000, arkusze: Kwidzyn (Kozłowska, Kozłowski 1985), Skórcz (Listkowska 1985), Gniew (Wrotek 1986), Starogard Gdański (Rabek 1987), Stara Kiszewa (Błaszkiwicz 1999), Zblewo (Błaszkiwicz 2003a), Skarszewy (Petelski 2003) i Osiek (Błaszkiwicz – w opracowywaniu). Powierzchnię podczwartorzędową tworzą z reguły osady mioceńskie wykształcone w postaci węglistych iłów i mułków z przewarstwieniami brunatnych piasków mułkowatych i mułków piaszczystych. We wschodniej części analizowanego obszaru na powierzchni tej odsłaniają się oligoceńskie piaski glaukonitowe, a w rejonie Gniewu także utwory górnej kredy. Morfologia powierzchni podczwartorzędowej, ze względu na małą ilość otworów przebijających czwartorzęd, jest bardzo słabo rozpoznana. Można tylko wskazać na generalne jej nachylenie z zachodu na wschód od rzędnych około 10 m n.p.m. w rejonie Starej Kiszewy do 100 m p.p.m. w okolicach Gniewu. Na załączonym do niniejszej pracy przekroju geologicznym (ryc. 2), w rejonie Pałubinka, widoczne jest szerokie, nieckowate obniżenie w powierzchni podczwartorzędowej. W rdzeniowanym wierceniu badawczym wykonanym na potrzeby Szczegółowej mapy geologicznej Polski arkusz Zblewo (Błaszkiwicz 2003a), usytuowanym w centralnej części tego obniżenia, stwierdzono bardzo zredukowaną, do niespełna 8 m, miąższość osadów trzeciorzędowych (ryc. 2, otwór Pałubinek). W wierceniu tym, w obrębie dolnych glin zwałowych nidy i sanu występuje bardzo duża ilość inkorporowanego mioceńskiego materiału burowęglowego. Fakty te w połączeniu z morfologią obniżenia mogą wskazywać na egzaracyjną i deformacyjną działalność lądolodów w starszym czwartorzędzie. Jednocześnie nie stwierdzono wyraźnych związków pomiędzy wykształceniem powierzchni podczwartorzędowej, a ukształtowaniem współczesnej rzeźby terenu.

Cały badany obszar pokryty jest grubym płaszczem osadów czwartorzędowych o średnich miąższościach w granicach 150–180 m (ryc. 2). W niektórych sytuacjach, jak np. w rejonie Pałubinka, miąższość czwartorzędu znacznie przekracza 200 m. Prześledzenie przewodnich poziomów lito-



Ryc. 2. Przekrój geologiczny na linii Maliki – Starogard Gdański, w centralnej części Pojezierza Starogardzkiego (uproszczony – Błaszkiwicz 2003a). 1 – bruk; 2 – żwiry i piaski; 3 – piaski; 4 – piaski żwirowate; 5 – piaski, żwiry i gliny; 6 – piaski pyłowate, piaski i mułki; 7 – piaski ilaste, piaski i ropy; 8 – piaski glaukonitowe; 9 – mułki piaszczyste; 10 – mułki ilaste, mułki i ropy; 11 – mułki, ropy i piaski; 12 – gliny zwałowe; 13 – kreda jeziorna; 14 – margle; 15 – torfy; 16 – gytie; 17 – namuły; Jednostki stratygraficzne: Cr – kreda; Ol – oligocen; M – miocen; N – zlodowacenie Nidy; S – zlodowacenie Sanu; G – zlodowacenie Wilgi; Wk – interglacjał wielki; O – zlodowacenie Odry; W – zlodowacenie warty; B2 – stadiał świecia (środkowy) zlodowacenia Wisły; B3 stadiał górny zlodowacenia wisły. Lokalizacja przekroju na rycinie 1.

Geological cross-section along the line from Maliki to Starogard Gdański, in the central part of the Starogardzkie Lakeland (simplified - Błaszkiwicz 2003a). 1 – debris; 2 – gravel and sand; 3 – sand; 4 – gravely sand; 5 – sand, gravel and clay; 6 – dusty sand, sand and loam; 7 – silty sand, sand and silt; 8 – glauconitic sand; 9 – sandy loam; 10 – clayey silt, loam and silt, 11 – loam, silt and sand; 12 – boulder clay; 13 – lacustrine chalk; 14 – marl; 15 – peat; 16 – gyttja; 17 – alluvium; Stratigraphic units: Cr – Cretaceous; Ol – Oligocene; M – Miocene; N – River Nida glaciation; S – River San glaciation; G – River Wilga glaciation; Wk – Great Interglacial; O – River Odra glaciation; W – River Warta glaciation; B2 – Świecie stage (middle) of the River Vistula glaciation; B3 – upper stage of the River Vistula glaciation. Location of the cross-section in figure 1.



stratygraficznych oraz ustalenie paleopowierzchni postglacjalnych, przy tak znacznych miąższościach czwartorzędu i braku dobrze rozpoznanych stanowisk z osadami interglacjalnymi, jest niezwykle utrudnione. Z tego też względu autor, w oparciu o przekrój geologiczny wykonany dla arkusza Zblewo (ryc. 2) tylko pokrótce przedstawi główne jednostki czwartorzędu w nawiązaniu do wydzielen stratygraficznych zaproponowanych w Instrukcji do *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 (Instrukcja 1996).

Najstarszy czwartorzęd na obszarze badań reprezentują osady zlodowaceń południowopolskich, wśród których wyróżniono trzy pokłady glin morenowych, związanych kolejno z transgresjami lądolodów Nidy, Sanu i Wilgi. Szczególnie istotny z punktu widzenia rzeźbotwórczej roli był lądolód Sanu. Pozostawił on po sobie nie tylko prawie ciągłą warstwę gliny morenowej, ale także ponad 30-metrową serię osadów zastoiskowych. Ich analiza miała dla autora szczególne znaczenie z punktu widzenia ewentualnych analogii paleośrodowiskowych do zastoiska gniewskiego, które będzie szerzej prezentowane w dalszej części pracy.

Powierzchnia stropowa tego potężnego, kopalnego zastoiska, w którym akumulowane były analizowane osady, jest stosunkowo wyrównana i występuje na wysokości od -5 do 10 m n.p.m. Osady zastoiskowe z reguły leżą bezpośrednio na glinach zwałowych zlodowacenia Sanu (ryc. 2). W obydwu nadzorowanych przez autora wierceniach badawczych (Pałubinek i Sucumin) pomiędzy właściwymi osadami zastoiskowymi, a poniżej leżącymi glinami zwałowymi stwierdzono około metrową warstwę inicjalnych osadów zastoiskowych. Jest ona złożona z naprzemianlegle ułożonych kilkucentymetrowych warstewek piasku gliniastego i lamin stalowego mułku ilastego o miąższościach 2–3 mm. Powyżej tych utworów występują już rytmicznie laminowane, szaro-stalowo-brązowe mułki ilaste i ilasto-piaszczyste z nieregularnymi przewarstwieniami bardzo cienkich laminek (filmów) piasku bardzo drobnoziarnistego. W partii spągowej osadów zastoiskowych (pierwsze dwa metry) spotyka się pojedyncze głaziki o średnicy do kilku centymetrów (ang. *dropstones* – osady z napławiania). Obecność tego typu klastów w obrębie laminowanych osadów mułkowo-ilastych związana jest z wytapianiem się materiału morenowego z pływających po zbiorniku gór lodowych (Brodzickowski 1992, 1993). Górną partię osadów zastoiskowych tworzą również laminowane, silnie zbite, szare i szaro-zielonkawe mułki piaszczyste i piaszczysto-ilaste, w stropie odwapnione.

Przeprowadzone analizy strukturalno-teksturalne wskazują, iż środowiskiem sedymentacyjnym dla analizowanych osadów było rozległe jezioro progla-  
 cjalne, początkowo o marginalnym charakterze z bezpośrednim sąsiedztwem krawędzi aktywnego lądolodu. Morfologicznym efektem sedymentacji zasto-

iskowej było prawie całkowite wyrównanie powierzchni terenu ukształtowanej w czasie recesji lądolodu Sanu. Można sądzić, iż to jezioro zastoiskowe miało co najmniej regionalny zasięg. Osady zastoiskowe, o zbliżonym wykształceniu litofacjalnym, dużych miąższościach oraz podobnej pozycji hipsometrycznej występują również na wschód od Starogardu Gdańskiego oraz w rejonie Skórcza. Jednakże zostały one tam stratygraficznie powiązane z interstadiem pilickim (Listkowska 1985; Rabek 1987).

Całość osadów zlodowaceń południowopolskich pokryta jest piaskami i mułkami rzeczno-jeziornymi interglacjału mazowieckiego, o miąższościach dochodzących do 30 m (ryc. 2). Osady te wykazują w kierunku stropu coraz wyższe wskaźniki eolizacji (Błaszkiwicz i in. 2004). Wskazuje to na przechodzenie, wraz ze zbliżającym się zlodowaceniem Odry, akumulacji fluwialnej w fluwioperyglacialną. Zlodowacenia środkowopolskie pozostawiły po sobie dwa pokłady glin zwałowych: odrzański i warciański, oddzielone od siebie osadami fluwioglacjalnymi i limnoglacjalnymi. Wśród tych ostatnich osadów warto zwrócić uwagę na 17-metrową serię zastoiskową przewierconą w otworze badawczym Pałubinek (ryc. 2), złożoną z laminowanych, brązo-szarych mułków ilasto-piaszczystych. W części centralno-spagowej serii, w obrębie osadów laminowanych, spotyka się także partie mułków masywnych. Cała seria zastoiskowa przechodzi sedymentacyjnie w, leżącą powyżej w profilu, glinę zwałową zlodowacenia Warty. Wykształcenie litofacjalne wskazanych osadów oraz pozycja w profilu wskazują na ich akumulację w transgresywnym jeziorze marginalnym, przekroczonym następnie przez lądolód warciański (Błaszkiwicz 2003a).

Analiza głębokich wierceń, a przede wszystkim wykonane na badanym obszarze profile geoelektryczne rejestrujące w sposób ciągły zmienność przebiegu warstw wzdłuż linii przekrojowych wskazują na to, że już do zlodowacenia Odry można odnieść najstarsze założenia większych, współczesnych obniżen. Sytuacja taka ma miejsce m.in. w przypadku dużej rynny subglacialnej k. Malik, włączonej w szlak odpływu Wierzycy (ryc. 2).

Najmłodszą jednostkę stratygraficzną w randze piętra tworzą osady zlodowacenia wisły. Średnia miąższość osadów tego zlodowacenia waha się w granicach 20–30 m i tylko w nielicznych przypadkach odbiega od tych wartości (ryc. 2). Morfologia powierzchni podvistuliańskiej jest generalnie zbliżona do ukształtowania powierzchni współczesnej. Największe obniżenia w tej powierzchni nawiązują do przebiegu współczesnych obniżen rynnowych na linii dolin Wierzycy, Wdy i Wietcisy. Może to wskazywać na fakt, wcześniej już sygnalizowanej, wielokrotnej reprodukcji większych obniżen terenowych na analizowanym obszarze.

W obrębie osadów zlodowacenia Wisły występują dwa poziomy glin zwałowych odpowiadające stadiałowi środkowemu (stadiał Świecia – glina BIII – wg A. Makowskiej, 1979a, 1986, 1989) i górnemu (stadiał leszczyńsko-poznański – glina BIV). Lokalnie gliny zwałowe tych stadiałów są nie rozdzielone i tworzą jeden kompleks gliniasty.

Zasadnicze rysy rzeźby na analizowanym obszarze ukształtowały się w wyniku transgresji i recesji lądolodu stadiału górnego. W fazie anaglacjalnej tego stadiału akumulowane były piaski i żwiry wodnolodowcowe, osady zastoisk transgresywnych oraz kompleks brązowych glin zwałowych o miąższościach dochodzących do 20 m. Fluwioglacjalne osady transgresywne o miąższości około 14 m przewiercono w otworze badawczym Sucumin (ryc. 2). Jeszcze większe miąższości osadów sandrowych, ponad 30 m, poprzedzających nasunięcie lądolodu stadiału górnego odślaniają się w krawędzi doliny Wierzycy, w miejscowości Gniewskie Młyny (Błaszkiwicz i in. 2002). Do odślonienia tego autor jeszcze powrócił w innym miejscu, omawiając pozycję stratygraficzną osadów zastoiskowych k. Gniewu.

## 2.2. ZASIĘG I CHARAKTER ŁĄDOŁODU FAZY POMORSKIEJ

Jednym z najistotniejszych problemów związanych z obecnością lądolodu stadiału górnego na analizowanym obszarze jest zasięg i charakter fazy pomorskiej. Przegląd literatury poświęconej morenom pomorskim i ich stratygraficznej rangi znajduje się między innymi w pracach A. Karczewskiego (1989) i P. Kłysza (1990). Cechą charakterystyczną maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej jest jego lobalny zarys, z dwoma najbardziej wyróżniającymi się lobami Odry i Wisły (Berendt 1888; Keilhack 1897, 1898, 1904; Roszko 1968). W przypadku lobu Wisły najbardziej problematyczny jest przebieg jego zachodniego skrzydła. Jest on najczęściej prowadzony, na zasadzie analogii do wschodniej części, w postaci zarysowującego się łuku od Jezior Raduńskich do okolic Nowego (Roszkówna 1956, 1963; Roszko 1961, 1968) – (ryc. 1).

Autor w trakcie swoich dotychczasowych prac badawczych na obszarze Pojezierza Starogardzkiego wyróżnił rozległą strefę marginalną koło Starej Kiszewy (Błaszkiwicz 1998, 1999). Dominującym elementem tej strefy, obok niecki glacialnej obecnie wykorzystywanej przez Wierzycę oraz obniżenia wytopiskowego jeziora Krąg i kilku recesyjnych moren akumulacyjnych, jest sedymentacyjna krawędź kontaktu lodowego, stanowiąca proksymalną część wysokiego poziomu sandrowego (ryc. 3). Podobnego rodzaju krawędzie były opisywane m. inn. dla obszaru środkowej Wielkopolski (Kasprzak, Kozarski 1984) i Pojezierza Dobrzyńskiego (Wysota 1992). Wyrazistość morfologicz-

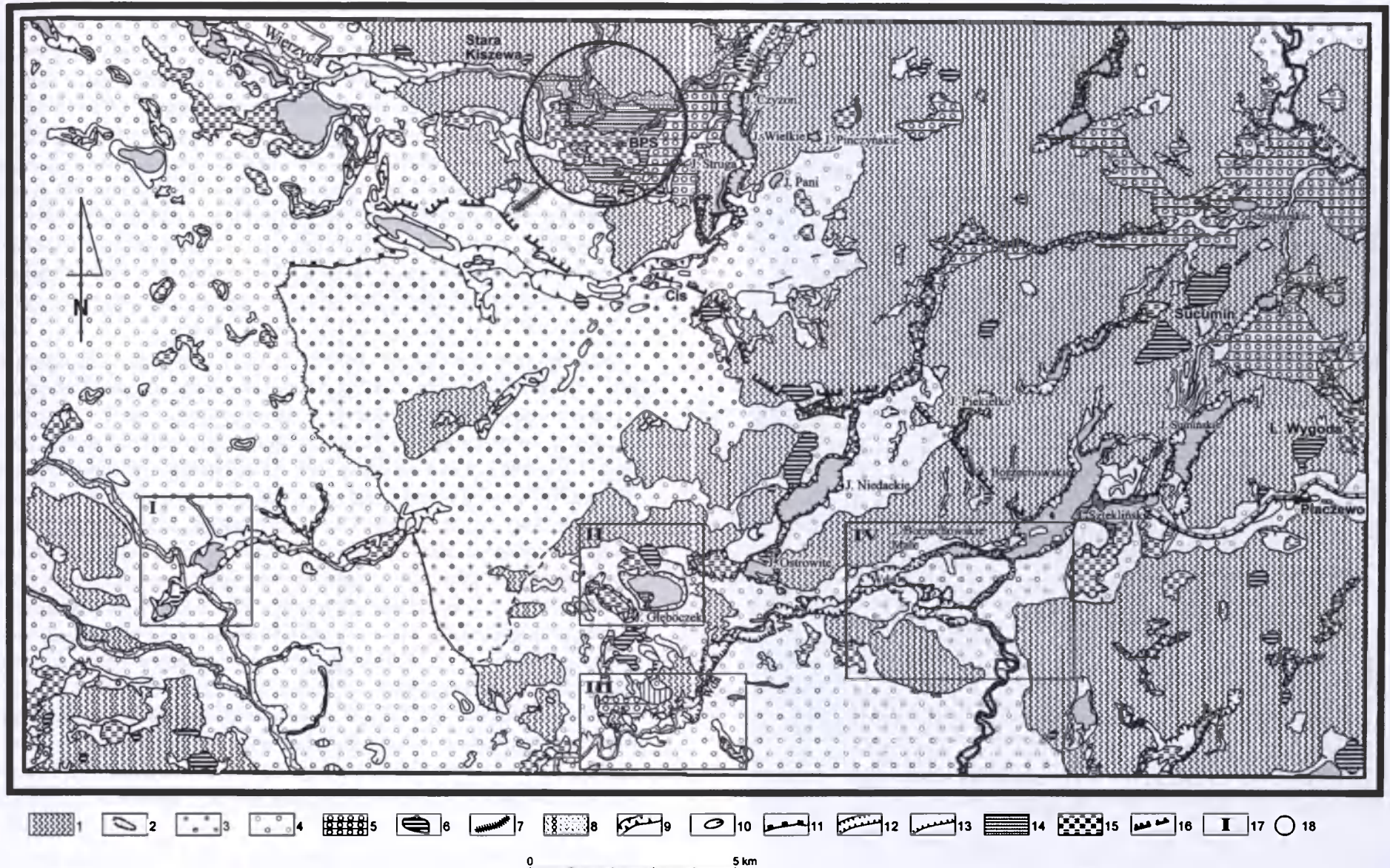
na tej strefy, bardzo duże miąższości osadów proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego oraz stosunek jego powierzchni do sandrów Wdy przebiegających od okolic Kościerzyny wskazują na to, że strefa ta powiązana była z maksymalnym zasięgiem lądolodu fazy pomorskiej (Błaszkiwicz 1998, 1999). Jednocześnie nie znaleziono ani przesłanek morfologicznych w postaci spiętrzonych moren czołowych, ani litostratygraficznych (brak odrębnego pokładu gliny morenowej) aby stwierdzić, że faza pomorska na analizowanym obszarze miała transgresywny charakter. Można tu jedynie mówić o dłuższym ustabilizowaniu się czoła lądolodu na tle jego generalnej recesji.

Kolejne badania autora związane z realizacją arkusza Zblewo *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 (Błaszkiwicz 2003a) pozwalają na przedłużenie linii maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej również na wschód od Starej Kiszewy (ryc. 1, 3). Początkowo, w rejonie Cisu przebiega ona wzdłuż niewielkich form czołowomorenowych typu tłoków glazowych (por. Kozarski 1965, 1995). Dalej w kierunku wschodnim, w rejonie Jeziora Piekiełko, jest wyznaczona strefą korzeniową szlaku sandrowego łączącego się następnie z sandrami wschodniopomorskimi. Bardzo spektakularnie strefa marginalna wykształcona jest pomiędzy rynną Jeziora Borzechowskiego Wielkiego a Jeziorem Płaczewo (ryc. 1; 3). Jej głównym elementem są krótkie, a zarazem bardzo wyraźnie zaznaczające się w morfologii, stożki glajomarginalne, łączące się następnie w jeden duży szlak sandrowy towarzyszący rynnie Jezior Borzechowskich. Charakterystyczną cechą stożków glajomarginalnych jest ściśle powiązanie z dochodzącymi do nich od północy rynienkami wód roztopowych. Na zapleczu omawianej strefy marginalnej występuje niewielkie poletko drumlinowe wskazujące na aktywność lądolodu w czasie jej formowania. Jednakże, podobnie jak i w rejonie Starej Kiszewy, możemy tutaj z całą pewnością wskazać tylko na dłuższy postój lądolodu wywołany przejściowo mniej negatywnym bilansem mas lodowych.

Dalszy przebieg maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej, aż po dolinę Wisły nie był przedmiotem badań autora. W osi lobu Wisły jest on najczęściej łączony z morenami okolic Nowego (Roszko 1968), (ryc. 1). Jak można sądzić na podstawie form występujących w centralnej części lobu Wisły, a przede wszystkim potężnego pola drumlinowego na południe od Gniewu (Wiśniewski 1965; Drozdowski 1992a; Błaszkiwicz, Juschus 2001), faza pomorska miała już tam transgresywny charakter.

### 2.3. RECESJA LĄDOŁODU FAZY POMORSKIEJ

Zagadnienie recesji lądolodu fazy pomorskiej na obszarze zachodniego skrzydła lobu Wisły było już wielokrotnie podejmowane w literaturze geomorfologicznej (m.in. Roszko 1961, 1968; Mojski 1979; Sylwestrzak 1984;



Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny zachodniej i centralnej części Pojezierza Starogardzkiego (arkusze Stara Kiszewa i Zblewo SzMGP 1:50 000 – Błaszkiwicz 1999, 2003a). 1 – wysoczyzna morenowa; 2 – formy drumlinowe; 3 – wysoki poziom sandrowy; 4 – pozostałe obszary sandrowe; 5 – obszary zasypania kemowego; 6 – pagórki i wzgórza kemowe; 7 – ozy; 8 – terasy kemowe; 9 – rynny subglacjalne; 10 – zagłębienia wytopiskowe; 11 – sedimentacyjna krawędź kontaktu lodowego, wysokiego poziomu sandrowego; 12 – doliny rzeczne; 13 – erozyjna krawędź wysokiego poziomu sandrowego; 14 – przedallerödski poziom jeziorny w depresji końcowej k. Starej Kiszewy; 15 – równiny biogeniczne; 16 – prawdopodobny przebieg fazy pomorskiej; 17 – testowe obszary badawcze prezentowane w niniejszej pracy: I – rynna wiecka; II – rynna subglacjalna k. Czechowa i kocioł eworsyjny z Jeziorem Czechowskim; III – rynna subglacjalna k. Czarnego; IV – rynna subglacjalna Jezior Borzechowskich na kontakcie z doliną Wdy; 18 – cytowana w pracy depresja końcowa k. Starej Kiszewy wraz ze stanowiskiem Boże Pole Szlacheckie (BPS) – M. Błaszkiwicz (1998).

Geomorphological sketch of the western and central part of the Starogardzkie Lakeland (map sheets of Stara Kiszewa and Zblewo SzMGP 1:50 000 – Błaszkiwicz 1999, 2003a). 1 – morainic plateau; 2 – drumlin forms; 3 – high sander level; 4 – other sander areas; 5 – areas of kame fill-up; 6 – kame hummocks and hills; 7 – eskers; 8 – kame terraces; 9 – subglacial channels; 10 – kettles; 11 – sedimentation edge of the ice contact of the high sander level; 12 – river valleys; 13 – erosive edge of the high sander level; 14 – pre-Allerød lake level at the end depression near Stara Kiszewa; 15 – biogenic plain; 16 – presumable course of the Pomeranian phase; 17 – testing research areas presented in this paper: I – channel of Wiecko; II – subglacial channel near Czechowo and the pothole with Lake Czechowskie; III – subglacial channel near Czarne; IV – subglacial channel of Borzechowskie Lakes at the contact of the River Wda valley; 18 – end depression near Stara Kiszewa quoted in the paper with the research station in Boże Pole Szlacheckie (BPS) – M. Błaszkiwicz (1998).



Drozdowski 1992a). Cytowani badacze są zdania iż, recesja lądolodu z maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej przerywana była licznymi oscylacjami. Autor już w swojej wcześniejszej pracy przeprowadził krytykę tych poglądów i wysunął wniosek wskazujący na arealny charakter zaniku lądolodu w centralnej części zachodniego skrzydła lobu Wisły (Błaszkiwicz 1998). Wskazuje na to powszechność występowania tam form, których geneza związana była z lodem stagnującym i martwym, przy jednoczesnym braku wyraźnych dowodów potwierdzających występowanie oscylacji krawędzi lądolodu. Kolejne prace badawcze autora pozwalają wniosek ten rozszerzyć również na zachodnią część analizowanego skrzydła lobu Wisły (Błaszkiwicz 1999, 2003a).

W poprzednim podrozdziale zaprezentowana została strefa marginalna przebiegająca od Starej Kiszewy poprzez Jeziora Borzechowskie do jeziora Płaczewo (ryc. 3). O ile samo jej powstanie związane było z uzyskaniem przez krawędź lądolodu bilansu równowagi pomiędzy ablacją a dopływem lodu, to już następująca po tym recesja lądolodu ma wyraźnie arealny charakter. Wskazują na to zespoły form występujące na zapleczu strefy marginalnej oraz ich wzajemny układ. Cechą charakterystyczną w geomorfologii tych obszarów jest wszechobecność kemów. Przybierają one bardzo różnorodne formy od niewielkich, izolowanych pagórków, poprzez wzgórza do, zajmujących stosunkowo duże powierzchnie i rozbudowanych morfologicznie, masywów kemowych. Jedną z większych form kemowych z wyrobiskami cegielni, pozwalającymi na wgląd w budowę wewnętrzną, znajduje się w rejonie Sucumina (ryc. 2, 3). Odślania się tam ponad 8-metrowa seria rytmów glacialimicznych złożona z naprzemianlegle ułożonych warstw laminowanego mułku ilasto-piaszczystego o średnich miąższościach 0,6–0,8 m i kilkucentymetrowych warstewek piaszczystych. Całość pokryta jest spływowymi osadami ablacyjnymi o miąższości około 1 m, wykształconymi w postaci wstęgowanego piasku gliniastego.

Równie duży masyw kemowy znajduje się koło Leśniczówki Wygoda, na bezpośrednim zapleczu strefy marginalnej w rejonie jeziora Płaczewo (ryc. 3). Jest to forma bardzo wyróżniająca się w morfologii terenu. Wysokości względne w stosunku do otaczającej ją wysoczyzny morenowej dochodzą do 20 m. W jej partiach brzeżnych, na styku z wysoczyzną morenową występuje bardzo duża liczba zagłębień wytopiskowych. W budowie geologicznej prezentowanego masywu kemowego dominują rytmy glacialimiczne złożone z laminowanych piasków mułkowatych i drobnoziarnistych oraz mułków piaszczystych o łącznej miąższości przekraczającej 10 m. Podobnego typu utwory występują również w pozostałych formach kemowych.

Oprócz pojedynczych form kemowych, na zapleczu maksymalnego zasięgu fazy lądolodu pomorskiej, wyróżniono także szereg większych obszarów o rzeźbie kemowo-wytopiskowej, które na szkicu geomorfologicznym zaznaczono jako obszary zasypania kemowego (ryc. 3). Na obszarach tych występują całe zespoły form kemowych pooddzielanych od siebie nieregularnymi zagłębieniami wytopiskowymi. Jeden z większych takich zespołów znajduje się na północny wschód od Jeziora Staroleskiego (północno-wschodnia część szkicu) – (ryc. 3). W jego obrębie można wyróżnić szereg pagórków i wzgórz kemowych oraz zagłębień wytopiskowych z deniwelacjami przekraczającymi 20 m. Również tutaj elementem dominującym w budowie form pozytywnych są piaski mułkowate i drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków piaszczysto-ilastych.

Budowa geologiczna i morfologia większości form kemowych pozwala zaklasyfikować je do kemów limnoglacialnych (Niewiarowski 1961, 1963, 1965). Były one efektem depozycji osadów piaszczysto-mułkowo-ilastych w jeziorach usytuowanych w szczelinach i rozpadlinach lodowych. Rozwój tych jezior przyczynił się do rozpadu dużych partii strefy krawędziowej lądolodu i zamiany lodu stagnującego w lód martwy, który stracił połączenie z aktywnymi strumieniami lodowymi. Formy, których geneza związana jest z lodem stagnującym i martwym występują nie tylko na zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej, ale są także powszechnym elementem jej przedpola. Stąd też można wysunąć hipotezę o arealno-strefowym charakterze recesji lądolodu na analizowanym obszarze zachodniego skrzydła lobu Wisły. Faza pomorska była tylko chwilową przeciwwagą dla gwałtownie przebiegającego procesu zaniku lądolodu. Na linii Stara Kiszewa–jezioro Płaczewo, w jej trakcie doszło do frontального postoju lądolodu i ukształtowania tam strefy marginalnej zaznaczającej się przede wszystkim częściami korzeniowymi sandrów z sedymentacyjnymi krawędziami kontaktu lodowego i krótkimi stożkami glacijomarginalnymi. Natomiast w centralnej części lobu Wisły nastąpiła w tym czasie prawdopodobnie oscylacja lądolodu. Po fazie pomorskiej na analizowanym obszarze miał miejsce arealny zanik lądolodu, a ponowną jego aktywność można wiązać dopiero z fazą kaszubsko-warمیńska, kiedy to powstawały moreny tczewskie i szymbarskie (Roszko 1968).

Z dziesięciu obszarów badań szczegółowych, zaprezentowanych w niniejszej pracy, połowa położona jest na bezpośrednim zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej, zaś druga połowa na jego bliskim przedpolu (ryc. 1). W związku z brakiem udokumentowanych, interstadialnych osadów organicznych poprzedzających fazę pomorską może ona być datowana tylko w sposób pośredni. Jej wiek, głównie w nawiązaniu do nowszych datowań, młodszej od niej, fazy gardnieńskiej (14,5–14,3 tys. lat <sup>14</sup>C BP – Rotnic-



ki, Borówka 1994, 1995; Rotnicki 2001) przyjmuje się w granicach 16,2 tys. lat  $^{14}\text{C}$  BP (Kozarski 1995) – 15,2 tys. lat  $^{14}\text{C}$  BP (Marks 2002). Do takiego wieku należy odnieść fazę założenia badanych obniżeń jeziornych.

#### 2.4. GENETYCZNE TYPY MIS JEZIORNÝCH

Geneza obniżeń, w których występują osady i formy jeziorne nie była bezpośrednim przedmiotem szczegółowych badań autora. Zebrany materiał terenowy pozwolił jednak na przybliżone określenie charakteru genetycznego badanych obniżeń, który został podany w części analitycznej rozprawy podczas szczegółowej charakterystyki poszczególnych obniżeń. W tym miejscu autor chciałby tylko uzasadnić zastosowane w pracy nazewnictwo w odniesieniu do istniejących w literaturze podziałów genetycznych.

Określenie genezy obniżeń występujących na obszarach młodoglacjalnych tylko z pozoru jest rzeczą łatwą. Najczęściej, szczególnie w pracach hydrologicznych, ocenę przynależności genetycznej mis jeziornych dokonuje się poprzez analizę ich morfometrii. Jest to niewątpliwie ważna cecha diagnostyczna różnicująca poszczególne grupy genetyczne mis jeziornych. Jednakże musi być ona łączona z analizą budowy geologicznej obniżeń oraz form w nich występujących, a także relacji obniżeń do jednostek geomorfologicznych znajdujących się w ich otoczeniu. Dopiero takie podejście badawcze ujawnia dużą złożoność tej problematyki.

Już pobieżna analiza obniżeń występujących na obszarach młodoglacjalnych wskazuje na to, iż znaczna część z nich jest formami „nietypowymi”, które trudno jednoznacznie przyporządkować do określonej grupy genetycznej. Istniejące klasyfikacje również nie ułatwiają zadania. Najczęściej łączą one w sobie elementy nie tylko genezy obniżeń, ale także ich dalszej ewolucji oraz charakteru morfogenetycznego obszarów, w których obrębie obniżenia występują. Jednym z pierwszych twórców klasyfikacji genetycznej polodowcowych mis jeziornych na obszarach młodoglacjalnych był P. Woldstedt (1921, 1926). Autor ten w swym podziale wyróżnił dwie zasadnicze grupy genetyczne: jeziora rynnowe i jeziora o zaokrąglonych misach, wśród których wydzielił jeziora moreny dennej, zaporowe jeziora moren końcowych, jeziora egzarcacyjne i jeziora zapadliskowe. Do jezior zapadliskowych autor ten, obok mis jeziornych powstałych w obrębie m.in. struktur salinarnych, włączył także jeziora utworzone w wyniku wytapiania się brył martwego lodu lodowcowego, przysypanych materiałem fluwioglacjalnym. Klasyfikacja ta z pewnymi modyfikacjami została przeniesiona do polskiej literatury geomorfologicznej przez S. Majdanowskiego (1954). Autor ten do w/w grup genetycznych dołączył jeszcze jeziora przyozowe i przydrumlinowe oraz w ramach jezior more-

ny czołowej wydzielił jeziora morenowo-czołowe. Klasyfikacja S. Majdanowskiego z rozszerzeniem o jeziora sandrowe jest stosowana w opracowaniach limnologicznych (Borowiak 1993; Choiński 1995). Ostatnio z krytyką w/w klasyfikacji wystąpił J. Jańczak (2002). Jednakże zaproponowany przez tego autora podział mis jeziornych na jeziora rynnowe, wielorynnowe, nieckowate, włożone, kotłowe, depresje limniczne, depresyjno-rynnowe i oczka ma bardziej morfologiczny niż genetyczny charakter. Należy zgodzić się z uwagą J. Jańczaka (2002) o braku jednoznacznego powiązania określonych typów genetycznych mis jeziornych z konkretnymi jednostkami geomorfologicznymi. Wyjątkiem od tej zasady mogą być obniżenia typu depresji końcowych, które są ściśle powiązane ze strefami marginalnymi. Z kolei typowe dla sandrów są obniżenia stanowiące dawne paleokoryta rzek roztokowych. Zachowanie tychże paleokoryt na sandrach możliwe było dzięki wypełnieniu ich przez nalodzia (Kozarski 1975, 1977). Obniżenia o takiej genezie opisane zostały m.in. na Pojezierzu Starogardzkim (Błaszkiwicz 1998). Stąd też określenie „jeziora sandrowe” w kontekście tych właśnie form jest jak najbardziej uzasadnione.

Zanim autor przejdzie do omówienia zastosowanej w niniejszej pracy terminologii genetycznej badanych obniżeń chciałby jeszcze zwrócić uwagę na potrzebę odróżnienia mechanizmów formowania obniżeń od dalszej ich ewolucji z powstaniem jezior włącznie. Problem ten szczególnie dotyczy określenia roli brył martwego lodu w morfogenezie obniżeń i jest przedmiotem szczegółowych analiz w dalszej części pracy. W tym miejscu, w kontekście genezy obniżeń, należy podkreślić, iż wyróżnianie jezior wytopiskowych jako osobnej grupy genetycznej mis jeziornych, obok np. jezior rynnowych, które przecież w większości przechodziły fazę konserwacji i wytapiania brył martwego lodu, jest tylko wtedy uzasadnione, gdy czynnikiem sprawczym powstania obniżenia, a nie kolejnym etapem w jego ewolucji, była obecność brył pogrzebanego martwego lodu. Tego typu sytuacja może zaistnieć wtedy, gdy nastąpi pogrzebanie bryły martwego lodu w akumulowanej masie osadowej, a późniejsze jego wytopienie prowadzi do powstania zagłębienia bezodpływowego. Dobrym przykładem powstałych w ten sposób form są niektóre zagłębienia wytopiskowe występujące na sandrach przedpola lodowca Skeidarar na Islandii (Klimek 1972; Molewski 1996).

Z drugiej jednak strony, zdecydowana większość nawet stosunkowo niewielkich zagłębienia bezodpływowych na obszarach młodoglacjalnych, powstała w wyniku konserwacji bryłami martwego lodu wcześniej istniejących obniżeń terenowych (rzeźba preglacjalna), a sama obecność martwego lodu doprowadziła tylko do reprodukcji i pogłębienia form wklęsłych (por. ryc. 11 – Liberacki 1958). Rozważając problem częściowej reprodukcji obniżeń

wytopiskowych należy wziąć także pod uwagę, coraz częściej postulowaną w literaturze, rolę lodu pochodzącego z zamrożenia zbiorników wodnych w czasie fazy anaglacjalnej zlodowacenia i następnie ich przekroczenia przez transgredujący lądolód (Ludwig 1992).

Z punktu widzenia genezy zdecydowana większość analizowanych w niniejszej pracy obniżeń jest rynnami subglacjalnymi. Są one jednymi z powszechniejszych form na obszarach młodoglacjalnych. Analiza ich występowania posłużyła do wyznaczenia maksymalnego zasięgu lądolodu vistuliańskiego (Majdanowski 1947, 1950). Geneza tych form, od momentu ich rozpoznania w połowie XIX wieku (Kozarski 1966), jest przedmiotem licznych dyskusji i polemik. Ich szczegółowe omówienia znajdują się w pracach R. Galona (1965), S. Kozarskiego (1966), W. Niewiarowskiego (1988), P. Molewskiego (1999). Najwięcej zwolenników ma pogląd łączący genezę rynien z erozyjną działalnością wód subglacjalnych znajdujących się pod ciśnieniem hydrostatycznym (m.in. Nechay 1932; Majdanowski 1950; Galon 1965; Kozarski 1966). Z kolei część autorów mechanizm kształtowania się rynien wiąże z egzaracją lodowcową. W ramach tych poglądów za dominujący czynnik morfotwórczy przyjmowano początkowo egzarację wąskich wypustów lodowych (Woldstedt 1952; Gripp 1964). Obecnie autorzy podkreślają dużą rolę prądów lodowych (Paterson 1981; Niewiarowski 1993, 1995b) w subglacjalnym modelowaniu rynien. W efekcie narastającej ilości badań pojawiła się koncepcja współdziałania procesów egzaracji lodowcowej i subglacjalnej erozji wodnej w formowaniu się rynien subglacjalnych. (m.in. Liedtke 1975; Pasierbski 1979; Niewiarowski 1993, 1995b). Modelową prezentację mechanizmów formowania takich złożonych morfogenetycznie rynien subglacjalnych przedstawili G.S. Boulton i R.C.A. Hindmarsch (1987).

Istotnym zagadnieniem w rozpatrywaniu genezy rynien subglacjalnych jest także rola starszego podłoża, jego litologii oraz morfologii. Większe, wklęsłe formy rzeźby preglacjalnej, stawały się pod stopą lądolodu osiami drenażu subglacjalnego oraz wpływały na lokalne kierunki przemieszczania się subglacjalnych strumieni lodowych (Molewski 1999; Roman 2003). Tym samym w przypadku niektórych form możemy mówić o ich reprodukcji i mniejszym, bądź większym stopniu transformacji wskutek subglacjalnych procesów erozyjno-egzaracyjnych (Mojski, Orłowski 1978).

Biorąc pod uwagę morfologię badanych rynien subglacjalnych, budowę geologiczną i znajdujące się w ich otoczeniu formy rzeźby oraz w nawiązaniu do podziału rynien subglacjalnych (W. Niewiarowskiego 1993, 1995b) wyróżniono następujące grupy genetyczne:

1. Fluwioglacjalne rynny subglacjalne – powstałe wskutek dominującej roli procesów erozyjnych wywołanych subglacjalnym przepływem wód znajdujących się pod ciśnieniem hydrostatycznym. Są one formami stosunkowo wąskimi, o szerokościach od kilkuset do ponad 1 km i zarazem długimi, ciągnącymi się na przestrzeni kilkunastu, a nawet kilkudziesięciu kilometrów. Ponadto ich cechami diagnostycznymi jest duża krętość, istnienie szeregu ślepo kończących się odgałęzień, niewyrównany profil podłużny dna, z licznymi przegłębieniami o znacznych deniwelacjach oraz duże nachylenia stoków. Do tej grupy rynien zaliczono: rynnę Jezior Borzechowskich, rynnę Wietcisy k. Wolnego Dworu, rynnę jeziora Skrzyńki Małe i rynnę k. Czechowa.

2. Rynny glacjalne – powstałe głównie wskutek procesów egzaracji lodowcowej. Generalnie formy te wykazują duże podobieństwo morfologiczne do wcześniej opisanej grupy rynien. Jednak ich stoki w porównaniu z rynnami fluwioglacjalnymi charakteryzują się z reguły mniejszym nachyleniem, a dna mają bardziej wyrównany profil podłużny. Przy wydzieleniu rynien glacjalnych szczególną rolę odgrywa kryterium budowy geologicznej (Niewiarowski 1993, 1995b). Zarówno stoki, jak i dna tych form są z reguły zbudowane z gliny morenowej typu „lodgment” (głina bazalna z nałożenia). Często w obrębie rynien glacjalnych występuje morenowa rzeźba subglacjalna, m. in. poziomy glacjalne i formy drumlinowe, a w ich zboczach rejestruje się zaburzenia glacyjotektoniczne. Do tej grupy form zaliczono rynnę w dolinie Wietcisy na południe od Skarszew.

3. Rynny o złożonej genezie – rynny glacjalno-fluwioglacjalne. Formy te są efektem współdziałania procesów egzaracyjno-erozyjnych zachodzących w stopie lądolodu. Rynny te charakteryzują się współwystępowaniem cech diagnostycznych typowych dla form powstałych w procesie subglacjalnej erozji fluwioglacjalnej i form egzaracyjnych. W tej grupie form mieści się fragment rynny w dolinie Wierzycy k. Więckowych, rynna k. Kamierowa oraz rynna jeziora Zawada.

Obok rynien subglacjalnych w ramach badanych obniżzeń, jako osobny typ genetyczny, wyróżniono jeszcze kocioł eworsyjny z Jeziorem Czechowskim. Forma ta powstała w wyniku erozyjnej działalności wód subglacjalnych w młynie lodowcowym (eworsja), przy kontakcie z podłożem.

Uzasadnienie przynależności genetycznej wszystkich w/w form zostało podane w części analitycznej pracy.

### 3. ANALIZA OSADÓW I FORM GLACJOLIMNICZNYCH I LIMNICZNYCH NA WYBRANYCH OBSZARACH I STANOWISKACH BADAWCZYCH

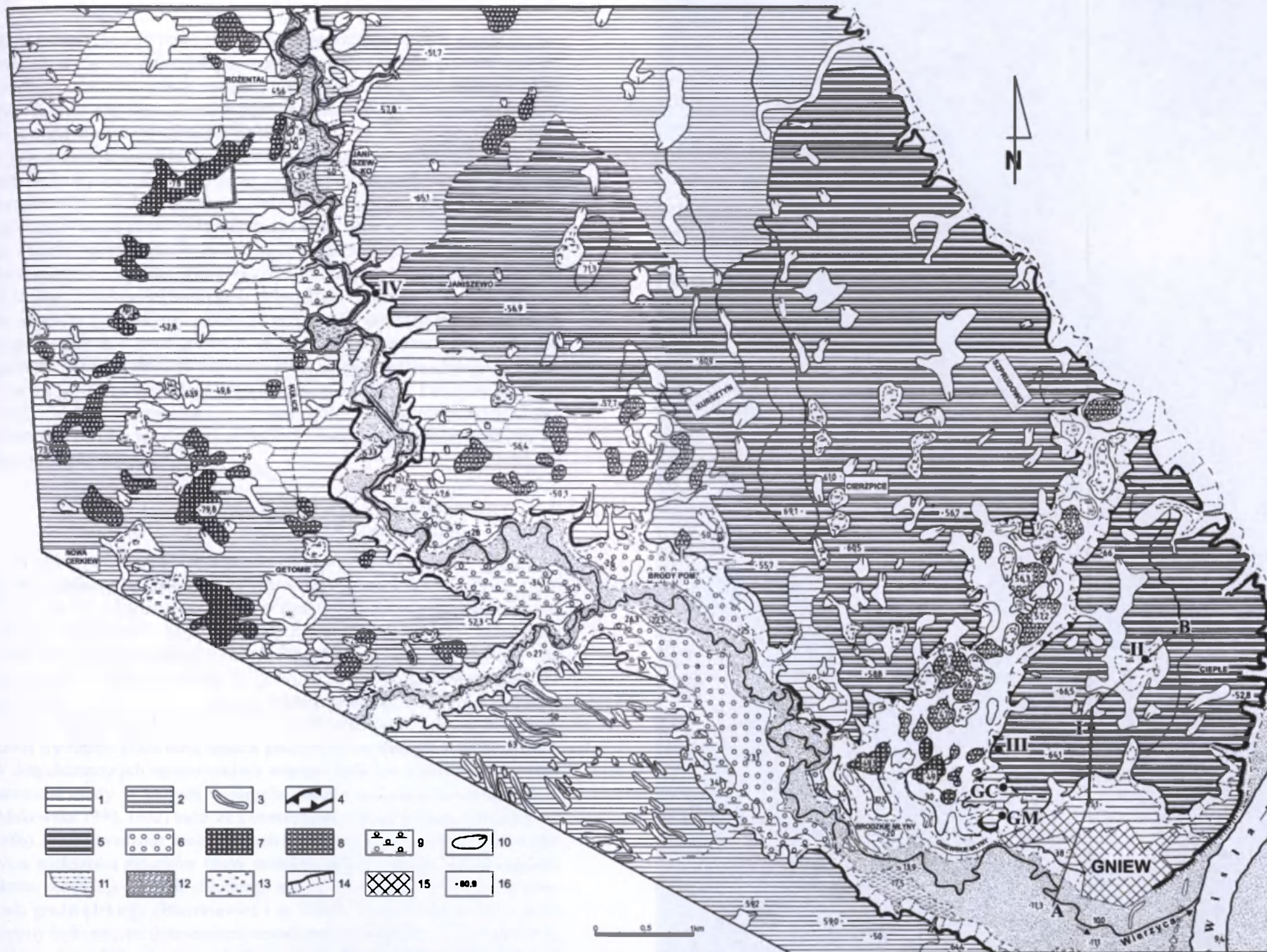
#### 3.1. ZASTOISKO GNIEWSKIE Z WYTOPISKIEM CIEPŁE

##### DOTYCHCZASOWE BADANIA

Termin „iłły gniewskie” wszedł do literatury geologicznej już pod koniec XIX wieku, wraz z pracami badawczymi prowadzonymi na obszarze Pomorza przez geologów niemieckich (Jentsch 1888; Sonntag 1911, 1913, 1919). Pierwszy z cytowanych autorów iłły gniewskie rozpatrywał tylko jako zhumusowaną warstwę przypowierzchniową leżącą głównie na glinie morenowej (niem. „Deckton”). Z kolei P. Sonntag włączał je do większej jednostki geomorfologicznej, jaką według niego było zastoisko gdańskie. Z polskich autorów w okresie międzywojennym o iłłach gniewskich wspomina R. Galon (1934). Autor ten powołując się na sytuacje w których iłły przykryte są przez utwory morenowe, m.in. w rejonie Ciepłego, wiąże ich pozycję stratygraficzną z fluwio-glacjałem znajdującym się pod górną gliną morenową. Najpełniej, jak do tej pory, na temat morfogenezy zastoiska gniewskiego wypowiedział się Z.J. Kottański (1956). Wiąże on genezę iłłów gniewskich z dużym zbiornikiem zastoiskowym utworzonym w rejonie Gniewu przez wody roztopowe zanikającego lądolodu, a ich ciemne zabarwienie tłumaczy oddalaniem się lądolodu i ustaleniem się w zbiorniku redukcyjnych warunków. Warto zaznaczyć, iż analizę budowy geologicznej zastoiska oparł on tylko na odsłonięciach w krawędzi doliny Wierzycy, w rejonie Janiszewa, gdyż omawiane w niniejszej pracy wyrobiska poeksploatacyjne w rejonie Gniewu w owym czasie jeszcze nie istniały. Jak można sądzić na podstawie analizy szkicu geologicznego załączonego do artykułu, Z. Kottański (1956) rozpatruje zastoisko gniewskie, podobnie jak wcześniej cytowany P. Sonntag, jako element zastoiska gdańskiego. Również J.E. Mojski (1982) i K. Wrotek (1986) akumulację iłłów gniewskich wiążą z zastoiskiem rozwijającym się w czasie recesji lądolodu fazy pomorskiej. Ostatnio zupełnie odmienny pogląd zaprezentował B. Rosa (1996), łącząc występowanie iłłów gniewskich z porwakiem utworów morskich bądź deltowych przyniesionych przez lądolód z dna Zatoki Gdańskiej.

Iły gniewskie występują w rejonie miejscowości Gniew–Pelplin–Lignowy, w widłach dolin rzecznych Wisły i Wierzycy (ryc. 1, 4). Tworzą one bardzo zwarty obszar o powierzchni prawie 35 km<sup>2</sup>. Na łąkach gniewskich rozwinął się specyficzny typ gleb w rzędzie wertisoli, tzw. smolnice gniewskie (Bednarek, Prusinkiewicz 1999; Prusinkiewicz 2001). Gleby te ze względu na swoją intensywną czarną barwę wyraźnie wyodrębniają obszar zastoiskowy od przyległych wysoczyzn morenowych. Północna i zachodnia granica zastoiska jest pod względem morfologicznym bardzo słabo wyrażona. Utwory zastoiskowe bez wyraźnej krawędzi morfologicznej przechodzą tam w gliniastą wysoczyznę morenową (ryc. 4). Od strony wschodniej zastoisko jest podcięte przez wysoką krawędź doliny Wisły. Jednakże w tej części utwory zastoiskowe praktycznie wyklinowują się. Maksymalna miąższość osadów zastoiskowych w występujących tam odsłonięciach, np. Gniew–Przeprawa Promowa, z reguły nie przekracza 2 m. Znamienne przedstawia się południowa granica zastoiska przebiegająca wzdłuż ujściowego odcinka doliny Wierzycy. Pomiedzy górnym załomem zbocza doliny Wierzycy, a obszarem zastoiskowym występują płyty wysoczyzny morenowej położone poniżej górnej powierzchni zastoiska o około 10 do 20 m (ryc. 4; 5 – przekrój AB). Krawędź oddzielająca je od zastoiska ma bardzo wyraźny charakter. Płyty wysoczyznowe zbudowane są od góry z piaszczystej gliny morenowej o miąższościach przekraczających 3 m. Na ich powierzchniach nie stwierdzono jakichkolwiek śladów erozji wodnej, mogących sugerować erozyjne pochodzenie krawędzi pomiędzy zastoiskiem a fragmentami wysoczyzny morenowej. Wszystkie zebrane fakty jednoznacznie wskazują na jej sedymentacyjny charakter. Powstała ona w wyniku akumulacji osadów zastoiskowych na kontakcie lodowym. Jednakże w niektórych miejscach, jak np. w rejonie Gniewu (szosa do Ciepłego i do Gdańska) jeszcze przed akumulacją zastoiskową na linii krawędzi sedymentacyjnej istniał już wyraźny stopień morfologiczny (ryc. 5 – przekrój AB). Jest ona tam formą reprodukowaną, a utwory zastoiskowe tylko ją nadbudowały.

Morfologia powierzchni zastoiska gniewskiego jest bardzo zróżnicowana. Występuje tutaj szereg wyniosłości i zagłębień wytopiskowych (ryc. 4). To zapewne stało się przyczyną błędnego wyróżnienia na obszarze zastoiskowym w rejonie Kursztyna drugiego, obok głównego–gniewskiego, pola drumlinowego wraz z wieńcem moren czołowych oraz określenia ujściowego odcinka doliny Wierzycy jako doliny marginalnej, powiązanej z tymi morenami (Sylwestrzak 1984). Jedno z większych zagłębień bezodpływowych o charakterze wytopiskowym znajduje się na północ od Gniewu, w rejonie Ciepłego (ryc. 4). Obniżenie to jest obecnie wypełnione późnoglacialnymi i holocen-



Ryc. 4. Mapa geomorfologiczna zastoiska gniewskiego. 1 – wysoczyzna morenowa płaska; 2 – wysoczyzna morenowa falista i pagórkowata; 3 – formy drumlinowe; 4 – rynny subglacjalne; 5 – zastoisko; 6 – poziomy sandrowe; 7 – pagórki kemowe; 8 – wzgórza kemowe; 9 – poziomy kemowe; 10 – zagłębienia wytopiskowe; 11 – rzeczne terasy nadzalewowe; 12 – równina zalewowa; 13 – równiny biogeniczne; 14 – stoki; 15 – obszary zabudowane; 16 – punkty wysokościowe; I – stanowisko Gniew Keramzyt; II – stanowisko Ciepłe; III – stanowisko Gniew Cegielnia; IV – stanowisko Janiszewo; GM – wyrobiska Gniewskie Młyny; GC – wyrobiska Gniew Cegielnia – Piaski.

Geomorphological map of the ice margin basin of Gniew. 1 – flat morainic plateau; 2 – undulating and hilly morainic plateau; 3 – drumlin forms; 4 – subglacial channels; 5 – ice margin basins; 6 – sander levels; 7 – kame hummocks; 8 – kame hills; 9 – kame levels; 10 – kettles; 11 – meadow river terraces; 12 – floodplain; 13 – biogenic plain; 14 – slopes; 15 – built-up areas; 16 – height-points; I – site of Gniew Keramzyt; II – site of Ciepłe; III – site of Gniew Cegielnia; IV – site of Janiszewo; GM – workings of Gniewskie Młyny; GC – workings of Gniew Cegielnia – Sand.





skimi osadami jeziornymi o miąższości przekraczającej 16 m (patrz dalej – stanowisko Ciepłe). Szczególnym urozmaiceniem zastoiska gniewskiego jest obniżenie rynnowe przebiegające na linii Gniewskie Młyny–Szprudowo (ryc. 4), wraz z występującymi w jego obrębie pagórkami kemowymi z nałożoną czapą utworów zastoiskowych (Błaszkiwicz, Gierszewski 1989). Warto jeszcze odnotować fakt występowania południkowo przebiegającego, wydłużonego wyniesienia w centralnej części zastoiska gniewskiego, w rejonie Kursztyna (ryc. 4). Różnice wysokości pomiędzy podstawą formy a jej wierzchowiną wynoszą około 5–9 m. Forma ta ciągnie się w kierunku północnym, już poza obszar zastoiskowy, aż po miejscowość Gorzędziej, na południe od Tczewa, gdzie ma postać wyraźnej grzędy o deniwelacjach dochodzących do 15 m. Wierzchowina tej formy jest miejscem najwyższych wysokości na terenie zastoiska gniewskiego – około 70 m n.p.m. i jednocześnie najmniejszych miąższości osadów zastoiskowych. Można więc tutaj mówić o starszej formie wałowej, która na obszarze zastoiska gniewskiego została częściowo zamaskowana w wyniku akumulacji utworów zastoiskowych. E. Drozdowski (1986) określił ją jako wał morenowy ze schyłku stadiału przedgrudziądzkiego, uformowany w wyniku wzmożonej akumulacji glacialnej na granicy pokrywy lodowej i zatoki morskiej.

#### POZYCJA OSADÓW ZASTOISKA GNIEWSKIEGO NA TLE PROFILU STRATYGRAFICZNEGO VISTULIANU W REJONIE GNIEWU

W rejonie Gniewu, w strefie przykrawędziowej doliny Wierzycy, znajdują się dwa odsłonięcia: Gniewskie Młyny (GM) i Gniew Cegielnia, Piaski (GC) – ryc. 4, które odegrały istotną rolę w dyskusji na temat podziału stratygraficznego vistulianu na obszarze doliny dolnej Wisły (Berendt 1865; Galon 1934, 1938; Gadomska 1936; Kotański 1956; Mrózek 1961; Makowska 1979a, b; Drozdowski 1986; Tomczak i in. 1999). Ostatnio były one także przedmiotem badań autora niniejszej rozprawy (Błaszkiwicz i in. 2002; Juschus, Błaszkiwicz 2002). W odsłonięciach tych pod kilkumetrową warstwą gliny morenowej występuje gruba seria osadów piaszczysto-żwirowych z fauną morską. W dotychczasowych opracowaniach wiązana była ona z okresem eemskim, natomiast osady, w których występuje, bądź z interglacją krastudzkim (Makowska 1990, 1992) bądź też z interstadiem grudziądzkim (Drozdowski 1986). Przeprowadzone analizy paleośrodowiskowe wykazały, iż środowisko życia większości gatunków fauny morskiej należy odnieść nie do ciepłego okresu eemskiego, lecz do chłodnego morza rozwiniętego w czasie interstadiału grudziądzkiego (Błaszkiwicz i in. 2002). Wniosek ten został w pełni poparty wykonanymi datowaniami metodą uranowo-torową. Piaszczysto-żwirowe osady, w których występuje fauna, tworzyły się na równinie zalewowej

rzeki roztokowej związanej z odpływem wód roztopowych w kierunku południowo-zachodnim. Fauna morska była wymywana przez rzeki lodowcowe z osadów morskich, wyegzarowanych przez lądolód z dna niecki Bałtyku. Obecność morskiej fauny z interstadiału grudziądzkiego oraz wykonane datowania bezwzględne, w tym datowania znalezionej w odsłonięciu Gniew Cegielnia Piaski zęba mamuta, wskazują, że osady fluwioglacjalne należy łączyć z fazą anaglacjalną stadiału górnego zlodowacenia Wisły (lądolód leszczyński). Występujący powyżej osadów fluwioglacjalnych pokład gliny morenowej jest już związany z nasunięciem tegoż lądolodu. Problemem otwartym pozostało wydzielenie w ramach leszczyńskiego kompleksu glacialnego odrębnego poziomu gliny morenowej fazy pomorskiej (Błaszczewicz i in. 2002).

Na leszczyńsko-pomorskim kompleksie gliniastym rozłożone są osady zastoiska gniewskiego. Zatem stanowią one najmłodszą jednostkę stratygraficzną stadiału górnego, a ich geneza związana jest z recesją lądolodu fazy pomorskiej. Warto jeszcze podkreślić, że już w rejonie wyrobisk Optiroc (stanowisko Gniew Keramzyt), około 1 km na północ od Gniewskich Młynów osady zastoiskowe i glina leszczyńsko-pomorska leżą bezpośrednio na szarej glinie morenowej, którą można najprawdopodobniej wiązać ze środkowovistuliańskim stadiem śwecia (głina B III). Podobny profil osadów vistuliańskich odsłania się w krawędzi doliny Wierzycy, w rejonie Janiszewa (ryc. 4 – IV).

#### ANALIZA LITOFACJALNA OSADÓW ZASTOISKOWYCH

Najwięcej faktów o litofacjalnym wykształceniu osadów zastoiska gniewskiego, ich pozycji stratygraficznej oraz charakterze osadów podzastoiskowych dostarczyła systematyczna analiza ścian odsłonień w wyrobiskach Zakładów Produkcji Keramzytu „Optiroc” w Gniewie (stanowisko Gniew Keramzyt), (ryc. 4 – I), Cegielni w Gniewie (stanowisko Gniew Cegielnia), (ryc. 4 – III) oraz stromej krawędzi doliny Wierzycy k. Janiszewa (stanowisko Janiszewo), (ryc. 4 – IV). Cennym źródłem informacji były też dokumentacje surowcowe wykonane dla wyżej wymienionych zakładów produkcyjnych oraz *Szczegółowa mapa geologiczna Polski* w skali 1:50 000, arkusze: Gniew (Wrotek 1986) i Starogard Gdański (Rabek 1987), a także własne wiercenia wykonane sondą mechaniczną WH – 5 oraz sondą typu Geoprobe.

Średnia miąższość osadów zastoiskowych wynosi około 7 m, a największe wartości, ponad 20 m, udokumentowano w okolicy Cierzpic (ryc. 4). Niestety ilość danych i ich rozmieszczenie nie pozwalają na rekonstrukcję powierzchni podzastoiskowej na całym obszarze zastoiska gniewskiego. Ciągła obserwacja ścian wyrobisk zakładów Optiroc oraz Cegielni w Gniewie pozwala na sformułowanie wniosku, iż morfologia powierzchni podzastoiskowej jest bar-

dziej urozmaicona niż wykształcenie powierzchni współczesnej. Typowe są sytuacje, w których obniżeniom w powierzchni podzastoiskowej o średnicy do kilkudziesięciu metrów i deniwelacjach kilku metrów odpowiada całkowicie płaska powierzchnia stropowa zastoiska.

#### STANOWISKO GNIEW KERAMZYT

Stanowisko jest zlokalizowane w ścianie eksploatacyjnej Zakładów Optiroc w Gniewie, na wysokości około 60 m n.p.m. (ryc. 4 – I). Prezentowany profil jest syntetycznym profilem zbiorczym. Osady zastoiskowe leżą tutaj na oliwkowo-brązowej glinie piaszczystej o miąższości 3 m (kompleks leszczyńsko-pomorski), która z kolei zalega na szarej glinie ilastej (prawdopodobnie glina środkowovisuliańskiego stadiału Świecia). Dalej, w kierunku południowym, w rejonie Gniewu–Cegielni i Gniewskich Młynów, bezpośrednio pod górną gliną oliwkowo-brązową, występuje zaprezentowana już wcześniej miąższa seria piaszczysta zawierająca redeponowaną faunę morską.

Osady zastoiskowe w rejonie wyrobisk Zakładów Optiroc mają średnią miąższość około 7 m, przy maksymalnej stwierdzonej wierceniami – 17,2 m. W ścianach eksploatacyjnych osady te dzielą się na dwa wyraźne kompleksy: dolny kompleks o miąższości 1,6 m, zbudowany z poziomo laminowanych mułków i ilów, oraz górny kompleks ilów o strukturze masywnej i miąższości 6 m (ryc. 5 – I). Na lokalnych wzniesieniach gliniastej powierzchni podzastoiskowej kompleks dolny jest często bardzo zredukowany.

Osady dolnego kompleksu rozpoczynają się kilkoma, (maksymalnie siedem) naprzemianlegle ułożonymi, warstwami piaszczystego diamiktonu o laminacji poziomej i średniej miąższości 10 cm oraz 2-centymetrowymi laminami mułkowo-ilastymi (fot. 1). W warstwach piaszczystego diamiktonu często spotyka się intraklasty mułkowo-ilaste o średnicy rzędu 0,5 cm oraz pojedyncze gładziki. Osady leżące powyżej tworzą już bardzo wyraźne rytmy (fot. 2). W niezaburzonych fragmentach profili można obserwować do 25 par warstw mułkowo-ilastych. Dolne człony rytmów zbudowane są z osadów frakcji mułkowej (50–75%) z domieszką ilu (25–45%), przy minimalnym udziale frakcji piaszczystych. Ich cechą charakterystyczną jest występowanie laminacji poziomej. Górne człony zbudowane są z ilów (frakcja ilasta stanowi do 99%) o strukturze masywnej. Lokalnie, w warstwie ilastej występują cieniutkie przewarstwienia (filmy) piasku droбноziarnistego i mułkowego. Człony górne i dolne różnią się też zawartością węgla wapnia. Średnia węglanowość jaśniejszych warstw mułkowych wynosi około 20–22%, zaś ilastych jest już zdecydowanie mniejsza i wynosi 13–18%. W przypadku zawartości materii organicznej różnice są mniejsze; odpowiednio 3,6–4,1% oraz 5,9–6,5%. Kon-

takt między dolnym i górnym członem jest przeważnie gradacyjny, natomiast strop warstwy ilastej jest zwykle ostry, choć bez śladów erozji. Średnia miąższość jednej pary warstw wynosi około 3 cm, przy czym dolna, mułkowa warstwa osiąga średnio 1 cm, podczas gdy ciemna ilasta część ma przeciętnie około 2 cm. W kierunku stropu obserwuje się słabo zaznaczającą się tendencję do zwiększania miąższości części ilastej. W osadach występują pojedyncze żwiru i gładziki osiągające do kilku cm średnicy. Towarzyszą im ugięcia lamin zarówno pod klastami żwirowymi jak i lamin przykrywających (fot. 3, 4).

Dolny kompleks zwieńczony jest średnio 15-centymetrową warstwą piaszczystą, składającą się z piasku drobnoziarnistego i mułowatego, z niewielką domieszką piasku średnioziarnistego (fot. 2). Sporadycznie obserwuje się też tutaj pojedyncze, niewielkie gładziki. W warstwie tej zaznacza się normalne uziarnienie frakcjonalne. Kontakt z poniżej leżącymi utworami rytmicznie warstwowanymi ma z reguły erozyjny charakter. Segment dolny opisywanej warstwy ma strukturę masywną. W części centralnej i górnej charakterystyczne jest niezbyt wyraźnie rysujące się smugowanie i laminacja pozioma. W górnej części warstwy obserwowano także niewyraźne struktury riplemarków wstępujących typu A i B. W niektórych miejscach zapisała się praktycznie modelowa, pięcioczłonowa sekwencja A.H. Boumy (1962). Analizowana warstwa jest charakterystyczna dla prawie wszystkich ścian wyrobisk w rejonie Zakładów Optiroc. Jest też opisywana w większości wierceń przebijających osady zastoiskowe. W niektórych miejscach jej miąższość wynosi ponad 30 cm.

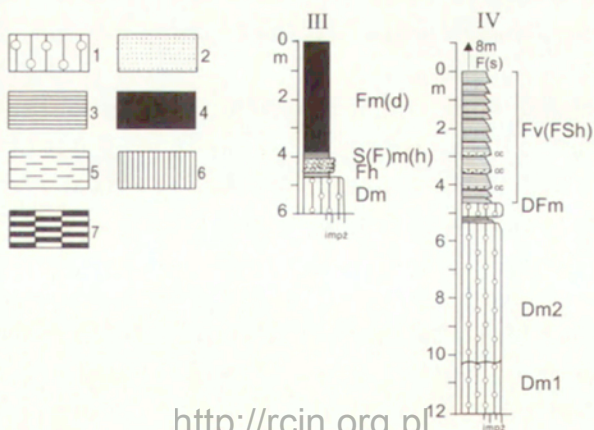
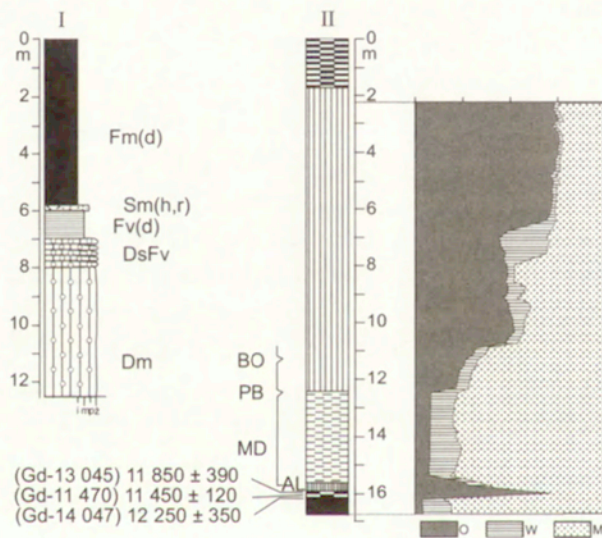
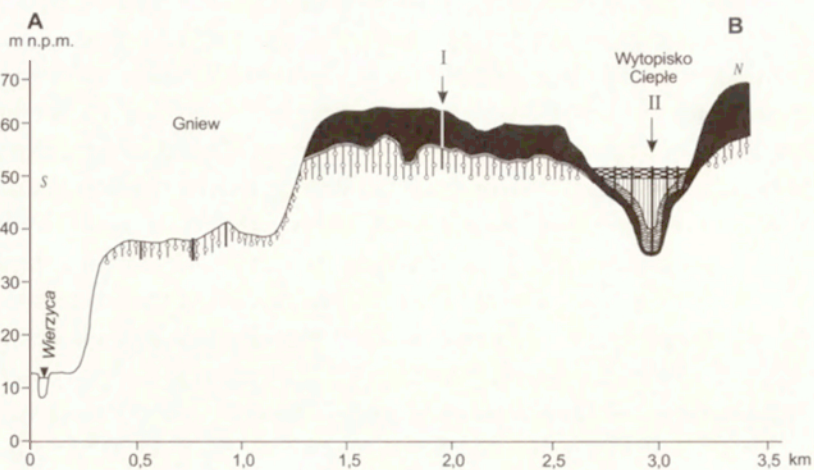
W obrębie dolnego kompleksu licznie występują deformacje. Przybierają one różne postacie, od drobnych fałdów, aż po rozbudowane struktury diapirowe, obejmujące znaczne fragmenty profilu.

Ryc. 5. Budowa geologiczna zastoiska gniewskiego i wytopiska Ciepłe. AB – przekrój na linii Gniew – Ciepłe; I – profil w stanowisku Gniew Keramzyt; II – profil osadów wypełniających wytopisko Ciepłe; III – profil w stanowisku Gniew Cegielnia; IV – profil w stanowisku Janiszewo;

Objaśnienia litologiczne: 1 – glina morenowa; 2 – piaski; 3 – utwory warwowe; 4 – ility masywne; 5 – ility jeziorne; 6 – gytie; 7 – torfy; O – straty na prażeniu; W – węglany; M – części mineralne; AL – alleröd; MD – młodszy dryas; PB – preboreał; BO – boreał. Kod litofacjalny w tabeli 1. Lokalizacja przekroju i profilów na rycinie 4.

Geological structure of the ice margin basin of Gniew and the melt-out area of Ciepłe. AB – cross-section along the line from Gniew to Ciepłe; I – profile in the site of Gniew Keramzyt; II – profile of the deposits filling up the melt-out area of Ciepłe; III – profile in the site of Gniew Cegielnia; IV – profile in the site of Janiszewo;

Key to lithology: 1 – boulder clay; 2 – sand; 3 – varved deposits; 4 – massive silt; 5 – lacustrine silt; 6 – gyttja; 7 – peatbog; O – losses due to heating; W – carbonates; M – mineral elements; AL – Alleröd; MD – Younger Dryas; PB – pre-Boreal; BO – Boreal. Lithofacies code in Table 1. Location of the cross-section and profiles in figure 4.



Osady kompleksu górnego to ility o charakterystycznej brunatno-szarej barwie z niebieskawym odcieniem (zawartość wiwianitu) – (fot. 2). Iły te mają generalnie strukturę masywną, jednakże w dolnej części kompleksu obserwuje się mikrolaminację, która stopniowo, po około 50 cm zanika w górę profilu. Laminację spotyka się bardzo sporadycznie także w środkowej części profilu, jednakże jest ona tam bardzo silnie zdeformowana. Charakterystycznym elementem dla opisywanych iłów masywnych są powierzchnie zlustrowań. W składzie granulometrycznym dominuje frakcja ilasta (50–97%) i mułkowa (do 50%), przy niewielkim udziale frakcji piaszczystych. Średnia węglanowość tych osadów wynosi około 16–18%, zaś zawartość materii organicznej 6–7%. W kompleksie występuje dość duże nagromadzenie chaotycznie rozproszonych klastów żwirowych. Szczególną koncentrację żwirów obserwuje się w dolnej części kompleksu, bezpośrednio ponad warstwę piasku masywnego. Spotyka się tam duże, pojedyncze żwiry o średnicy do 20 cm. Absolutną ciekawostką sedymentologiczną są udokumentowane trzy przypadki klastów dużej skali w formie brył oliwkowo-brązowego diamiktonu. Największy z nich ma około 70 cm średnicy i przybiera charakterystyczną formę kropłową (fot. 5).

Oba kompleksy zastoiskowe pocięte są siecią uskoków normalnych. Rozcinają one stropową część gliny morenowej, cały kompleks dolny oraz ciągną się w kompleksie górnym. Homogeniczność iłów masywnych nie pozwala na pełne prześledzenie przebiegu tych deformacji w kierunku stropu serii. Z reguły tworzą one sieci uskoków komplementarnych. Wielkości zrzutu wahają się od kilku do kilkudziesięciu cm. W przypadku większych zagłębień w powierzchni podzastoiskowej, w ich strefach brzeżnych, obserwowano uskoki o wielkościach zrzutu dochodzących do 3 m! (fot. 6).

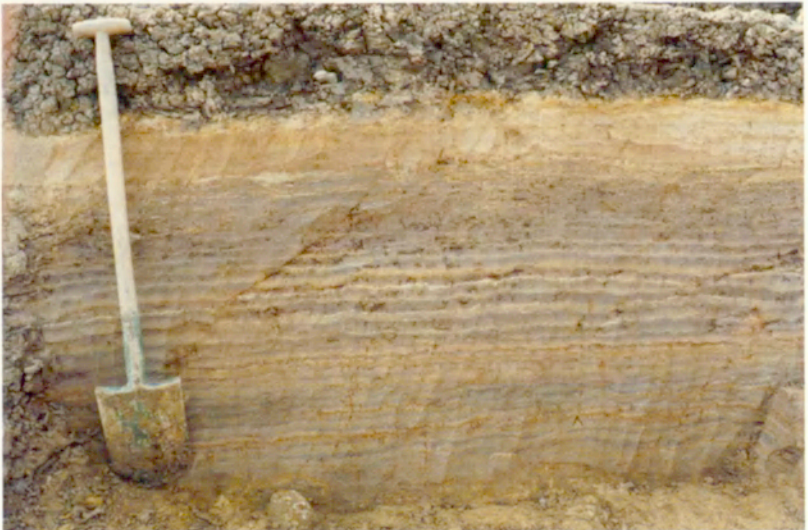
#### INTERPRETACJA PROFILU W STANOWISKU GNIEW KERAMZYT

Dolna część dolnego kompleksu zastoiskowego jest wyraźną strefą przejściową między sedymentacją glacialną i zastoiskową. Warstwy piaszczystego diamiktonu o laminacji poziomej świadczą o prądowej resedymentacji i przemywaniu. Alternatywą jest powstanie tych warstw w efekcie spływów kohezyjnych o laminarnym charakterze. Spływy takie mogą pozostawiać niewyraźnie warstwowany osad, zwłaszcza w dolnych częściach ławic. Bardziej prawdopodobną interpretacją jest powiązanie genezy tych warstw z rozmywaniem się czoła lobu spływowego znajdującego się w relatywnie niewielkiej odległości, typu „gravity winnowing” (Postma 1984a, b). Osady mułkowo-ilaste występujące w przewarstwieniach powstały w efekcie suspensji materiału rozproszonego w wodzie stojącej. Powyższe fakty, oraz wyraźna rytmiczność tej serii wskazuje na istnienie inicjalnego zbiornika zastoiskowego.



Fot. 1. Inicjalne osady zastoiskowe w stanowisku Gniew Keramzyt: warstwy laminowanego diamiktonu z przewarstwieniami lamin mułkowo-ilastych.

Initial deposits of the ice margin basin at the site in Gniew Keramzyt: layers of varved diamictone with loamy and silty laminae.



Fot. 2. Warwy kompleksu dolnego w stanowisku Gniew Keramzyt. Powyżej warw mułkowo-ilastych widoczny piaszczysty turbidyt i dolna część ilów masywnych  
Varved deposits of the lower complex at the site in Gniew Keramzyt. Sandy turbidite and the lower part of the massive silts are visible above the loamy and silty varves







Fot. 3. *Dropstone* w obrębie mułkowo-ilastych osadów kompleksu dolnego -- stanowisko Gniew Keramzyt. Widoczne struktury grzęźnięcia i powlekania.

Dropstone within the loamy and silty deposits of the lower complex – the site in Gniew Keramzyt. The structures of bogging and coating are visible.



Fot. 4 *Dropstone* w stropowej części kompleksu dolnego na kontakcie z ilami masywnymi – stanowisko Gniew Keramzyt.

Dropstone in the ceiling of the lower complex at the contact with massive silts – the site in Gniew Keramzyt.





Fot. 5. Bryła gliny morenowej (*dump structures*) w obrębie ilów masywnych – stanowisko Gniew Keramzyt.

Lump of glacial till (*dump structures*) within the massive silts – the site in Gniew Keramzyt.



Fot. 6. Widok z powierzchni zastoiska gniewskiego na dno wyrobiska kopalnianego – stanowisko Gniew Keramzyt. Widoczny warwowy kompleks dolny (postawiona łopata) i postsedymentacyjne struktury deformacyjne w postaci uskoku o wielkości zrzuca około 3 m (centrum dolnej części zdjęcia).

View from the surface of the ice margin basin of Gniew over the bottom of the pit – the site in Gniew Keramzyt. Varved bottom complex (a standing spade) and post-sedimentation deformity structures in the form of a fault of a 3-m downthrow (the centre of the bottom part of the photo).



Występujące powyżej serii przejściowej rytmity mułkowo-ilaste można interpretować jako warwy. Gradacyjny charakter przejść między dolnym a górnym członem świadczy o tym, że powstawały one w wyniku depozycji z przydennych prądów zawieszinowych (Kuenen 1951). Do dzisiaj wielu autorów przyjmuje ten mechanizm jako dominujący przy sedymentacji typu warwowego (Banerjee 1973; Ashley 1975; Merta 1978; Brodzikowski 1993). Warwy to oczywiście efekt dystalnych, mocno rozrzedzonych prądów turbiditytowych. Piaszczysta sekwencja A.H. Boumy (1962) wieńcząca kompleks dolny jest zapisem pełnego, proksymalnego prądu turbiditytowego.

Obecność żwirów w drobnoziarnistych osadach warwowych jest często notowana i interpretowana jako utwory z napławiania (ang. *dropstones*), czyli pochodzące z wytapiania się gór lodowych (Brodzikowski 1993). Charakterystyczne ugięcia laminacji to struktury grzęźnięcia i powlekania związane z opadnięciem głazika na miękkie dno i późniejsze przykrycie go przez drobnofrakcyjne laminy mułkowe-ilaste (Thomas, Connell 1985). Z kolei duże klasty diamiktonowe można interpretować jako *dump structures* (Thomas, Connell 1985), czyli nagromadzenia osadu związane z osunięciem się z bryły lodowej większej ilości materiału morenowego.

Deformacje występujące w dolnym kompleksie mają charakter synsedymencyjny w odróżnieniu do postdefomacyjnego zuskokowania serii zastoiskowej. Tego typu struktury postsedymencyjne są niewątpliwie związane z wytapianiem się pogrzebanych, w spągu osadów zastoiskowych, brył martwego lodu.

W związku z występowaniem ilów masywnych górnego kompleksu na całym obszarze zastoiska gniewskiego, podjęto się próby ich interpretacji genetycznej po przedstawieniu wszystkich opracowanych stanowisk, w następnym podrozdziale – *Interpretacja paleośrodowiskowa zastoiska gniewskiego*.

#### STANOWISKO GNIEW CEGIELNIA

Stanowisko to jest zlokalizowane w wyrobiskach cegielni, w strefie przykrawędziowej doliny Wierzycy, na wysokości około 56 m n.p.m. (ryc. 4 – III). Profil osadów zastoiskowych jest bardzo zbliżony do wcześniej zaprezentowanego stanowiska Gniew–Keramzyt i również dzieli się na dwa kompleksy: dolny – rytmicznie laminowany i górny – masywny (ryc. 5 – III). Kompleks dolny o miąższości około 60 cm jest już tutaj zdecydowanie mniej rozbudowany i zarazem bardziej piaszczysty. Osady zastoiskowe leżą sedymentacyjnie na piaszczystej glinie oliwkowo-brązowej. Rozpoczynają się około 20-centymetrową warstwą rytmicznie laminowanego mułku ilastego, ale już bez wyraźnie zaznaczającej się warwowości. Pokryta jest ona 30–40-centymetro-

wą warstwą masywnego piasku drobnoziarnistego z domieszką piasku średnioziarnistego i nieregularnymi przewarstwieniami piasku diamiktorowego. Leżący powyżej kompleks górny tworzy brunatno-szaro-niebieskawy ił masywny o miąższości około 4 m. Jego cechy teksturalne są bardzo zbliżone do iłu masywnego w stanowisku Gniew-Keramzyt. Również i tutaj licznie występują osady z napławiania typu *dropstones* w postaci pojedynczych żwirów i głazików.

W ścianach wyrobisk, obok deformacji synsedymencyjnych, głównie konwolutnych, obserwowano także deformacje postsedymencyjne związane z wytapianiem pogrzebanych brył martwego lodu. Są to uskoki normalne o przeciętnych wielkościach zrzutu dochodzących do 30 cm, a w przypadku głębszych obniżen w powierzchni podzastoiskowej, nawet do kilku metrów. Większość z nich rozcina cały kompleks dolny i spąg górnego (również tutaj z racji homogeniczności iłów masywnych przebieg uskoków w wyższych partiach kompleksu górnego jest całkowicie zatarty). Stwierdzono także uskoki występujące tylko w spągowych partiach kompleksu dolnego. W takich sytuacjach obserwuje się często na górnej powierzchni zrzuconego skrzydła struktury spływowe synchroniczne z powstaniem uskołu. Można więc tutaj mówić o synsedymencyjnym uskoku normalnym, który zainicjował powszechnie lokalnego osuwiska.

#### STANOWISKO JANISZEWO

Stanowisko to znajduje się w zachodniej, brzeżnej części zastoiska gniewskiego, na wschód od Janiszewa, w stromej krawędzi doliny Wierzycy (ryc. 4 – IV). Wierzycza podcina tutaj spągową część osadów zastoiskowych i leżące poniżej dwa pokłady glin morenowych. Łącznie w odsłonięciu sprofilowano 12 m osadów.

Najniżej położonym osadem w profilu jest szara glina morenowa (ryc. 5 – IV – Dm1). W odsłonięciu jest widoczna tylko jej stropowa część o miąższości 1,5 m. Jak wskazują wstępne wyniki badań litopetrograficznych wykonanych przez dr O. Juschusa, można ją stratygraficznie powiązać ze środkowovistuliańskim stadiem świecia (glina B-III). Bezpośrednio na szarą glinę leży glina brązowa, w stropie brązowo-oliwkowa (ryc. 5 – IV – Dm2). Kontakt pomiędzy glinami szarą, a brązową jest wyraźnie dyskordantny. Brązowa glina morenowa ma 5,7 m miąższości i zaznaczającą się w profilu picinowym trójdzielność litofacjalną. W jej partii spągowej występują bardzo liczne, nieregularne przewarstwienia piaszczyste z drobnoskalowymi deformacjami typu uskoków normalnych oraz niewielkimi fałdkami i zaciągnięciami. Osad ten powstawał najprawdopodobniej w następstwie procesów ścinania, w subgla-

cialnej warstwie deformacyjnej (m.in. Boulton 1987; Wysota 2002). Centralną, masywną część gliny można interpretować jako glinę związaną z oddolnym topnieniem lodu. Z kolei partia stropowa gliny z przewarstwieniami osadów mułkowo-ilastych, utworzyła się już w warunkach subakwalnych i rejestruje inicjalną fazę tworzenia się zastoiska gniewskiego (por. stanowisko Gniew Keramzyt).

Na brązowo-oliwkowej glinie sedymentacyjnie leży około 13-metrowy kompleks osadów zastoiskowych. W prezentowanym odsłonięciu widoczne jest tylko jego spągowe 4,5 m. Całość ukazujących się tutaj osadów glacialimnicznych ma rytmiczny charakter. Występujące rytmy są, w przeciwieństwie do osadów warwowych w stanowiskach „Gniew-Keramzyt” i „Gniew Cegielnia”, bardzo grube (ryc. 5 – IV). Przeciętna miąższość jednego rytmu wynosi około 40 cm. W stanowisku Janiszewo odsłania się 11 wyraźnie różnicujących się cykli sedymentacyjnych. Składają się one z ciemnej laminy mułków ilastych i ilów mułkowych o miąższości 1–2 cm i jasnej, grubej warstwy mułków ilasto-piaszczystych. W składzie granulometrycznym warstwy ciemnej dominuje zamiennie frakcja mułkowa i ilasta, przy minimalnym udziale frakcji piaszczystej. Z kolei warstwa jasna charakteryzuje się przeważającym udziałem frakcji mułkowej (do 70%). Frakcje ilaste zajmują do 30%, a piaszczyste do 15% całości. Niejednokrotnie w obrębie ciemnej laminy ilastej występują niewielkie przewarstwienia jasnego piasku mułkowatego. Obok warstw jasnych, które w całości wykazują mikrolaminację, spotyka się także sytuacje, w których spąg warstwy jest masywny, zaś strop laminowany. Dla mułków masywnych, w dolnej partii osadów zastoiskowych charakterystyczne są drobne intraklasty piasku diamiktonowego oraz pojedyncze, niewielkie głaziki.

Elementem powszechnym w obrębie rytmów limnoglacialnych w stanowisku Janiszewo są deformacje synsedymentacyjne. Większe kontrasty litologiczne i zdecydowanie bardziej mułkowo-piaszczysty charakter osadów, w porównaniu do uprzednio opisanych stanowisk (Gniew Keramzyt i Gniew Cegielnia) spowodował, iż w mniejszym zakresie występują tutaj spływowe struktury sedymentacyjne, a stosunkowo powszechne są deformacje konwolutive oraz struktury związane z ucieczką wód.

Budowę geologiczną partii stropowej zastoiska rozpoznano już tylko na podstawie wiercenia wykonanego w strefie przykrawędziowej doliny. Nawiercono tutaj 5 m mułków piaszczysto-ilastych bez wyraźnie zaznaczających się struktur sedymentacyjnych.

Zaprezentowany materiał dokumentacyjny wskazuje na marginalne jezioro kontaktu lodowego jako środowisko sedymentacji dla analizowanych osadów zastoiskowych. Jednakże sytuacja geomorfologiczna tego jeziora zastoiskowego była bardzo skomplikowana i nie w pełni odpowiada on modelom jezior terminoglacjalnych (marginalnych jezior kontaktu lodowego) prezentowanych w literaturze (Brodzikowski 1993). Przynajmniej w pierwszej fazie rozwoju zastoisko gniewskie było bliższe podgrupie sieci jezior supraglacjalnych w lodzie stagnującym, wydzielonej przez G.M. Ashley (1988) w klasyfikacji jezior kontaktu lodowego. Przede wszystkim w czasie funkcjonowania zbiornika, w jego południowej części istniała bariera lodowa stworzona tutaj przez duży płat martwego lodu pokrywający ujściowy odcinek doliny Wierzycy oraz północną część obszaru drumlinowego (ryc. 4). Morfologicznym śladem tej bariery jest sedymentacyjna krawędź kontaktu lodowego. Ponadto martwy lód był obecny także na dużych przestrzeniach dna zbiornika w czasie akumulacji osadów zastoiskowych. Największe jego miąższości związane były z rynną Szprudowo–Brodzkie Młyny oraz z większymi obniżeniami. Wytopianie się podłoża lodowego następowało częściowo w czasie funkcjonowania zbiornika, co powodowało syndepozycyjną subsydencję jego dna. Główną fazę degradacji martwego lodu należy jednak odnieść do allerödu (patrz opisane poniżej stanowisko Ciepłe).

Wyznacznikiem marginalnego charakteru zbiornika glacialimnicznego k. Gniewu są przede wszystkim, występujące w obrębie utworów glacialimnicznych, osady napławiane, pochodzące z wytapiania gór lodowych pływających po zbiorniku (Brodzikowski 1993). Obok pojedynczych żwirów i gładzików (ang. *dropstones*) zarejestrowano także większe nagromadzenia osadów diamiktonowych, ang. *dump structures* (Thomas, Connell 1985). Nagromadzenia te związane są z osunięciem się z bryły lodowej większej ilości materiału morenowego. Duża konsolidacja materiału morenowego w opisanych przypadkach *dump structures* w stanowisku Gniew Keramzyt wskazuje na dwie możliwości interpretacyjne. Materiał ten mógł opadać w formie przemarzniętych brył, bądź też część z gór lodowych była na tyle duża, że dochodziło do ich kotwiczenia na dnie zbiornika. W ten sposób odkładane były fragmenty, tzw. gliny z gruntujących gór lodowych, ang. *iceberg-grounding till* (Thomas, Connell 1985). Co prawda, przy tej ostatniej interpretacji, należałoby spodziewać się także struktur deformacyjnych w osadach dennych, związanych z przesuwaniem gruntującej góry lodowej po dnie przez wiatr i falowanie (Makhtari Fard, Van Loon 2004). Jednak w przypadku ilów masywnych, biorąc pod uwagę ich dużą homogeniczność, tego typu struktury deformacyjne nie miały większych szans na zachowanie się.



Obok utworów z napławiania na bliskie sąsiedztwo łądolodu wskazują także, występujące na brązowo-oliwkowej glinie masywnej, piaszczyste osady diamiktonowe o poziomej laminacji. Niezależnie od przyjętej interpretacji (patrz stanowisko Gniew–Keramzyt) wyznaczają one strefę bezpośredniego kontaktu krawędzi aktywnego łądolodu z wodami zbiornika jeziornego. Osady te wraz z występującymi w ich obrębie laminami mułkowo-ilastymi, powstały już w wyniku suspensji, rejestrują inicjalną fazę tworzenia się zastoiska gniewskiego. Znajdujące się ponad nimi warwy mułkowo-ilaste wskazują na stopniowe oddalanie się, czy raczej zamieranie krawędzi aktywnego łądolodu. Zbiornik w tej fazie rozwoju musiał już być na tyle głęboki, aby mogła ukształtować się w nim stratyfikacja termiczna. Powstawanie jasnych lamin w warwach mułkowo-ilastych jest efektem sedymentacji w letnim okresie ablacyjnym, ze słabych prądów zawiesinowych o charakterze dystalnym. Z kolei ciemne laminy ilaste powstawały pod koniec okresu ablacyjnego oraz w warunkach zlodzenia zbiornika. Wtedy to, w wyniku wymieszania wód i zaniku stratyfikacji termicznej, następowało opadnięcie najdrobniejszych cząstek przetrzymywanych przez okres letni w epilimnionie (Sturm 1979). Występujące w obrębie lamin zimowych drobne przewarstwienia piaszczyste wskazują na możliwość dostawy zawiesiny do zbiornika także w okresie jego zlodzenia oraz istnienia niskoenergetycznych prądów trakcyjnych. Impulsem do ich powstawania mogły być podwodne osuwiska na stokach delt (Shaw, Archer 1978).

Mała ilość odsłoneń nie pozwoliła niestety na wyznaczenie stref sedymentacji w zastoisku. Niewątpliwie w przeciwieństwie do dystalnych warw w stanowisku Gniew Keramzyt, osady rytmicznie laminowane w stanowisku Janiszewo mają już zdecydowanie proksymalny charakter. Były one akumulowane w warunkach dużej dostawy materiału na lekko nachylonych skłonach delt wkraczających do jeziora. Dominującymi procesami sedymentacyjnymi była tutaj akumulacja z prądów turbiditytowych o charakterze proksymalnym oraz ewentualnie w efekcie wpływów kohezyjnych (warstwy masywne z intraklastami piasku diamiktonowego). W przypadku tego bardziej proksymalnego środowiska sedymentacji jednoznaczne wyznaczenie warstw letnich i zimowych jest już niepewne. Autor nie chciałby także wnikać w diskutowany w literaturze problem czasu trwania cykli drugiego i trzeciego rzędu w osadach warwowych (Gilbert, Shaw 1981; Brodzikowski, Van Loon 1991; Schirmermeister 1997; Junge 1998).

Okres spokoju sedymentacyjnego, w którym akumulowane były rytmy limnoglacialne trwa co najmniej 30 lat i kończy się wraz z zaistnieniem w zbiorniku gęstego prądu zawiesinowego. Spowodował on akumulację warstwy piaszczystej oddzielającej serię warwową od wyżej leżących iłów masywnych (stanowiska Gniew Keramzyt i Gniew Cegielnia – ily). Jej duże rozprzestrzenienie

wskazuje na to, iż możemy mówić o pewnym gwałtownym zdarzeniu w historii rozwoju całego zastoiska, spowodowanym waniem się do zbiornika dużej ilości wód roztopowych. Mógł to być swego rodzaju „*Jökulhlaups*”, spowodowany spływem wyżej położonego zbiornika subglacjalnego, lub supraglacjalnego do zastoiska gniewskiego. Taki rozwój wypadków sugeruje nie tylko obecność miększej warstwy piaszczystej, ale także zwiększony udział osadów z napławiania (*dropstones*) bezpośrednio ponad nią. Duża aktywność gór lodowych po zaistnieniu spływu byłaby rzeczą całkowicie prawdopodobną.

Wraz z opisanym zdarzeniem rozpoczęła się akumulacja ilów masywnych, zachodząca przy bardzo dużej dostawie materiału. Obecność w nich osadów z napławiania wskazuje na to, że cały czas było to jezioro podparte lodem. Problem genezy miększej warstwy ilów masywnych jest jedną z większych zagadek sedymentologicznych. Osady masywne sedymentacji zawieszinowej znane są przed wszystkim z sekwencji utworów glacialno-morskich. Ich genezę najczęściej wiąże się z gwałtowną sedymentacją z zawiesziny (Miall 1983b). Iły i mułki masywne, o niewielkich miąższościach są także stosunkowo często spotykane w plejstocenijskich osadach glacialimnicznych. Jedna z grubszych warstw mułów masywnych, o miąższości 3 m, została rozpoznana w osadach glacialimnicznych znajdujących się w rowie Kleszczowa (Brodzikowski, Zieliński 1992). Jej genezę cytowani autorzy wiążą ze wzbudzoną tektonicznie resuspensją. Autor niniejszej rozprawy miał możliwość prowadzenia badań osadów glacialimnicznych występujących w obrębie doliny Lagen, w centralnej Norwegii. Stwierdzono tam prawie metrową warstwę mułków masywnych występujących w obrębie mułków laminowanych. Jej genezę powiązano również z gwałtownie wzbudzoną resuspensją, jednak wywołaną wytapianiem się zagrzebanych w osadach fragmentów gór lodowych (Berthling i in. 1999).

Miąższości ilów masywnych na zastoisku gniewskim, sięgające 20 m oraz ich duży przestrzenny zasięg są absolutnym wyjątkiem. Wydaje się, iż kluczem do określenia genezy tej warstwy jest jej duża homogeniczność oraz występująca bezpośrednio pod nią piaszczysta sekwencja turbidytowa. Autor już wcześniej powiązał warstwę piaszczystą z zaistnieniem gęstego spływu turbidytowego wywołanego najprawdopodobniej waniem się do zastoiska wód wyżej położonego zbiornika. Spływ wód do zastoiska gniewskiego wprowadził bardzo duże ilości wcześniej wyselekcjonowanej i zdeponowanej tam zawiesziny. Jej szybka akumulacja spowodowała utworzenie się grubej warstwy ilów masywnych. Podaną interpretację uwiarygodniają też przesłanki morfologiczne. Jak już wcześniej wspomniano południowa granica zastoiska wyrażona jest sedymentacyjną krawędzią kontaktu lodowego, poniżej której znajdują się nisko położone płyty wysoczyzny morenowej bez pokrywy zastoiskowej. Wyrazistość morfologiczna tej krawędzi oraz jej liniiny prze-

bieg wskazują na bardzo szybką akumulację osadów glacialimnicznych na obszarze zastoiskowym, włącznie z iłami masywnymi. W przeciwnym wypadku termiczne oddziaływanie wód zastoiska na krawędź lodową doprowadziłoby do powstania w tym miejscu pewnej „rozmytej” strefy przejściowej, a nie wyraźnej krawędzi terenowej. Autor chciałby jednak w tym miejscu wyraźnie podkreślić, iż zaprezentowana hipoteza jest tylko jedną z wielu możliwości interpretacyjnych. Problem genezy osadów masywnych na zastoisku gniewskim jest aktualnie przedmiotem uzupełniających badań prowadzonych wspólnie z B. Gruszką i będzie zaprezentowany w odrębnej publikacji.

Można przypuszczać, że koniec funkcjonowania zastoiska gniewskiego miał również gwałtowny przebieg, związany z udrożnieniem odpływu w kierunku doliny dolnej Wisły. Po spływie wód, na obszarze zastoiskowym następuje przerwa w sedymentacji zbiornikowej trwająca do początku allerödu, kiedy to rozpoczyna się główna faza wytapiania martwego lodu, pogrzebanego w osadach glacialimnicznych. Z fazą tą wiąże się rozwój bagien i jezior usytuowanych w większych obniżeniach na obszarze zastoiskowym. W wyniku intensywnej akumulacji organicznej i mineralnej w okresie późnoglacialnym i holocenijskim uległy one całkowitemu zanikowi. Ten etap fazy limnicznej na obszarze dawnego jeziora glacialnego, ograniczony już tylko do miejsc pogrzebania większych brył martwego lodu, został najpełniej udokumentowany w stanowisku Ciepłe.

#### STANOWISKO CIEPŁE

W odległości 0,5 km na północ od kopalni ilów w Zakładach Optiroc, występuje stosunkowo połogie obniżenie bezodpływowe, którego dno zajmuje częściowo podtopiona równina biogeniczna, o powierzchni około 14 ha, znajdująca się na wysokości 52,5 m n.p.m. (ryc. 4 – II). Powierzchnia zastoiska gniewskiego w rejonie obniżenia wznosi się na wysokość 60–65 m n.p.m. W celu rozpoznania osadów wypełniających dno obniżenia sporządzono przekrój geologiczny złożony z pięciu wierceń wykonanych sondą tłokową wg konstrukcji K. Więckowskiego (ryc. 5 – AB). Wypełnienie tworzą późnoglacialne i holocenijskie osady jeziorne i torfowe o maksymalnej miąższości przekraczającej 16 m (ryc. 5 – II). Zalegają one bezpośrednio na iłach masywnych o zbliżonej teksturze do ilów masywnych występujących w strefie przybozowej obniżenia. W ich składzie granulometrycznym zdecydowanie dominuje frakcja ilara (ponad 80%) przy niewielkim udziale frakcji mułkowej (do 15%) i śladowej zawartości frakcji piaszczystej.

W centralnej części obniżenia nawiercono 16,1 m późnoglacialnych i holocenijskich osadów jeziornych (ryc. 5 – II). W spągu profilu, bezpośrednio na

iłach masywnych, na głębokości 15,94–16,10 m znajduje się dobrze rozłożony torf, przedzielony kilku centymetrową warstwą mułku ilastego. Trzy próby tego torfu były datowane w Laboratorium C-14 w Gliwicach. Dla poszczególnych prób w sekwencji pionowej, począwszy od dołu uzyskano następujące daty:  $12\ 250 \pm 350$  (Gd – 14047);  $11\ 450 \pm 120$  (Gd – 11470);  $11\ 850 \pm 390$  (Gd – 13045) lat BP. Allerödski wiek torfu został potwierdzony analizą palinologiczną wykonaną przez Bożenę Noryskiewicz. Ponad torfem występuje 30-centymetrowa warstwa laminowanej gytii mułkowej również powiązanej wiekowo z allerödem. Średnia zawartość materii organicznej, węglanów i części mineralnych w jej obrębie wynosi odpowiednio: 26,2%; 10,4%; 63,4%. W składzie granulometrycznym części mineralnych dominuje frakcja mułkowa (53–96%), a frakcja ilasta zajmuje do 34%.

Kolejnym osadem jeziornym w profilu jest ił jeziorny znajdujący się na głębokości 12,4–15,6 m (ryc. 5 – II). Jest on pod względem parametrów uziarnienia zbliżony do glacialimicznych iłów masywnych znajdujących się w podłożu. Średnia zawartość materii organicznej, węglanów i części mineralnych dla całej tej warstwy wynosi odpowiednio: 6,8%; 13,7%; 79,5%. W ramach części mineralnych frakcja ilasta zajmuje 86,3%, mułkowa 11%, a piaszczysta tylko 2,7%. Opisujący osad jest bardzo ubogi w pyłki, a na pewnych odcinkach jest praktycznie ich pozbawiony. Analiza palinologiczna warstw powyżej i poniżej leżących lokuje jego akumulację w młodszym dryasie. Od głębokości 12,4 m w profilu występują już holocenijskie gytie detrytusowo-mineralne, mułkowe, ilaste, bądź piaszczysto-mułkowe, a w stropie, od głębokości 6,2 m gytie detrytusowe o zawartości materii organicznej ponad 70%. Całość pokryta jest metrową warstwą słabo rozłożonego torfu trzcinowego. Analiza palinologiczna została od dołu profilu doprowadzona do próby z głębokości 10,70 m, akumulowanej już w okresie borealnym.

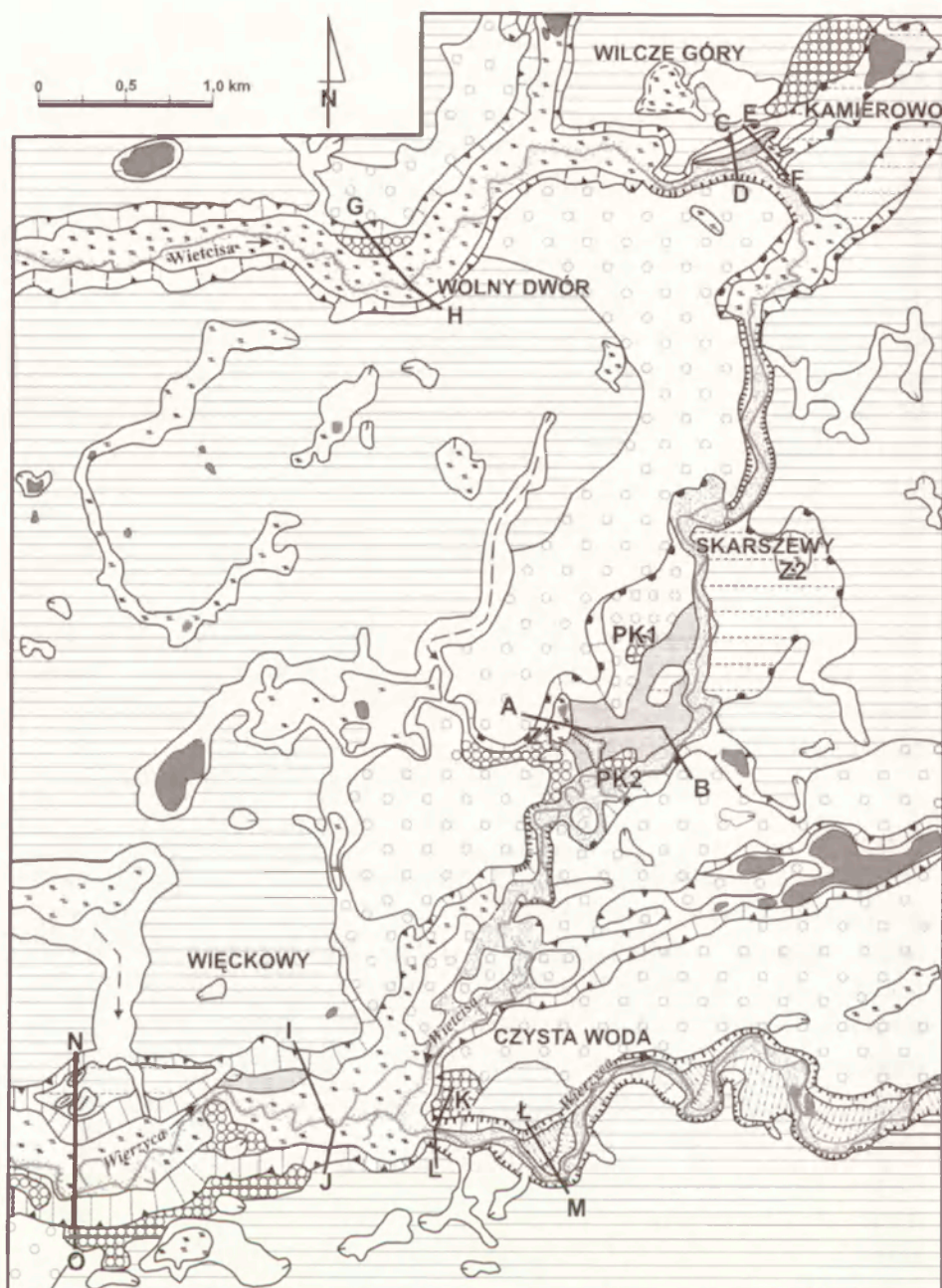
W pozostałych wierceniach miąższość jeziornych osadów biogeniczno-mineralnych w dnie zagłębienia wytopiskowego jest już znacznie mniejsza (4,7–7,4 m), jednakże ich wykształcenie litofacjalne w profilu pionowym jest, z jednym wyjątkiem, bardzo zbliżone. W wierceniach tych, w pozycji bazalnego torfu występuje kilkunastocentymetrowa warstwa, w spągu lekko laminowanego, mułku organicznego (zawartość materii organicznej, węglanów i części mineralnych wynosi odpowiednio: 14,9; 11,3 i 73,8%). Według oceny Michała Jankowskiego z Instytutu Ekologii i Ochrony Środowiska UMK jest to poziom próchniczny gleby kopalnej. Jej kształtowanie zachodziło w strefie brzegowej torfowiska, w warunkach semihydrogenicznych. Proces glebowy często przerywany był okresami dostawy materiału mineralnego ze stoku.

Zaprezentowana analiza wypełnienia biogeniczno-mineralnego w dnie zagłębienia wskazuje, iż jezioro w rejonie Ciepłego zaczęło funkcjonować wraz z allerödskim ociepleniem klimatu. Początkowo utworzyło się torfowisko, które w wyniku wytapiania się pogrzebanego lodu uległo stopniowemu zalaniu. W jeziorze zachodziła akumulacja laminowanej gytii mułkowej. W młodszym dryasie, w wyniku gwałtownego oziębienia klimatu, nastąpił powrót tundry parkowej i w efekcie wzmożony rozwój procesów denudacyjnych. Duża dostawa materiału mineralnego, głównie w efekcie rozwoju osuwisk, doprowadziła do akumulacji w zbiorniku grubej warstwy ilów jeziornych. Godny podkreślenia jest fakt ich znacznej miąższości – ponad 3 m, która jest rzadko spotykana w obrębie jeziornych osadów dennych na Niżu Polskim. Obok braku stałej pokrywy roślinnej elementem szczególnie sprzyjającym tym procesom są występujące w obrębie ilów masywnych powierzchnie zlustrowań. Są to ślńjące powierzchnie ślizgu powstałe w wyniku naprężeń związanych z nierównomiernym pęcznieniem ilów w warunkach hydrogenicznych. Stanowiły one najczęściej powierzchnie ześlizgowe osuwisk. Także i współcześnie, w warunkach działalności rolniczej i kopalnianej, obserwuje się intensywny rozwój procesów osuwiskowych na obszarze zastoiska gniewskiego. Następujące po młodszym dryasie ocieplenie we wczesnym holocenie spowodowało powrót lasów i stabilizację akumulacji osadów dennych, w wyniku której jezioro uległo całkowitemu zanikowi.

### 3.2. STANOWISKA W DOLINIE WIETCISY

Dolina Wietcisy nie była dotychczas przedmiotem szczegółowych badań geomorfologicznych. Pewne uwagi odnoszące się do jej morfogenezy znajdują się w pracach J. Sylwestrzaka (1973a, b; 1978a; 1984), który w dolnym odcinku doliny Wietcisy wyróżnił dwa poziomy sandrowe i połączył je z terasami w dolinie Wierzycy. Autor niniejszej rozprawy odniósł się krytycznie do tego poglądu już w swojej wcześniejszej pracy (Błaszkiwicz 1998).

Wietcisa jest największym, lewobrzeżnym dopływem Wierzycy. Jej długość, według *Atlasu hydrologicznego Polski*, wynosi 46,2 km. Dolina Wietcisa, podobnie jak i dolina Wierzycy, nie są formami jednorodnymi. Rzeka na trasie swego przepływu wykorzystuje szereg obniżen o różnej genezie, wśród których dominują fluwioglacjalne rynny subglacjalne, rynny glacialne i fragmenty dolin wód roztopowych. Transformacja tych form w wyniku działalności procesów fluwialnych jest słabo wyrażona. Zmiany morfologii ograniczają się z reguły do niewielkich podcięć brzegowych. Aluwia rzeczne, nagromadzone w dnach tych obniżen, stanowią tam niewielki procent ogólnej masy osadów, wśród których zdecydowanie dominują osady jeziorne. W doli-



nie Wietcisy w większości tylko krótkie, przełomowe odcinki, łączące poszczególne obniżenia inicjalne, mają wyraźnie fluwialny charakter. Po wstępnym rozpoznaniu form występujących w obrębie środkowego i dolnego odcinka doliny Wietcisy wybrano trzy fragmenty do badań szczegółowych: rynnę glacialną na południe od Skarszew, rynnę glacialno-fluwioglacjalną na północ od Skarszew i głęboką, fluwioglacjalną rynnę subglacialną w rejonie Wolnego Dworu (ryc. 6).

### 3.2.1. RYNNA SUBGLACJALNA K. SKARSZEW

Znajduje się ona na linii ujściowego odcinka doliny Wietcisy, na południe od Skarszew i oddzielona jest krótkimi odcinkami przełomowymi od leżących w górę i dół rzeki kolejnych odcinków rynnowych (ryc. 6). Oś morfologiczna formy przebiega na linii NE-SW. Jej długość wynosi około 2 km, zaś szerokość w niektórych miejscach przekracza 1 km. Zbocza formy są z reguły stosunkowo poлогіe, jedynie w bezpośrednim sąsiedztwie zagłębień wytopiskowych mają charakter bardziej wyraźnych krawędzi. Prezentowane obniżenie od zachodu graniczy z poziomem sandrowym, występującym na wysokości 125–135 m n.p.m., z kolei od wschodu sąsiaduje z pagórkowatą wysoczyzną morenową o wysokościach 122–130 m n.p.m. Dno obniżenia tworzy poziom morfologiczny o wysokościach 112–119 m n.p.m. (ryc. 6, 7). Poziom ten ma dość wyrównaną powierzchnię z niewielkimi wyniesieniami o wysokościach względnych dochodzących do 3 m. W jego zachodniej części, przy krawędzi z sandrem występuje niewielkie zagłębienie wytopiskowe (ryc. 6 – Z1). Większe, pojedyncze wytopisko położone jest także w obrębie północnej części poziomu, nieopodal średniowiecznych murów Skarszew (ryc. 6 – Z2). Wyto-

Ryc. 6. Mapa geomorfologiczna dolnego odcinka doliny Wietcisy wraz z fragmentem środkowej części doliny Wierzycy k. Więckowych i Czystej Wody. 1 – wysoczyzna morenowa; 2 – poziomy glacialne w rynnach subglacialnych; 3 – formy drumlinopodobne; 4 – obszary sandrowe; 5 – formy kemowe; 6 – fluwioglacjalne ryny subglacialne; 7 – rynnny glacialno-fluwioglacjalne; 8 – rynnny glacialne; 9 – dolinki wód roztopowych; 10 – zagłębienia wytopiskowe; 11 – przedallerödskie poziomy jeziorne; 12 – równiny biogeniczne; 13 – terasy erozyjne w dolinie Wierzycy; 14 – równina zalewowa; 15 – odcinki przełomowe; 16 – wyraźnie zaznaczające się stoki; Z1 – zagłębienie wytopiskowe na linii przekroju AB; Z2 – zagłębienie wytopiskowe na S od średniowiecznych murów Skarszew.

Geomorphological map of the lower section of the valley of the River Wietcisa with a part of the central section of the valley of the River Wierzycy near Więckowc and Czysta Woda. 1 – morainic plateau; 2 – glacial levels in subglacial channels; 3 – drumlin-like forms; 4 – sander areas; 5 – kame forms; 6 – fluvioglacjal subglacial channels; 7 – glacial and fluvioglacjal channels; 8 – glacial channels; 9 – melt water valley; 10 – kettles; 11 – pre-Alleröd lake levels; 12 – biogenic plains; 13 – erosive terraces in the valley of the River Wierzycy; 14 – floodplain; 15 – gorge sections; 16 – distinct slopes; Z1 – melt-out basins along the line of the cross-section AB; Z2 – kettles to the south of the Medieval city walls of Skarszew.

piska te są prawie całkowicie zamaskowane wypełniającymi je utworami biogenicznymi i bardzo słabo zaznaczają się w morfologii terenu. Elementem dominującym w budowie geologicznej poziomu 112–119 m n.p.m. jest masywna, brązowa glina morenowa o miąższościach dochodzących do 3 m, zalegająca z reguły na szarej glinie morenowej. W niektórych miejscach gliny te rozdziela kilkumetrowa seria piaszczysto-żwirowa. Górna, brązowa glina morenowa występuje również w budowie północno-wschodnich zboczy obniżenia oraz znajduje się na powierzchni wysoczyzny morenowej, przylegającej do obniżenia.

Zaprezentowana morfologia obniżenia, kierunek jego osi morfologicznej zgodny z hipotetycznym kierunkiem rozprzestrzeniania się strumieni lodowych w tej partii lobu Wisły oraz budowa geologiczna dna i zboczy skłaniają do przyjęcia jego egzaracyjnego pochodzenia. Stąd też formę tą określono jako rynnę glacialną.

Poziom 112–119 m n.p.m. jest rozcięty do głębokości 3–4 m przez koryto Wietcisy (ryc. 6, 7). Rzeka ukształtowała tutaj równinę zalewową o szerokości do 100 m, w obrębie której, w części południowej wykształciła ograniczone meandry. Miąższość serii rzecznej na równinie zalewowej dochodzi do 3,5 m (ryc. 7). Składa się ona generalnie z jednego cyklu frakcjonowanego prostego od osadów bardzo gruboziarnistych w spągu (żwiry i głązy) poprzez piaski grubo- i średnioziarniste w części centralnej do piasków mułkowatych z materią organiczną w stropie. Całość osadów fluwialnych zalega na masywnej, szarej glinie morenowej.

#### BUDOWA GEOLOGICZNA POZIOMU 112–119 M N.P.M.

Jak już wyżej zaznaczono dominującym elementem w budowie geologicznej poziomu jest brązowa, masywna glina morenowa. Gлина ta występuje na powierzchni w sposób ciągły tylko w północno-wschodniej części poziomu, tworząc wyróżniony w dnie rynny poziom glacialny, oraz wyspowo w centralnej części (ryc. 6). Na pozostałym obszarze poziomu jest ona pokryta przez osady glaciofluwialne, glaciolimniczne i limniczne.

Osady glaciofluwialne są zlokalizowane w północno-zachodniej części dna obniżenia, w bezpośrednim sąsiedztwie szlaku sandrowego znajdującego się w strefie przykrawędziowej obniżenia (ryc. 6). Są one wykształcone, podobnie jak wyżej leżący sandr, w postaci dobrze wysortowanych piasków średnio- i gruboziarnistych z przewarstwieniami drobnych żwirów. W związku z tym, iż poziom topograficzny, w którym osady te występują nie jest powiązany z żadnym szlakiem odpływu wód roztopowych, należy sądzić, iż są to osady fluwio-glacialne sypane na martwym lodzie zalegającym w obniżeniu.



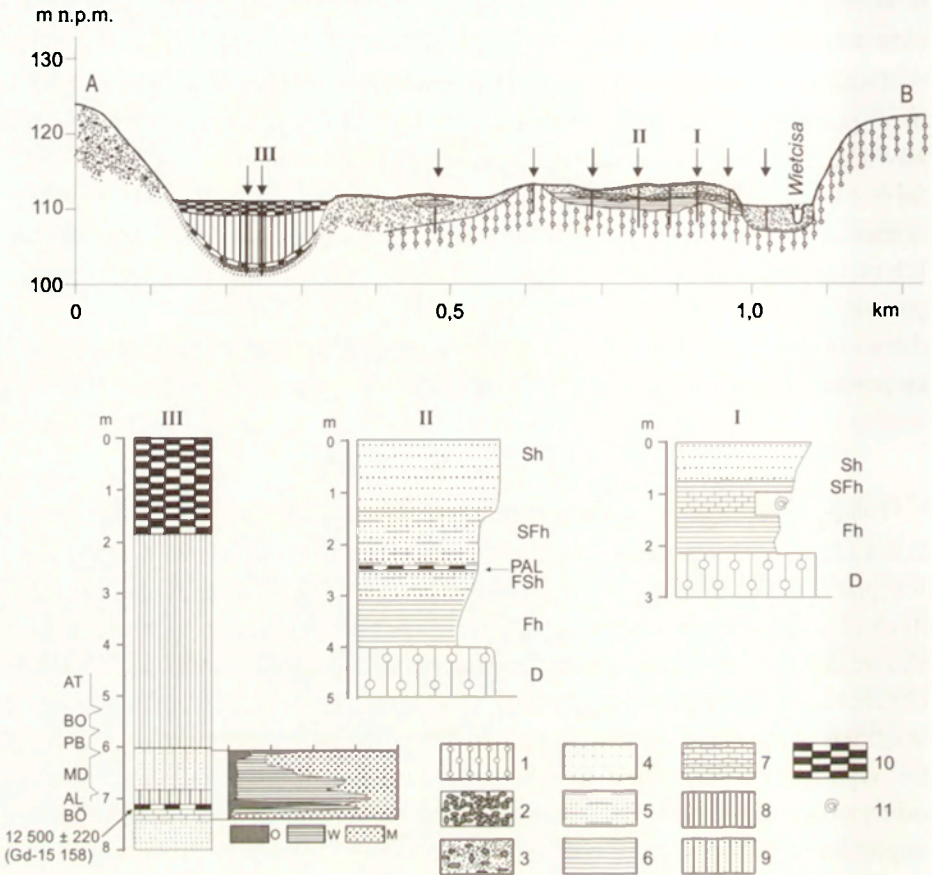
Były one więc pod względem genetycznym powiązane z akumulacją sandru w strefie przykrawędziowej obniżenia, a ich obecnie niska pozycja w dnie obniżenia spowodowana została wytopieniem się tego lodu.

Osady glacialimniczne występują na powierzchni poziomym, w jego zachodniej i południowej części, w formie kilku niewielkich, nieregularnych pagórków kemowych o wysokościach względnych dochodzących do 3 m (ryc. 6). Są one wykształcone w postaci horyzontalnie warstwowanych piasków drobnoziarnistych i mułkowatych oraz laminowanych mułków ilasto-piaszczystych. Ich miąższość waha się od niespełna 1 m (pagórek kemowy PK1 na ryc. 6) do ponad 5 m (pagórek kemowy PK2 na ryc. 6). Osady glacialimniczne stwierdzono również w spągu przedallerödzkich osadów jeziornych występujących na powierzchni analizowanego poziomu (ryc. 6).

#### PRZEDALLERÖDZKIE OSADY JEZIORNE

Osady te występują na powierzchni poziomym 112–118 m n.p.m., do wysokości 115 m n.p.m., w centralnej i południowej części rynny glacialnej (ryc. 6). Ich pozycję geomorfologiczną w relacji do niżej leżących osadów fluwialnych oraz młodszych osadów jeziornych wypełniających zagłębienie wytopiskowe dobrze ilustruje załączony do pracy przekrój geologiczny (ryc. 7). Dno obniżenia, w miejscu występowania prezentowanych osadów, pomimo niewielkich deniwelacji dochodzących do 3 m jest morfologicznie zróżnicowane. Występują tutaj drobne wypukłości i niewielkie, płytkie zagłębienia bezodpływowe. Największym urozmaiceniem jest wspomniane już wcześniej zagłębienie wytopiskowe, znajdujące się w południowo-zachodniej części obniżenia, w jego strefie krawędziowej (ryc. 6 – Z1). Również miąższość osadów przedallerödzkich (maksymalnie około 3 m) oraz ich przestrzenne rozmieszczenie jest bardzo zróżnicowane. Z reguły najmniejsze ich miąższości są związane z większymi wysokościami zalegania stropu gliny morenowej (ryc. 7).

Sposób wykształcenia litofacjalnego tych osadów zostanie zaprezentowany na podstawie wiercenia sondą Geoprobe (ryc. 7 – II) i wkopu (ryc. 7 – I), wykonanych w południowej części poziomu, w pobliżu oczyszczalni ścieków. W pierwszym przypadku seria osadów zastoiskowych i jeziornych, leżących sedymentacyjnie na masywnej glinie morenowej, ma miąższość 4 m. Spagowy metr tworzą rytmy limnoglacialne złożone z naprzemianległych lamin mułkowo-drobnoziarnistych i mułkowo-ilastych. Osady te pokryte są ponad trzymetrową warstwą horyzontalnie warstwowanego piasku mułkowatego i drobnoziarnistego z domieszką średnioziarnistego, tworzącą cykl frakcjonowany odwrócony. W obrębie ich partii spagowej, na głębokości około



Ryc. 7. Budowa geologiczna dna rynny glacialnej na S od Skarszew. 1 – glina morenowa; 2 – bruk korytowy; 3 – piaski i żwiry; 4 – piaski; 5 – piaski mułkowate; 6 – rytymity glacialimniczne (mułki i ility); 7 – kreda jeziorna; 8 – gytie (głównie węglanowe); 9 – gytie mineralne; 10 – torfy; 11 – malakofauna; O – straty na prażeniu; W – węglany; M – części mineralne; PAL – okres przedallerodzki; BŌ – bölling; AL – alleröd; MD – młodszys dryas; PB – preboreał; BO – boreał; AT – atlantyk. Lokalizacja przekroju na rycinie 6.

Geological structure of the glacial channel to the south of Skarszew. 1 – glacial till; 2 – riverbed debris; 3 – sand and gravel; 4 – sand; 5 – loamy sand; 6 – stratified glacio-limnic deposits (loam and silt); 7 – lacustrine chalk; 8 – gyttja (mainly carbonate); 9 – mineral gyttja; 10 – peatbog; 11 – malacofauna; O – losses due to heating; W – carbonates; M – mineral elements; PAL – pre-Allerod period; BŌ – Bolling; AL – Alleröd; MD – Younger Dryas; PB – pre-Boreal; BO – Boreal; AT – Atlantic. Location of the cross-section in figure 6.



Fot. 7. Budowa geologiczna przedallerödskiego poziomu jeziornego we wkopie koło oczyszczalni ścieków (Skarszewy). Widoczne rytmy glacialimniczne w spągu i leżąca powyżej kreda jeziorna z malakofauną.

Geological structure of the pre-Alleröd lake level in the outcrop near the treatment plant (Skarszewy). Glacio-limnic rhytmite visible in the bottom and the lacustrine chalk with malacofauna lying above.



2,4 m występuje nieciągła warstewka torfiasta. Została ona poddana analizie palinologicznej i analizie makroszczątków roślinnych (B. Noryśkiewicz). W wyniku przeprowadzonych analiz stwierdzono, iż sedentacja warstewki torfowej zachodziła w klimacie arktycznym, gdy na badanym terenie panowała tundra mszysta i krzewinkowa. Pomimo niskiej frekwencji pyłków w badanej próbie, drogą wykluczenia młodszego dryasu (m.in. brak jałowca) i allerödu (m.in. duża różnorodność i za wysokie wartości procentowe roślin zielnych), jej wiek określono na okres przedallerödski.

Z kolei we wkopie, powyżej rytmitów limnoglacialnych, które mają tutaj nieco bardziej ilasty charakter, stwierdzono występowanie biało-kremowej kredy jeziornej o miąższości około 40–50 cm, przykrytej metrową warstwą mułkowo-piaszczystą (ryc. 7 – I; fot. 7). Zawartość węglanu wapnia w kredzie jeziornej dochodzi do 92%. W jej obrębie licznie występuje fauna. Analizy malakologiczne prezentowanych osadów wykonała Jarmila Krzywińska. Fauna jest tutaj reprezentowana przez małże, pojedyncze okazy ślimaków oraz małżoraczki. Wśród małży dominują te z rodzaju *Pisidium* oraz duże okazy z rodzaju *Unio* o wymiarach skorupki do 4–5 cm. Z kolei małżoraczki są reprezentowane przez takie gatunki jak: *Candoniella subellipsoida* (Sharapova), *Candona neglecta* (Sars), *Candona candida* (Muller), *Cytherissa lacustris* (Sars). Poniżej warstwy węglanowej pojawiają się także pojedyncze okazy *Darwinula stevensoni* (Brady, Robertson), *Limnocythere inopinata* (Baird), *Herpetocypris reptans* (Baird), *Cycloocypris laevis* (Muller), *Ilyocypris gibba* (Ramdohr). Wymienione powyżej gatunki mięczaków są zbliżone do zespołów opisywanych w osadach jeziornych znajdujących się na obszarze południowego Bałtyku (Krzywińska 1990, 2001), a także udokumentowanych w dolinie Wierzycy k. Starej Kiszewy – stanowisko Boże Pole Szlacheckie (Błaszczewicz, Krzywińska 1992).

Na podstawie składu gatunkowego małżoraczek można wskazać typowy zbiornik jeziorny jako środowisko sedymentacji dla analizowanych osadów. Wszystkie wyróżnione gatunki należą do form zimno-stenotermicznych. Spośród nich wąsko wyspecjalizowanym, co do typu siedliska jest *Cytherissa lacustris* (Sars), gatunek występujący w jeziorach oligotroficznym na różnych głębokościach (Skompski 1991). Występowanie *Darwinula stevensoni* (Brady, Robertson) i *Cycloocypris ovum* (Juvine) świadczy o tym, że był to zbiornik płytki z rozwijającą się roślinnością.

Istotnym faktem w analizie paleośrodowiskowej przedallerödskich osadów jeziornych jest obecność pojedynczych okazów malakofauny także w obrębie stropowej części rytmitów limnoglacialnych leżących poniżej kredy jeziornej. Również przejście litologiczne od rytmicznie laminowanych mułków ilasto-piaszczystych do kredowych utworów jeziornych jest gradacyjne. Fakty te

wskazują na stopniowe przechodzenie od warunków glacialimnicznych do limnicznych w prezentowanym obniżeniu glacialnym. Zmiana ta zapisała się coraz mniejszą dostawą materiału mułkowo-ilastego do zbiornika i stopniowym rozwojem w nim życia biologicznego.

Warstwa kredy jeziornej z prezentowanego stanowiska była datowana metodą uranowo-torową przez Helenę Hercman z Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie. Stosowne pomiary przeprowadzono dla dwóch prób reprezentujących część dolną (gł. 1,15–1,30 m) i część górną warstwy kredy jeziornej (gł. 1,00–1,15 m). Otrzymano następujące wyniki: dla partii spągowej kredy jeziornej wiek maksymalny mniejszy niż 107 tys. lat, a dla części stropowej wiek maksymalny mniejszy niż 66 tys. lat. Po zastosowaniu metody izochron wiek uranowo-torowy w trzech seriach pomiarowych dla części stropowej kredy wynosił kolejno: 27 (+12; -11) tys. lat, 39 (+10; -9) tys. lat i 24 (+11; -10) tys. lat. Uzyskane wyniki obarczone są dość znacznym błędem, który wynika przede wszystkim z rozrzutu punktów reprezentujących rezultaty poszczególnych analiz, a te z kolei z niedostatecznie opracowanej metodyki rozpuszczania próbek zapewniającej pełną powtarzalność warunków. Z tego też względu nie mogą one być na obecnym etapie badań brane pod uwagę w ustaleniach chronostratygraficznych późnego glaciału, w badanych osadach. Aktualnie w w/w Laboratorium są prowadzone prace, które poprzez zapewnienie pełnej powtarzalności warunków pozwolą na uzyskiwanie dokładniejszych wyników. Należy także zaznaczyć, iż kreda jeziorna zawierająca pewną domieszkę minerałów ilastych nie jest, poprzez obecność toru w momencie składania osadu, z metodycznego punktu widzenia najlepszym materiałem do datowań metodą uranowo-torową (Hercman 1999).

Bardzo ważnych argumentów do ustalenia kolejności zdarzeń geomorfologicznych w dnie rynny glacialnej dostarczyła szczegółowa analiza osadów wypełniających zagłębienie wytopiskowe znajdujące się na linii przekroju AB (ryc. 7). Zagłębienie to ma około 300 m długości i 120 m szerokości. Powierzchnia równiny torfowej w obrębie tej formy występuje na wysokości 111 m n.p.m., to jest około 1–3 m poniżej przylegającego do niej przedalderódzkiego poziomu jeziornego. Wykonane wiercenia sondą Więckowskiego ujawniły obecność tutaj osadów jeziornych o miąższości ponad 7 m (ryc. 7 – III). W ich spągu, bezpośrednio na podłożu mineralnym, na głębokości 7,2–7,4 m występuje gytia węglanowo-mineralna o zawartości węglanu wapnia około 75% i części mineralnych 22%, a na niej z kolei dziesięciocentymetrowa warstwa torfu. Osady te pokryte są gytia mineralną i węglanowo-mineralną, a całość przykrywa górna warstwa torfu o miąższości około 2 m. Spąg osadów jeziornych, pobranych z centralnej, najgłębszej części zagłębienia wytopiskowego, do głębokości 5,2 m, poddany został analizie palinologicznej

(B. Noryśkiewicz) – (ryc. 7 – III). Niestety okazało się, że dolna warstwa torfu oraz leżąca poniżej kreda jeziorna są pozbawione pyłków. W warstwie torfu udało się tylko oznaczyć kilka orzeszków brzoź drzewiastych. Biorąc ten fakt pod uwagę, a także allerödski wiek nadległej gytii z głębokości 7,0–7,12 m można sądzić, że tworzył się on co najmniej w allerödzie. Wiek ten potwierdziło datowanie radiowęglowe (Laboratorium w Gliwicach) dolnego torfu na  $12\ 500 \pm 220$  lat BP (Gd – 15 158). W tej sytuacji bardzo interesująco przedstawia się pozycja 20-centymetrowej warstwy gytii węglanowej/kredy jeziornej, leżącej poniżej dolnego torfu. Wydaje się, że można ją genetycznie i stratygraficznie połączyć z kredą jeziorną występującą we wkopie, reprezentującym budowę geologiczną przedallerödskiego poziomu jeziornego (ryc. 7 – I). Wniosek ten potwierdza także wykonana analiza malakofauny, która wykazała obecność podobnego zespołu małży i małżoraczków (J. Krzymińska). Wyodróżniono tutaj następujące gatunki małży: *Pisidium nitidum* (Jenyns), *Pisidium milium* (Held), *Pisidium casertanum* (Poli), *Pisidium conventus* (Clessin) oraz małżoraczków: *Candona candida* (Muller), *Candona neglecta* (Sars), *Candoniella subellipsoida* (Sharapova). Warto także podkreślić, iż jest to jedyne opracowane przez autora stanowisko, w którym pod tzw. dolnym torfem (torfem bazalnym) nawiercono starsze węglanowe osady jeziorne, oczywiście wyłączając strefę litoralną jezior i torfowisk, gdzie często notuje się w profilach pionowych naprzemienne sekwencje osadów torfowych i gytii.

Kolejnym utworem w profilu wypełnienia biogenicznego zagłębienia wytopiskowego, powyżej opisanych osadów przedallerödskich i allerödskich, jest metrowa warstwa gytii ilastej z młodszego dryasu, występująca na głębokości od 6,0 do 7,0 m. Charakteryzuje się ona bardzo dużym udziałem części mineralnych (od 30 do 80%), wśród których dominuje frakcja ilasta. W obrębie gytii ilastej występują cztery kilku milimetrowe przewarstwienia drobnopiaszczyste. Powyżej osadów późnoglacialnych znajdują się holocieńskie gytie węglanowo-mineralne (analizowane palinologicznie próby z głębokości 5,9 m; 5,6 m i 5,2 m są z wieku, kolejno: preborealnego, borealnego i atlantyckiego), (ryc. 7 – III). Całość osadów jeziornych pokryta jest prawie dwu metrową warstwą górnego torfu.

Zaprezentowany powyżej materiał dokumentacyjny upoważnia do łączenia środowiska sedymentacji osadów występujących w budowie poziomu 112–114 m n.p.m koło Skarszew z przedallerödskim zbiornikiem jeziornym. Początkowo był to stosunkowo płytki zbiornik o charakterze glacialimnicznym, w którym zachodziła głównie depozycja osadów mineralnych (rytmy limnoglacialne). Stopniowe pogłębianie się jeziora oraz równoczesne zmniejszanie dostawy materiału mineralnego sprzyjało rozwojowi fauny. Wymagania ekologiczne występujących tu gatunków sugerują, że był to stosunkowo głęboki

zbiornik rozwijający się w klimacie subarktycznym. Z drugiej strony duża przestrzenna zmienność miąższości osadów przedallerödzkich, występowanie szeregu płytkich wytopisk oraz obecność kilku wysp morenowych w otoczeniu osadów jeziornych sugerują jego bardzo nieregularną linię brzegową, a niewykluczone, że funkcjonowało tu kilka niezależnych zbiorników jeziornych. Okres tworzenia się poziomu 112–114 m n.p.m. kończy się wraz ze spływem wód jeziornych w kierunku doliny Wierzycy. Wietcisa wcięła się około 3–5 m w powierzchnię poziomu oraz, bezpośrednio poniżej obniżenia glacialnego, w którym ten poziom się znajduje, utworzyła odcinek erozyjny łączący ją z kolejną rynną subglacialną, a następnie poprzez nią z doliną Wierzycy. Pozycja dolnego torfu znajdującego się w obniżeniu wytopiskowym świadczy o tym, że proces ten miał miejsce przed allerödem. W allerödzie, na skutek wytapiania się brył martwego lodu rozpoczęła się kolejna faza jeziorna, poprzedzona krótką fazą torfowiskową. Jednakże ta faza jeziorna w dnie rynny glacialnej ograniczona już była tylko do miejsc, w których tkwiły duże bryły martwego lodu. Powstałe w ten sposób niewielkie jeziorka uległy w holocenie, w wyniku wypełnienia osadami jeziornymi i torfowymi, całkowitemu zanikowi. Zauważa się tu dużą zbieżność morfogenezy zaprezentowanego poziomu z późnoglacialnymi poziomami jeziornymi w dolinie Wierzycy, w okolicy Starej Kiszewy i Więckowych (Błaszkiwicz, Krzywińska 1992; Błaszkiwicz 1998). Znamiennym jest fakt, iż opisany przedallerödski poziom jeziorny w ujściowym odcinku doliny Wietcisy także hipsometrycznie odpowiada podobnemu poziomowi w dolinie Wierzycy k. Więckowych (ryc. 6). Problem ten został bliżej przedstawiony wraz z analizą rynny subglacialnej k. Więckowych, będącej elementem doliny Wierzycy. Jednakże już na podstawie badań tego tylko stanowiska można wskazać na dużą spójność morfogenetyczną doliny Wierzycy i doliny Wietcisy.

### 3.2.2. RYNNA SUBGLACJALNA K. WILCZYCH GÓR

W dolinie Wietcisy, na północ od Skarszew rzeka na krótkim odcinku wykorzystuje na trasie swego przepływu dwie, równoległe w stosunku do siebie, formy rynien subglacialnych (ryc. 6). Rynny te są połączone niespełna trzy-stumetrowym, erozyjnym odcinkiem przełomowym. Przedmiotem szczególnych badań była północna rynna subglacialna, znajdująca się w rejonie Kamierowa–Wilczych Gór (ryc. 6). Oś morfologiczna rynny przebiega na kierunku NE–SW. Analizowana rynna jest formą stosunkowo krótką, o długości 1,5 km i średniej szerokości około 250 m. Głębokość wcięcia formy w stosunku do przylegającej wysoczyzny wynosi średnio 10–15 m, a przy uwzględnieniu maksymalnej miąższości wypełnienia biogenicznego jej dna dochodzi do 30 m. Największe deniwelacje związane są z północno-zachodnim zboczem rynny,



gdzie sąsiaduje ona bezpośrednio z nałożoną na wysoczyzną formą wałową, o najprawdopodobniej szczelinowej genezie (wał kemowy?). Dno rynny charakteryzuje się bardzo urozmaiconą morfologią. Występuje tutaj kilka pagórków o wysokościach względnych dochodzących do 5 m, a pomiędzy nimi przegłębienia wypełnione po części osadami biogenicznymi. W jednym z takich przegłębieniach, w północnej części rynny znajduje się niewielkie jezioro. Pagórki znajdujące się w dnie rynny mają wydłużone formy o osiach morfologicznych zgodnych z przebiegiem osi morfologicznej rynny. Są one zbudowane od góry z masywnej, brązowej gliny morenowej o miąższościach dochodzących do 3 m. Na wierzchołkach dwóch pagórków, na glinie tej występuje niespełna metrowa seria żwirowo-piaszczysta z bardzo dużą ilością żwirów i gładów. Kontakt serii żwirowo-piaszczystej z poniżej leżącą gliną morenową ma wybitnie erozyjny charakter. Obok wspomnianych pagórków istotnym elementem w morfologii dna analizowanej rynny jest wyraźnie zaznaczający się poziom glacialny, zlokalizowany w jej południowo-zachodniej części. Znajduje się on już w strefie bezpośredniego kontaktu rynny subglacialnej z erozyjnym odcinkiem doliny Wietcisy (ryc. 6; 8 – CD). Ma około 400 m długości, od 50 do 100 m szerokości i występuje na wysokości 121–124 m n.p.m., tj. około 2–5 m ponad poziom równiny zalewowej Wietcisy i jednocześnie równiny torfowej w dnie rynny. Również w budowie tej formy dominującym elementem jest brązowa, masywna glina morenowa o miąższościach przekraczających 2 m. Morfologia rynny, oraz morenowa budowa występujących w jej obrębie elementów wskazują, iż głównym mechanizmem prowadzącym do jej powstania była egzaracja lodowcowa. Jednocześnie ślady erozji wodnej zarejestrowane na powierzchni dwóch pagórków, a także w największym przegłębieniu w południowo-zachodniej części rynny (ryc. 8 – EF – II) sugerują, iż w jej genezie należy także uwzględnić pewną rolę erozji wód subglacialnych. Stąd też formę tą określono jako rynnę glacialno-fluwioglacialną.

#### OSADY JEZIORNE W POZIOMIE 121–122 M N.P.M.

Na powierzchni wcześniej już opisanego poziomu glacialnego 121–124 m n.p.m. nałożone są osady jeziorne o miąższości do 2 m. Występują one tylko do wysokości 122 m n.p.m. i zalegają sedymentacyjnie na brązowej glinie morenowej (ryc. 8 – CD – VII). Partię spagową tych osadów tworzy metrowa warstwa piasków mułkowatych i mułków piaszczystych ku stropowi z prze-warstwieniami węglanowymi. Powyżej nich występuje margiel mułkowy o zawartości węgla wapnia w granicach 60–80%, na którym wykształcił się glebowy poziom mineralno-próchniczny. W obrębie margla mułkowego licznie występuje malakofauna. Jej skład gatunkowy określiła Jarmila Krzysińska. Niestety, w związku z brakiem możliwości wykonania odkrywkowej próby były

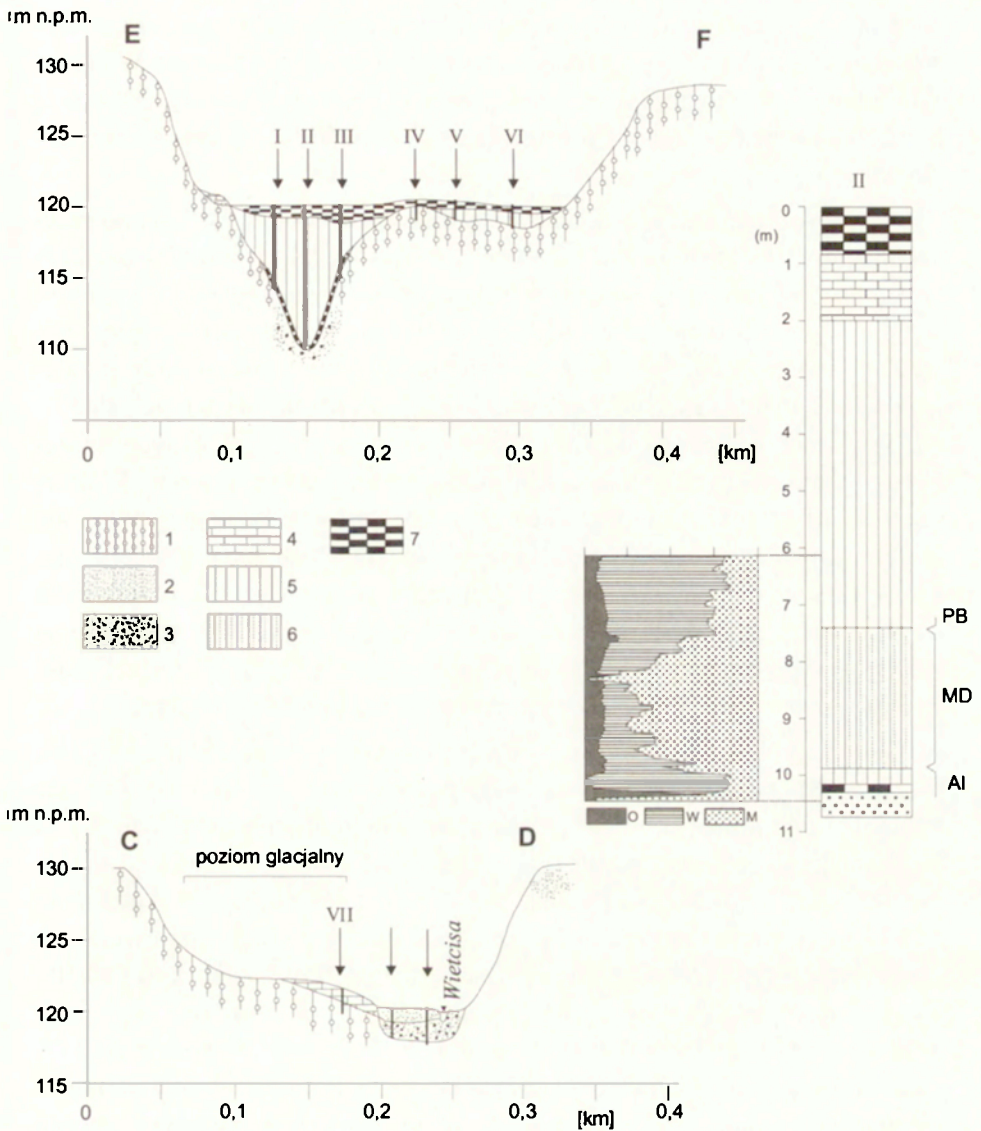
pobierane bezpośrednio z wiercenia o naruszonej strukturze, a silne nawodnienie osadów od głębokości 0,5 m nie dało pewności co do ich właściwej pozycji w profilu pionowym. Stąd też podane poniżej głębokości występowania poszczególnych gatunków należy traktować z dużym przybliżeniem. Na głębokości 1,1–1,8 m występują następujące gatunki mięczaków: *Gyraulus laevis* (Alder), *Bithynia tentaculata* (Linnaeus), *Bithynia leachi* (Sheppard); małże z rodzaju *Pisidium* oraz małżoraczki: *Candona candida* (Müller), *Candona neglecta* (Sars), *Potamocypris foxi* (Sywula), *Candoniella subellipsoida* (Sharapova), *Cyclocypris globosa* (Sars), *Cyclocypris ovum* (Juvine), *Darwinula stevensoni* (Brady, t Robertson). W przedziale 0,9–1,1 m oznaczono małżoraczka *Eucypris pigra* (Fischer) i ślimaki: *Valvata cristata* (Muller), oraz *Pupilla loessica* (Lozek). W najpłytszej warstwie występowały tylko ułamki małży i jeden gatunek ślimaka *Gyraulus laevis*.

Wszystkie gatunki małżoraczek są formami zimnolubnymi, przy czym gatunek małżoraczka *Eucypris pigra* (Fischer) i gatunki dwóch ślimaków *Bithynia tentaculata* (Linnaeus) i *Bithynia leachi* (Sheppard) mogą przemawiać za wczesnooloceniowym wiekiem osadów (Winnicki, Skompski 1991; Alexandrowicz 1999). Występujący w zespole gatunek *Pupilla loessica* (Lozek), jest nieznanym z holocenu, natomiast powszechnie notowany i bardzo pospolity w lessach, a także w osadach stokowych (Alexandrowicz 1987).

Generalnie pozycja geomorfologiczna analizowanych osadów jeziornych oraz skład gatunkowy występującej w ich obrębie malakofauny jest zbliżony do opisanych już wcześniej przedalleródzkich osadów jeziornych przy oczyszczalni ścieków w Skarszewach. Jednakże zauważa się brak małżoraczka *Cytherissa lacustris* oraz występowanie z kolei nieobecnego tam ślimaka *Bithynia tentaculata*. Wobec braku innych możliwości datowania osadów jeziornych w poziomie 121–122 m n.p.m. problem ich wieku na obecnym etapie badań pozostaje otwarty. Jest niewykluczone, iż mamy tutaj do czynienia z nałożeniem się młodszych osadów holoceniowych na starsze, jeziorne utwory późnoglacialne. Autor planuje na tym poziomie przeprowadzenie wierceń sondą Geoprobe, umożliwiającą pobór prób o nienaruszonej strukturze z nawodnionych osadów mineralnych.

#### OSADY JEZIORNE W DNIE RYNNY

Okolo 2 m poniżej poziomu glacialnego, z nałożonymi na nim osadami jeziornymi, występuje wąska równina zalewowa, o szerokości 40–60 m, utworzona przez wcinające się koryto Wietcisy. W budowie geologicznej równiny zalewowej występuje okolo metrowa seria namulów piaszczysto-organicznych zalegająca na piaskach gruboziarnistych i żwirach (ryc. 8 – CD). Poniżej tych



Ryc. 8. Budowa geologiczna rynny glacjalno-fluvioglacialnej k. Wilczych Gór. 1 – glina morenowa; 2 – piaski; 3 – piaski i żwiry; 4 – kreda jeziorna i margiel jeziorny; 5 – gytja (głównie węglanowe); 6 – gytja mineralne; 7 – torfy; O – straty na prażeniu; W – węglany; M – części mineralne; AL – alleröd; MD – młodszy dryas; PB – preboreal. Lokalizacja przekrojów na rycinie 6.

Geological structure of the bottom of the glacial and fluvioglacial channel near Wilcze Góry. 1 – glacial till; 2 – sand; 3 – sand and gravel; 4 – lacustrine chalk and marl; 5 – gytja (mainly carbonate); 6 – mineral gytja; 7 – peatbog; O – losses due to heating; W – carbonates; M – mineral elements; AL – Alleröd; MD – Younger Dryas; PB – pre-Boreal. Location of the cross-section in figure 6.

osadów na głębokościach 2,5–2,8 m znajduje się rezydualna warstwa żwirowo-głazowa, wyznaczająca maksymalną rzędną wcięcia się koryta Więcisy. W kierunku wschodnim, zgodnie z biegiem rzeki, poziom równiny zalewowej przechodzi w poziom równiny torfowej znajdującej się już w dnie rynny subglacialnej (ryc. 6).

W celu rozpoznania występujących w dnie rynny osadów wykonano przekrój geologiczny złożony z sześciu wierceń (ryc. 8 – EF). Najmniejsze miąższości osadów biogenicznych wypełniających dno rynny (około 1,5 m) występują w jego południowej części. Składają się one z metrowej warstwy gytii węglanowo-mineralnej przykrytej pół metrową warstwą torfu. Osady te zalegają na masywnej glinie, w której stropie nie stwierdzono wyraźnych śladów erozji wodnej. Z kolei największe miąższości osadów biogenicznych występują w dnie rynny przy kontakcie z jej północno-zachodnim zboczem. W wierceniach I i III (ryc. 8 – EF) leżą one również bezpośrednio na oglejonej glinie morenowej. W ich spągu, na głębokości około 4 m występuje pięciocentymetrowa warstwa torfu mineralnego. Kolejnymi osadami w profilu są tam gytia węglanowa (gł. 3,85–3,95 m), gytia mineralno-węglanowa (2,50–3,85 m) i gytia węglanowa przechodząca ku górze w kredę jeziorną (2,50–1,30 m). Całość osadów jeziornych pokryta jest ciemnym torfem o miąższości 1,3 m.

Do szczegółowych badań litostratygraficznych wybrano sondę II, gdzie przewiercono ponad 10 m osadów biogenicznych (ryc. 8 – EF – II). Podłoże mineralne dna rynny, w miejscu wiercenia, tworzą dobrze przemyte piaski średnio i gruboziarniste z domieszką żwirów i licznymi głazikami oraz głazami. Taki charakter utworów podłoża sugeruje, iż to największe przegłębienie w dnie analizowanej rynny subglacialnej powstało w efekcie erozji wód subglacialnych. Pierwszym biogenicznym osadem w profilu, na głębokości 10,10–10,18 m jest, podobnie jak w przypadku wierceń I i III, warstwa ciemnego, dobrze rozłożonego torfu. Zawiera ona około 75% materii organicznej, 24% części mineralnych i śladowe ilości węglanów. Wykonane analizy palinologiczne wskazują na jej allerödski wiek. W allerödzie była też akumulowana nadległa warstwa gytii węglanowej, leżąca na głębokości 9,78–10,10 m. Gytia ta cechuje się bardzo dużą zawartością węglanów – do 83%. W części centralnej tej warstwy, przy bardzo niskim udziale materii organicznej – w granicach 2–3% i 17-procentowej zawartości części mineralnych ma ona nawet charakter kredy jeziornej. Węglanowe gytie allerödskie pokryte są grubą warstwą gytii mineralnych z młodszego dryasu, o miąższość 2,4 m. Gytie te charakteryzują się bardzo dużym udziałem części mineralnych. Ich średnia zawartość dla 30. próbek pobranych z tej warstwy wynosi około 62%, zaś średni udział węglanów i materii organicznej odpowiednio 27% i 11%. Początek holocenu został uchwycony w przeanalizowanych palinologicznie próbach pre-

borealnej, ciemnej gytii węglanowej z głębokości 7,3 i 7,2 m. Gytie te charakteryzują się dużym udziałem węglanów w granicach 62% oraz zawartością materii organicznej i części mineralnych, odpowiednio 12% i 27%. Kolejnymi osadami w profilu są już młodsze, kremowe gytie węglanowe o średniej zawartości węglanów około 70%, materii organicznej 9% i części mineralnych 21%. Holocenska sedymentacja jeziorna kończy się, podobnie jak rozpoczęła się jeziorna sedymentacja późnoglacialna, warstwą kredy jeziornej. Całość osadów jeziornych pokryta jest ciągłą warstwą górnego torfu o miąższości około 80 cm.

Jak już wcześniej wspomniano, na obecnym etapie badań jest kwestią dyskusyjną czy w poziomie 121–122 m n.p.m. występują starsze niż allerödskie osady jeziorne. Natomiast nie ulega wątpliwości, iż początek sedymentacji jeziornej w dnie badanej rynny należy odnieść do allerödu. Sedymentacja jeziorna poprzedzona była tutaj krótką fazą rozwoju torowiska. Torf ten był akumulowany na pogrzebanych w dnie rynny bryłach martwego lodu. Wskazuje na to jego prawie ciągły sposób zalegania na urozmaiconym morfologicznie podłożu mineralnym. Allerödзка warstwa torfowa nie występuje tylko w południowej, najpłytszej części dna rynny. Dodatkowym argumentem popierającym wniosek o akumulacji torfu na podłożu lodowym jest także jego niższa pozycja hipsometryczna, maksymalnie około 8 m od wysokości poziomu erozyjnego dna w przełomowym odcinku doliny Więcisy, znajdującym się w sąsiedztwie rynny. Przebiegające w allerödzie wytapianie pogrzebanych brył martwego lodu doprowadziło do powstania pogłębiającego się jeziora, zatopienia torfu i pokrycia go przez osady jeziorne. Pojawienie się w allerödzie osadów głębokowodnej sedymentacji jeziornej wskazuje, iż proces wytapiania przebiegał relatywnie szybko i już pod koniec tego okresu w dnie rynny powstała w pełni ukształtowana misa jeziorna, a jej dalszy rozwój uwarunkowany był już zewnętrznymi przyczynami klimatyczno-hydrologicznymi. Młodszy dryas zapisał się w osadach wyraźnym wzbogaceniem w części mineralne. Granice młodszego dryasu wyznaczone poprzez analizę palinologiczną w pełni korespondują z występowaniem gytii mineralnej w profilu późnoglacialnych osadów jeziornych. Godny podkreślenia jest także fakt bardzo dużej miąższości tych utworów (około 2,4 m). Wskazuje to na dużą rangę procesów denudacyjnych w zlewni jeziora i wprowadzanie do jego misy znacznej ilości osadów mineralnych. Wśród zbadanych przez autora stanowisk osadów jeziornych tylko w zagłębieniu wytopiskowym Ciepłe na zastoisku gniewskim zanotowano większą miąższość osadów młodszego dryasu. W holocenie nastąpiła stabilizacja warunków akumulacji jeziornej. Początkowo (w preboreale) w dnie jeziora akumulowane były ciemne gytie węglanowe, a następnie kremowe gytie węglanowe, charakteryzujące się nieco większą zawartością

węglanu wapnia i jednocześnie mniejszą zawartością materii organicznej. Wypływanie się jeziora w efekcie narastającej miąższości osadów doprowadziło do akumulacji płytkowodnej kredy jeziornej. Końcowy etap zaniku jeziora został zarejestrowany poprzez rozwój torfowiska niskiego na całej powierzchni kopalnej misy jeziornej.

### 3.2.3. RYNNA SUBGLACJALNA K. WOLNEGO DWORU

Prezentowana forma jest typowym przykładem rynny subglacjalnej powstałej w wyniku erozyjnej działalności wód podlodowcowych. Ciągnie się na długości prawie 20 km, od Bożego Pola Królewskiego na północy po Pogódki na południu, gdzie łączy się z rynnami wykorzystywanymi przez rzekę Wierzycę. Przy tak znacznej długości jest to forma stosunkowo wąska o średniej szerokości około 400 m i jednocześnie głęboko wcięta. Różnica wysokości pomiędzy dnem rynny wyznaczonym przez poziom równiny torfowej, bądź też przez poziom zwierciadła wody w występujących tam jeziorach, a przylegającą wysoczyzną morenową wynosi średnio około 25 m, a po uwzględnieniu głębokości jezior i wielkości wypełnienia biogenicznego niejednokrotnie przekracza 60 m. Cechą charakterystyczną przedstawianej formy jest także duża krętość jej przebiegu. Rynna ta posiada też kilka ślepo kończących się odnóg. W jej części początkowej i końcowej występują jeziora, z których największym jest Jezioro Krawusińskie, o maksymalnej głębokości 12,3 m.

Przedmiotem szczegółowych badań był północny fragment zaprezentowanej rynny, w rejonie Wolnego Dworu (ryc. 6). Rynna ma tutaj przebieg zbliżony do równoleżnikowego i jest włączona przez Wietcisę do jej doliny. Morfologia analizowanego fragmentu rynny nie odbiega od pozostałych jej części. Ciekawszym urozmaiceniem jest tutaj niewielka półka znajdująca się przy północnym zboczu rynny na wysokości 128–130 m n.p.m. (około 6–8 m ponad poziom równiny torfowej w dnie rynny), która została określona na *Szczegółowej mapie geologicznej Polski* ark. Skarszewy jako taras kemowy (Petelski 2003).

### BUDOWA GEOLOGICZNA DNA RYNNY

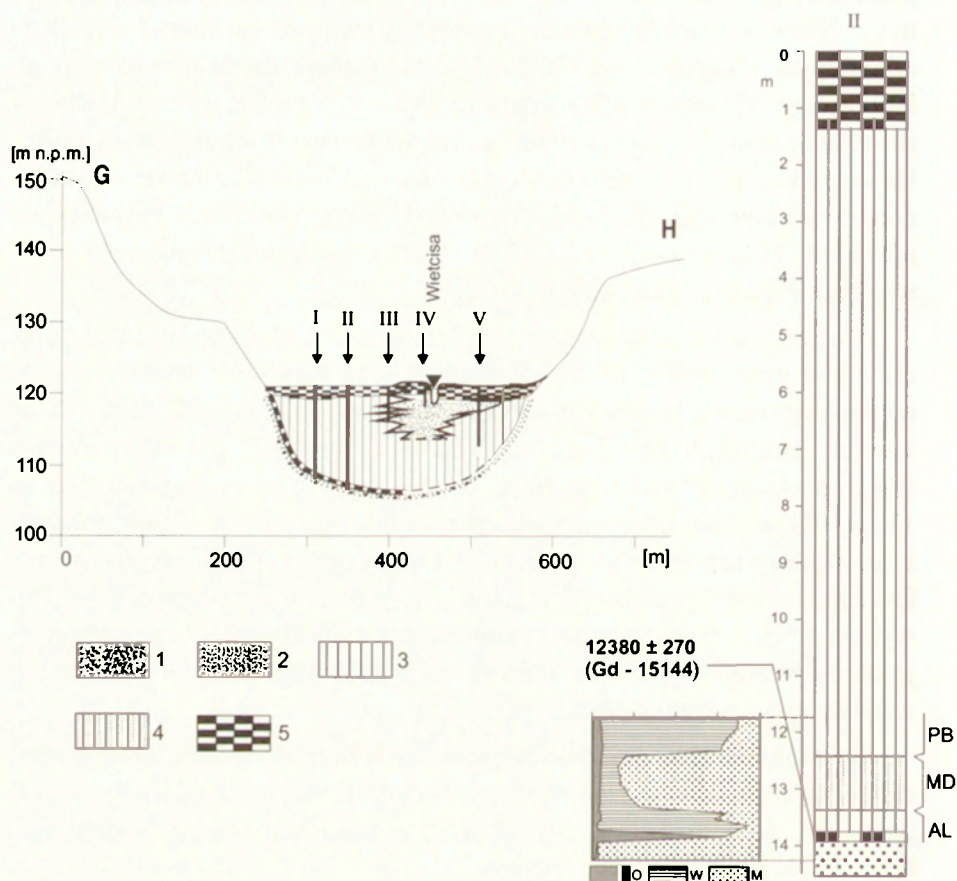
W celu rozpoznania osadów występujących w dnie rynny wykonano przekrój poprzeczny złożony z pięciu wierceń. Przekrój zlokalizowano w odległości 1,8 km od miejsca, w którym Wietcisa opuszcza rynnę i płynie dalej w obrębie erozyjnego, przełomowego odcinka rzecznoego, który łączy się następnie z omówioną już wcześniej rynną subglacjalną k. Wilczych Gór (ryc. 6 – GH; ryc. 9). Litostratygrafia osadów biogenicznych wypełniających dno rynny zostanie omówiona na przykładzie wiercenia II, zlokalizowanego około 100 m

od załomu dolnego północnego zbocza rynny (ryc. 9). Podłoże mineralne rynny stanowią dobrze wysortowane piaski średnio- i drobnoziarniste z pojedynczymi głazikami. W ich części stropowej występuje przewarstwienie mułku piaszczystego o miąższości około 15 cm, z drobnymi przemazami organicznymi. Niestety w ich obrębie nie zachowały się pyłki roślinne. Na podłożu mineralnym, na głębokości 13,75–13,80 m znajduje się warstewka torfu allerödskiego. Jej radiowęglowa data  $12\ 380 \pm 270$  lat BP (Gd – 15144) potwierdzona została analizą palinologiczną wykonaną przez B. Noryśkiewicz. Bezpośrednio ponad torfem występują jeziorne osady allerödskie wykształcone początkowo (gł. 13,55–13,75 m) jako kreda jeziorna o zawartości węglańców około 90%, a następnie (gł. 13,35–13,55 m) gytia węglanowa (zawartość węglańców w granicach 67–76%).

Powyżej osadów allerödskich, na głębokości 12,40–13,35 m, znajdują się mineralne gytie mułkowo-ilaste akumulowane w młodszym dryasie. Charakteryzują się one bardzo dużą zawartością części mineralnych (72–85%), wśród których dominują frakcje ilaste (od 40 do 71%) i mułkowe (29–66%), a udział frakcji piaszczystej jest minimalny. Węglanowość tych osadów waha się od 11 do 16%, a udział materii organicznej wynosi około 4–5%. Osady holocenckie rozpoczynają się na głębokości 12,4 m czarnymi gytiami węglanowymi, które ku stropowi przechodzą w jaśniejsze, kremowe gytie węglanowe. Najwyższa próba, analizowana palinologicznie, z głębokości 11,7 m, reprezentuje okres preborealny. Całość holocenckich gytii węglanowych pokryta jest warstwą torfu, o średniej miąższości 1,3 m.

Zbliżoną sekwencję osadów biogenicznych zaobserwowano także w wierceniu I (ryc. 9). Również tam w spągu jeziornych osadów węglanowych, bezpośrednio na podłożu mineralnym występuje pięciocentymetrowa warstewka torfu. W bezpośrednim sąsiedztwie koryta Więcisy obok utworów jeziornych występują także piaszczyste i piaszczysto-organiczne osady rzeczne. Są one wykształcone w postaci piasków drobno i średnioziarnistych w stropie z dużą domieszką części organicznych. Na ich powierzchni znajduje się pokrywa torfów mineralnych. W wierceniu V udało się przebić 3,5-metrową piaszczystą warstwę aluwialną i nawiercić do głębokości 8 m leżące pod nią jeziorne gytie węglanowe (ich spągu nie osiągnięto), (ryc. 9). Z kolei w wierceniu III, do głębokości 4,7 m nawiercono kilka naprzemiennie występujących aluwialnych warstw drobnopiaszczystych oraz warstw gytii węglanowej (ryc. 9).

Zaprezentowany powyżej materiał pozwala na sformułowanie kilku wniosków na temat powstania, rozwoju i zaniku jeziora w dnie analizowanej rynny. Generalnie późnoglacialna faza rozwoju misy jeziornej przebiegała tutaj podobnie jak we wcześniej opisanej rynnie k. Wilczych Gór. Tutaj także pozycja hipsometryczna torfu allerödskiego, około 14 m poniżej aktualnego pozio-



Ryc. 9. Budowa geologiczna dna rynny fluwioglacjalnej k. Wolnego Dworu. 1 – piaski różnoziarniste (mineralnego dna rynny); 2 – piaski drobne i średnie (deltowe); 3 – gytja (głównie węglanowe); 4 – gytja mineralne; 5 – torfy; O – straty na prażeniu; W – węglany; M – części mineralne; AL – allerod; MD – młodsi dryas; PB – preboreał. Lokalizacja przekroju na rycinie 6.

Geological structure of the bottom of the glacial and fluvio-glacial channel near Wolny Dwór. 1 – variously-grained sand (of the mineral bottom of the channel); 2 – fine- and medium-grained sand (delta sand); 3 – gyttja (mainly carbonate); 4 – mineral gyttja; 5 – peatbog; O – losses due to heating; W – carbonates; M – mineral elements; AL – Allerod; MD – Younger Dryas; PB – pre-Boreal. Location of the cross-section in figure 6.



mu erozyjnego dna w sąsiadującym z rynną odcinku przełomowym doliny Wietcisy wskazuje, iż był on akumulowany na pogrzebanych w rynnie bryłach martwego lodu. W allerödzie, po krótkiej fazie torfowiskowej, w dniu rynny, w wyniku wytapiania się podłoża lodowego, zaczęło tworzyć się jezioro. Należy sądzić, że również i ta rynna została już w allerödzie w pełni odpreparowana. Akumulacja późnoglacialnych i holocenijskich gytii mineralnych (młodszy dryas) oraz węglanowych (holocen) doprowadziła do całkowitego zaniku jeziora i uformowania się torfowiska niskiego na powierzchni osadów jeziornych.

Autor chciałby przy analizie tego stanowiska zasygnalizować problem wzajemnych relacji osadów jeziornych i rzecznych występujących w dniu rynny. Analizowany fragment rynny subglacialnej jest częścią poligenetycznej doliny Wietcisy. Wcześniejsze badania autora w dolinie Wierzycy potwierdziły łączenie poszczególnych obniżzeń inicjalnych już w czasie funkcjonowania fazy kemowej i najstarszej, przedallerödskiej generacji jezior (Błaszkiwicz 1998). Również, jak już w niniejszej pracy wykazano, odcinek przełomowy łączący dolinę Wietcisy z doliną Wierzycy można datować na okres funkcjonowania i spływu przedallerödskiej generacji jezior w rynnie glacialnej k. Skarszew. Należy sądzić, iż podobnego wieku są także odcinki przełomowe łączące obniżenia rynnowe na północ od Skarszew. Wniosek ten wiąże się z problemem występowania przedallerödskich osadów jeziornych w rynnie k. Kamierowa. Stąd też jezioro powstałe w analizowanej rynnie miało przez cały czas swego rozwoju przepływowo charakter. Osady piaszczyste występujące na linii przekroju GH (ryc. 9) rejestrują wkraczanie delty rzecznej Wietcisy do misy jeziornej. Warto tutaj zwrócić uwagę na zdecydowanie mniejszy udział osadów rzecznych w wypełnieniu dna rynny, w stosunku do osadów jeziornych. W związku z tym, iż analizowane jezioro w dolinie Wietcisy miało na początku swego istnienia długość ponad 6 km, to relacje te należy rozpatrywać w pewnym dynamicznym układzie przestrzenno-czasowym, biorąc pod uwagę równoczesne występowanie sedymentacji rzecznej i produkcji pierwotnej jeziora. Delta rzeczna włożona w osady jeziorne stanowi aktualnie bazę dla rozwoju procesów fluwialnych, m.in. kształtowania meandrującego koryta. W pełni meandrującą fazę rozwoju koryto osiągnęło tylko na krótkim odcinku dna, w miejscu gdzie Wietcisa wkracza do rynny z wyżej leżącego odcinka przełomowego (już poza zasięgiem mapy geomorfologicznej – ryc. 6). Jest to związane z występującą tam w dniu rynny większą ilością aluwii w stosunku do osadów jeziornych.

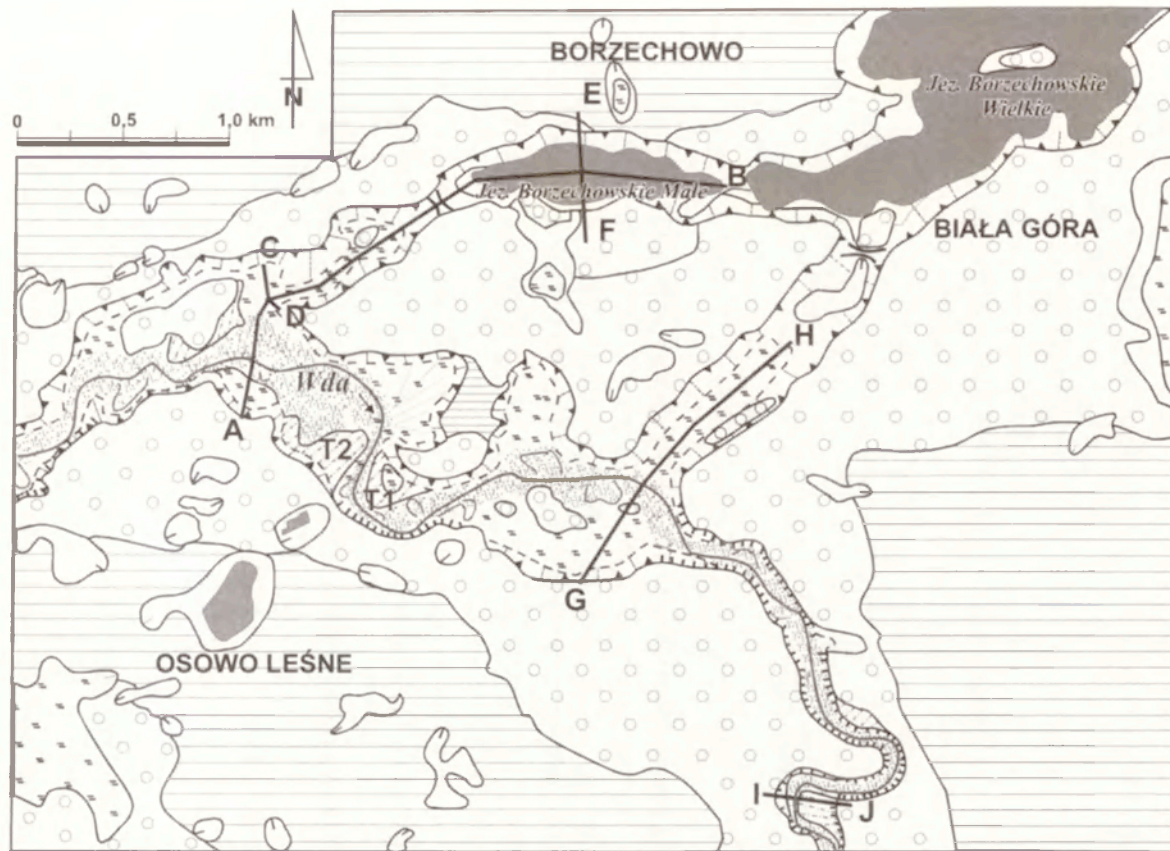
### 3.3. STANOWISKA W DOLINIE WDY

#### 3.3.1. RYNNNA SUBGLACJALNA JEZIOR BORZECZOWSKICH NA STYKU Z DOLINĄ WDY

##### POŁOŻENIE I MORFOLOGIA

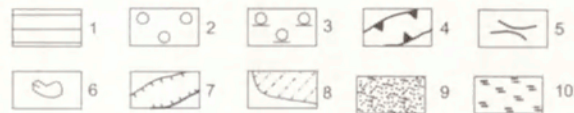
Rynna Jezior Borzechowskich nie była dotychczas przedmiotem badań geomorfologicznych. Większa jej część jest położona w zlewni Wierzycy, w strefie wododziałowej z doliną Wdy (ryc. 3 – IV; ryc. 10). Tylko niewielki, południowy fragment rynny należy do zlewni Wdy. Rynna Jezior Borzechowskich graniczy od południa z obszarem sandrów wschodniopomorskich, zaś od północy z wysoczyzną morenową zaplecza fazy pomorskiej. Pomiędzy tymi obszarami przebiega, opisana już wcześniej, strefa marginalna maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej. Na zachód od rynny Jezior Borzechowskich jest ona wyrażona szeregiem krótkich stożków glajomarginalnych. Łączą się one następnie w jeden, duży szlak sandrowy i towarzyszą po obu stronach rynnie Jezior Borzechowskich. Na południowy-zachód od rynny, już w rejonie doliny Wdy, szlak ten łączy się z sandrami wschodniopomorskimi (ryc. 3). Utworami dominującymi w strefie korzeniowej szlaku sandrowego są piaski średnio- i gruboziarniste oraz żwiry o miąższościach ponad 10 m. Najczęściej wykształcone są tam w zestawach przekątnych i rynnowych z paleoprzepływami w kierunkach zachodnich i południowo-zachodnich. Oddalając się od strefy proksymalnej sandru obserwujemy coraz większy udział pozakorytowych litofacji drobnopiaszczystych w jego budowie geologicznej. Stosunek rynny Jezior Borzechowskich do strefy marginalnej maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej (ryc. 3 – IV) wskazuje, iż jest ona formą nieco starszą od tej linii postojowej. W czasie funkcjonowania odpływów sandrowych powiązanych z maksymalnym zasięgiem fazy pomorskiej rynna ta już istniała i była konserwowana bryłami martwego lodu.

Rynna Jezior Borzechowskich jest formą bardzo wyróżniającą się w morfologii terenu. Tworzy ona skomplikowany układ hydrograficzny składający się z rynny głównej i dwóch większych odgałęzień w części południowej, łączących się dalej w kierunku południowo-zachodnim z doliną Wdy (ryc. 10), oraz dwóch odnóg w części północnej. Główna oś morfologiczna formy przebiega na linii NE–SW. Długość rynny głównej dochodzi do 8 km, a szerokość waha się od 200 m do ponad 1 km. Zbocza rynny są z reguły bardzo wyraźne. Ich wysokości wahają się od 5 do 25 m. Jak wskazuje profil batymetryczny sporządzony przez Instytut Rybactwa Śródlądowego w Olsztynie oraz wiercenia wykonane przez autora profil podłużny tej formy jest bardzo nieregularny z bardzo dużą liczbą głębozczków i progów (ryc. 11 – AB). Maksymalna



Ryc. 10. Mapa geomorfologiczna styku rynny Jezior Borzechowskich z doliną Wdy. 1 – wysoczyzna morenowa; 2 – obszary sandrowe; 3 – obszary akumulacji zastoiskowej; 4 – rynny subglacjalne; 5 – progi w rynnach; 6 – zagłębienia wytopiskowe; 7 – odcinki erozyjne doliny Wdy; 8 – terasy rzeczne; 9 – równina zalewowa; 10 – równiny torfowe.

Geomorphological map of the contact zone of the channel of Borzechowskie Lakes with the valley of the River Wda. 1 – morainic plateau; 2 – sander areas; 3 – accumulation areas in the ice margin basins; 4 – subglacial channels; 5 – steps in the channels; 6 – kettles; 7 – erosive sections of the valley of the River Wda; 8 – river terraces; 9 – floodplain; 10 – peatbog plains.

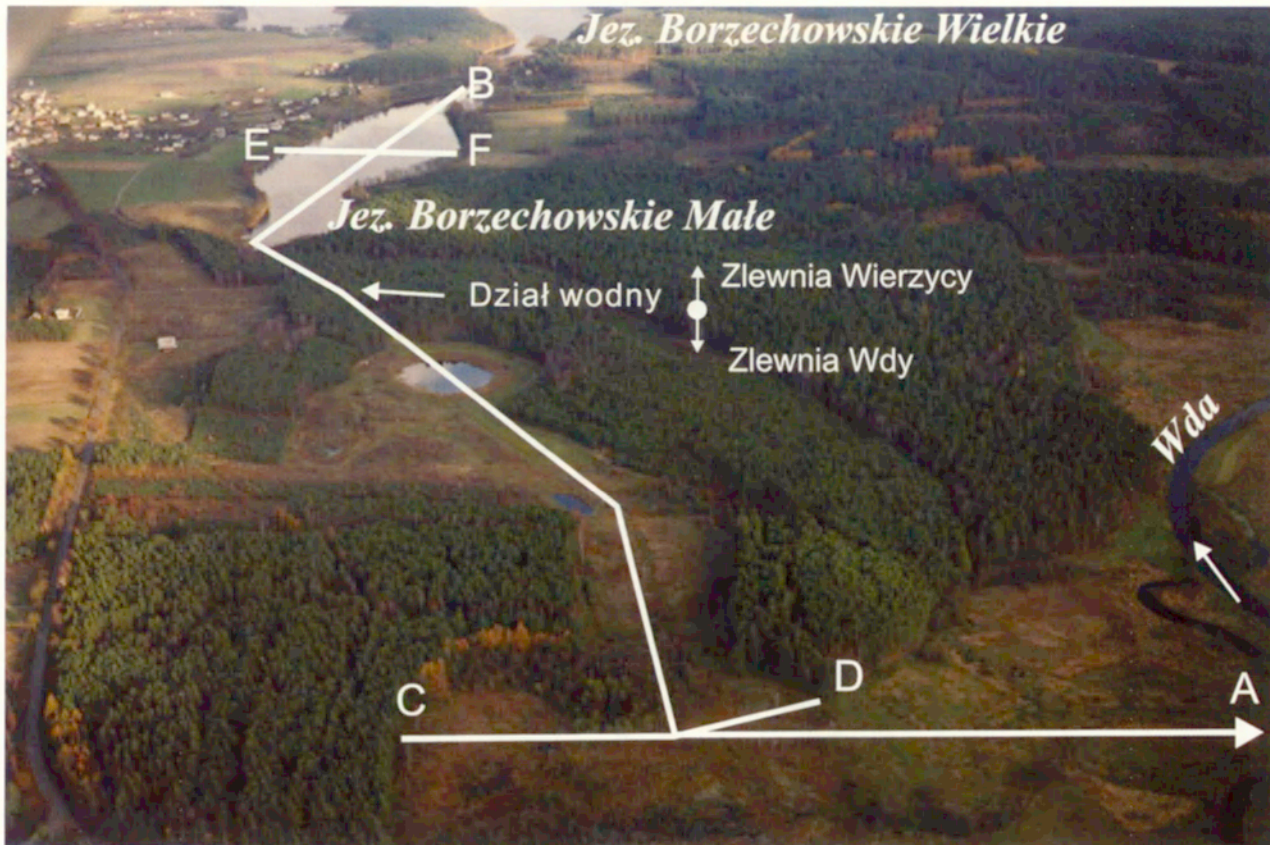


głębokość Jeziora Borzechowskiego Wielkiego wynosi 43 m. Po dodaniu różnicy wysokości pomiędzy lustrem wody a strefą przykrawędziową rynny oraz przy uwzględnieniu miąższości osadów jeziornych (przeciętnie 10–15 m) uzyskuje się maksymalną głębokość wcięcia rynny wynoszącą prawie 80 m! Zaprezentowana morfologia formy w połączeniu z brakiem w jej obrębie elementów glacialnych świadczy o tym, iż powstała ona przede wszystkim w efekcie erozji wód subglacialnych. Stąd też można ją określić jako fluwio-glacialną rynnę subglacialną.

Szczegółowymi badaniami objęto dwa fragmenty rynny Jezior Borzechowskich, bezpośrednio kontaktujące się z doliną Wdy, która na analizowanym obszarze też ma charakter rynny subglacialnej, przekształconej w dużym stopniu przez procesy fluwialne (ryc. 10). Pierwszy fragment obejmuje południowo-zachodnią część rynny centralnej od doliny Wdy po Jezioro Borzechowskie Małe włącznie i będzie dalej nazywany rynną Jezioro Borzechowskie Małe–Wda (przekrój AB – ryc. 10). Drugi fragment badań szczegółowych stanowi skrajnie wschodnią odnogę rynny głównej, łączącą się też z doliną Wdy. Będzie ona dalej określana jako rynną Biała Góra–Wda (przekrój GH – ryc. 10). Łącznie przy sporządzaniu mapy geomorfologicznej analizowanego obszaru testowego wykonano około 120 wierceń, w tym 40 wierceń rdzeniowych w obrębie osadów biogenicznych dna rynny.

#### RYNNA JEZIORO BORZECHOWSKIE MAŁE-WDA

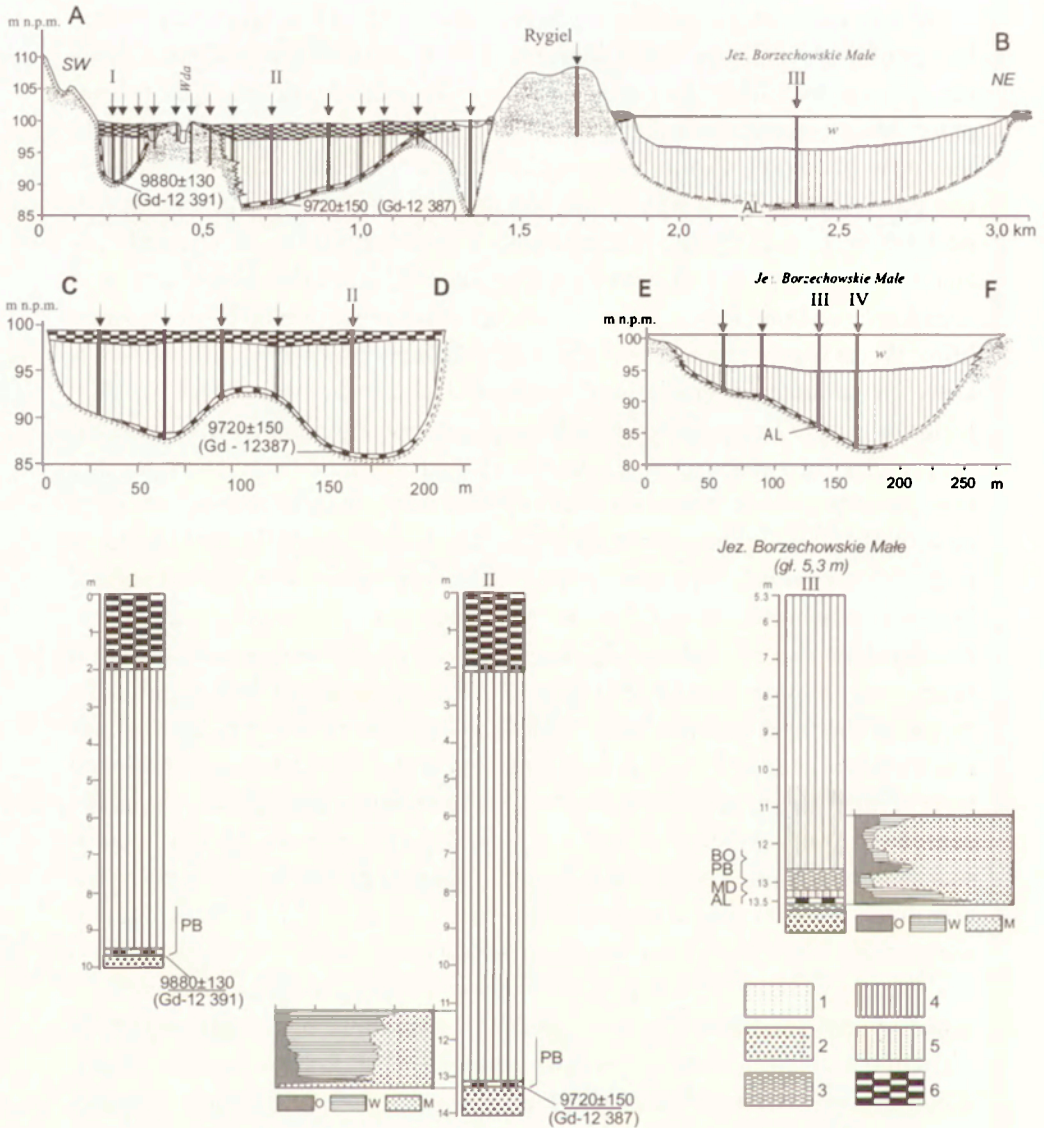
W dnie tego fragmentu rynny, pomiędzy doliną Wdy a Jeziorem Borzechowskim Małym występuje rygiel wznoszący się około siedem metrów ponad poziom równiny torfowej (ryc. 10, 11 – AB; fot. 8). W sondzie mechanicznej wykonanej w najwyższym punkcie rygla stwierdzono występowanie do głębokości 10 m dobrze wysortowanych piasków średnio- i gruboziarnistych z niewielkimi przewarstwieniami drobnych żwirów (ryc. 11 – AB). Rozpatrując genezę tej formy można przyjąć dwie możliwości interpretacyjne: albo jest to forma erozyjna, której powstanie warunkowane było przebiegiem erozyjnej działalności wód roztopowych w tunelu subglacialnym, albo też mamy tutaj do czynienia z formą akumulacyjną, która utworzyła się już w fazie konserwacji rynny, w czasie sypania w jej sąsiedztwie szlaku sanctowego. Brak wyraźnej powierzchni erozyjnej w budowie geologicznej rygla skłania raczej ku przyjęciu drugiego wariantu interpretacyjnego. Niezależnie od genezy, najistotniejsza dla dalszych rozważań jest funkcja działu wodnego pomiędzy zlewnią Wierzycy a Wdy, jaką pełni ta forma w dnie rynny. Część południowa rynny jest praktycznie drenowana bezpośrednio przez Wdę, natomiast w części północnej, już w obrębie zlewni Wierzycy, występuje Jezioro Borzechowskie Małe i dalej ku północy Jezioro Borzechowskie Wielkie (fot. 8).



Fot. 8. Rynna Jezioro Borzechowskie Małe – Wda. Lokalizacja i oznaczenie przekrojów jak na rycinie 10. (autor zdjęcia W. Stępień).  
 Channel of Lake Małe Borzechowskie – the River Wda. Location and key to the cross-sections as in Figure 10. (photo by W. Stępień).



W celu rozpoznania osadów występujących w dnie rynny wykonano przekrój podłużny wzdłuż osi morfologicznej formy oraz dwa przekroje poprzeczne: jeden przez zatorfioną część rynny przy kontakcie z doliną Wdy i drugi przez Jezioro Borzechowskie Małe (ryc. 11). Jezioro Borzechowskie Małe leży na wschód od wspomnianego rygla i należy do zlewni Wierzycy. Zajmuje ono powierzchnię 23 ha, a jego maksymalna głębokość na linii przekroju wynosi 5,5 m. Zbocza rynny, w miejscu występowania jeziora są wyraźnie zaznaczone, a zbocze południowe ma nawet, na niektórych odcinkach, w tym na wysokości wykonanego przekroju, postać wysokiego, ponad 10-metrowego klifu. Warto w tym miejscu zaznaczyć, iż w klifie występują piaszczysto-mułkowe i ilaste osady zastoiskowe o miąższościach przekraczających 8 m. Misa jeziorna Jeziora Borzechowskiego Małego jest wypełniona dennymi osadami biogenicznymi o grubości do 12 m (ryc. 11 – AB; EF). Podłoże mineralne dna misy jeziornej tworzą piaski drobno- i średnioziarniste, w stropie przechodzące w około 30-centymetrową warstwę mułku piaszczystego. Bezpośrednio na podłożu mineralnym występuje prawie 10-centymetrowa warstewka ciemnobrązowego torfu bazalnego. Torf ten występuje we wszystkich czterech wykonanych tu wierceniach, na głębokościach od 8,1 do 17 m poniżej poziomu lustra wody w wierceniach IV (ryc. 11 – EF). Przeprowadzona analiza palinologiczna w obrębie spągowej części osadów biogenicznych w wierceniach III (fragment profilu na głębokości 12,4–13,6 m) wykazała allerródzki wiek bazalnego torfu. Ponad torfem w profilu znajduje się niewielkiej miąższości, około 10-centymetrowa, również allerródzka, niewyraźnie laminowana gytia węglanowo-mułkowa. Średnie zawartości materii organicznej, węglanów i części mineralnych w jej obrębie wynoszą odpowiednio: 11%, 45% i 44%. Kolejnym osadem w profilu jest mułek jeziorny (materia organiczna – 3,5%, węglany – 8%, części mineralne – 88,5%) akumulowany w młodszym dryasie. Jego miąższość wynosi od około 0,5 m w wierceniach III do ponad 2 m w wierceniach IV. Ta wyraźnie zaznaczająca się w przekroju zmienność miąższości osadów młodszego dryasu uwarunkowana była topografią dna oraz odległością od południowego, klifowego zbocza rynny, gdzie jak już wcześniej wspomniano w krawędzi, występują utwory piaszczysto-mułkowe. W młodszym dryasie, w warunkach braku zwartej pokrywy roślinnej i prawdopodobnie wyższego poziomu wody w jeziorze było to bardzo dogodne miejsce do rozwoju procesów stokowych i dostarczania w ten sposób bardzo dużej ilości materiału mułkowo-ilastego do misy jeziornej. Całość późnoglacialnych utworów pokryta jest grubą, maksymalnie ponad 10-metrową, warstwą holocenów gytii węglanowo-mineralnych, które jeszcze w starszej części holocenu wykazywały znaczny udział części mineralnych, w granicach 55–75%. Wskazuje to na dużą aktywność południowego klifu misy jeziornej w tym czasie.



Ryc. 11. Przekroje geologiczne przez dno rynny Jezioro Borzechowskie Małe – Wda. 1 – piaski drobno- i średnioziarniste; 2 – piaski średnio- i gruboziarniste; 3 – mułki jeziorne; 4 – gytie (głównie węglanowe); 5 – gytie mineralne; 6 – torfy; O – straty na prażeniu; W – węglany; M – części mineralne; AL – alleröd; MD – młodsi dryas; PB – preboreal; BO – boreal. Lokalizacja przekrojów na rycinie 10 i fotografii 8 i 9.

Geological cross-sections across the bottom of the channel of Lake Male Borzechowskie – the River Wda. 1 – fine- and medium-grained sand; 2 – medium- and coarse-grained sand; 3 – lacustrine loam; 4 – gyttja (mainly carbonate); 5 – mineral gyttja; 6 – peatbog; O – losses due to heating; W – carbonates; M – mineral elements; AL – Alleröd; MD – Younger Dryas; PB – pre-Boreal; BO – Boreal. Location of the cross-section in figure 10 and photos 8 and 9.



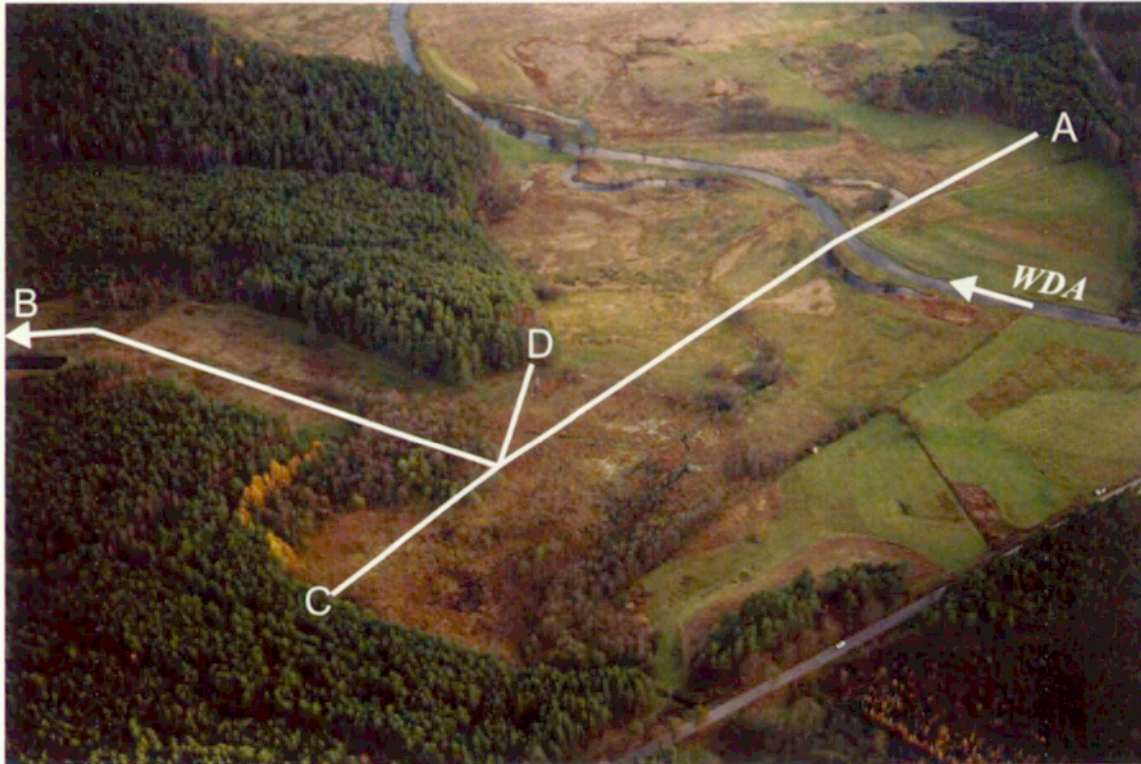
O ile w części rynny należącej do zlewni Wierzycy występują Jeziora Borechowskie Małe i Wielkie, to część drenowana przez dolinę Wdy jest praktycznie całkowicie zatorfiona (fot. 8). Jedynie w bezpośrednim sąsiedztwie progu wododziałowego znajduje się wyraźne przegłębienie w morfologii podłoża mineralnego rynny, ponad którym występuje płytkie oczko wodne o głębokości wody około 0,7 m (ryc. 11 – AB; fot. 8). Miąższość osadów biogenicznych w tym przegłębieniu wynosi co najmniej 15 m – spągu nie osiągnięto. Autor planuje tam wykonanie w sezonie zimowym sondy rdzeniowanej. Wiercenia wykonane w pozostałej części rynny bezpośrednio kontaktującej się z doliną Wdy ujawniły występowanie osadów jeziornych o łącznych miąższościach dochodzących do 13 m (ryc. 11). Morfologia powierzchni podłoża mineralnego rynny, bez osadów biogenicznych, wykazuje generalne nachylenie w stronę doliny Wdy. Podłoże to tworzą dobrze wysortowane piaski różnoziarniste z drobnymi przewarstwieniami żwirów. Bezpośrednio na podłożu mineralnym występuje praktycznie ciągła warstwa torfu bazalnego, o miąższości do 10 cm. Została ona rozpoznana w większości wierceń wykonanych w tej części rynny (ryc. 11 – AB, CD). Warstwa torfu bazalnego jest następnie pokryta miąższą serią gytii węglanowych, a ta z kolei górnym torfem.

Do szczegółowej charakterystyki litostratygraficznej osadów biogenicznych wypełniających dno rynny wybrano wiercenie, znajdujące się na linii przekroju poprzecznego, w którym zarejestrowano ich największą miąższość (ryc. 11 – CD – II). W wierceniu tym podłoże mineralne osiągnięto na głębokości 13,2 m licząc od powierzchni równiny torfowej. Tworzą go piaski średnio- i drobnoziarniste przechodzące ku spągowi w drobny żwir. Na podłożu mineralnym występuje około 12-centymetrowa warstwa ciemnego torfu z makroskopowo widocznymi makroszczałkami roślin, w tym fragmentami kory sosny. Partię spągowo-centralną torfu poddano analizie radiowęglowej (Laboratorium C-14 w Gliwicach) i uzyskano datę  $9\ 720 \pm 150$  lat BP (Gd-12 387). Datowanie to zostało potwierdzone analizą palinologiczną wykonaną dla warstwy torfu bazalnego oraz spągowej części nadległej gytii. Bezpośrednio ponad torfem występuje 10-centymetrowa warstwa ciemnokremowej, a następnie do głębokości 11,9 m seria ciemnej gytii węglanowej. Jak wskazuje analiza palinologiczna (najwyższa analizowana próba pochodziła z głębokości 12,0 m) była ona w całości akumulowana w okresie preborealnym. Średnie zawartości materii organicznej, węglanów i części mineralnych dla ciemnych gytii węglanowych wynoszą odpowiednio: 12,1%; 50,7% i 37,2%. Od głębokości 11,9 m w górę profilu występują jaśniejsze szaro-kremowe gytie węglanowe, które charakteryzują się większym udziałem węglanów (średnio około 60%) i jednocześnie mniejszą zawartością materii organicznej (8%) oraz części mineralnych – 32%. Całość holocenckich gytii węglanowych pokryta jest około dwumetrową warstwą torfu.

Południowa część przekroju podłużnego rejestruje już budowę geologiczną dna doliny Wdy na przedłużeniu rynny subglacialnej Jezior Borzechowskich (ryc. 11 – AB; fot. 9). Pod względem hipsometrycznym poziom równiny torfowej w dnie rynny przechodzi łagodnie w poziom równiny zalewowej w dolinie Wdy. Dolina Wdy, jak już wcześniej wspomniano, na analizowanym odcinku ma również charakter rynny subglacialnej, jednak w istotny sposób przeobrażonej przez procesy fluwialne. Piaszczyste i piaszczysto-żwirowe osady rzeczne, włożone w dno rynny, pozwoliły na ukształtowanie się w ich obrębie szerokiego pasa meandrowego, w ramach którego rzeka swobodnie meandrowała (po II Wojnie została uregulowana). Morfologicznym świadectwem kształtowania równiny zalewowej przez koryto meandrujące są obok półkolistych podcięć zboczy doliny także odcięte paleomeandry wypełnione najmłodszyimi osadami jeziornymi i torfowymi (fot. 9). Jednakże nie nastąpiła tutaj całkowita wymiana osadów jeziornych na aluwia rzeczne. W początkowej części przekroju, przy południowym załomie dolnym zbocza doliny, udokumentowano osady jeziorne o znacznych miąższościach dochodzących do 10 m (ryc. 11). Do analiz palinologicznych i datowania radiowęglowego wybrano spąg osadów biogenicznych występujących w wierceniu nr I. Osiągnięto tam 9,65 m osadów biogenicznych zalegających na piaszczysto-żwirowym podłożu mineralnym. W ich spągu występuje 10-centymetrowa warstewka torfu z fragmentami drewna. Wiek radiowęglowy próby drewna wynosi  $9\ 880 \pm 130$  lat BP (Gd – 12 391). Również analiza palinologiczna wskazuje na preborealny okres sedentacji torfu oraz sedymentacji nadległej, początkowo ciemno-kremowej, a następnie do głębokości 9 m ciemnej gytii węglanowej. Powyżej ciemnych gytii preborealnych występują młodsze, szaro-kremowe gytie węglanowe pokryte w stropie dwumetrową warstwą torfu. Jak wskazują wykonane datowania profil stratygraficzny występujących tu osadów jest całkowicie zbliżony do wcześniej opisanych osadów biogenicznych w dnie rynny, po drugiej stronie rzeki Wdy (ryc. 11).

#### RYNNA BIAŁA GÓRA-WDA

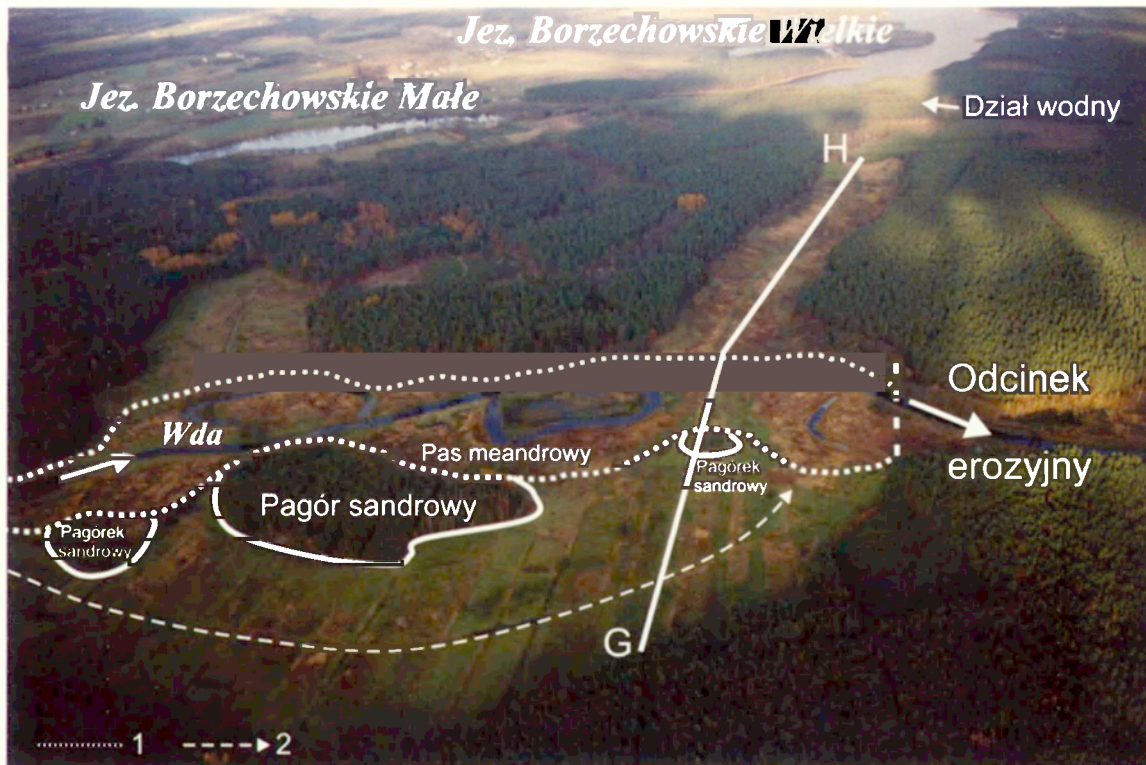
Opisywana forma stanowi odnogę rynnową odgałęziającą się od rynny centralnej w południowej części Jeziora Borzechowskiego Wielkiego i dochodzącą następnie do doliny Wdy (ryc. 10; fot. 10). Jej oś morfologiczna przebiega na linii NE–SW. Jest ona formą stosunkowo niewielką o długości około 2 km i średniej szerokości 250 m. W jej obrębie, w odległości zaledwie 150 m od Jeziora Borzechowskiego Wielkiego występuje dział wodny pomiędzy zlewniami Wierzycy i Wdy (ryc. 10; fot. 10). Oprócz tylko niewielkiego północnego fragmentu, który należy do zlewni Wierzycy, forma ta jest w zdecydowanej większości drenowana przez kanał uchodzący bezpośrednio do Wdy



Fot. 9. Dolina Wdy na wysokości rynny Jezioro Borzechowskie Małe – Wda. Początek linii przekrojowej A–B. Lokalizacja i oznaczenie przekrojów jak na rycinie 10. (autor zdjęcia W. Stępień).

The valley of the River Wda at the level of the channel of Lake Male Borzechowskie – the River Wda. The beginning of the A–B cross-section line. Location and key to the cross-sections as in Figure 10. (photo by W. Stępień).





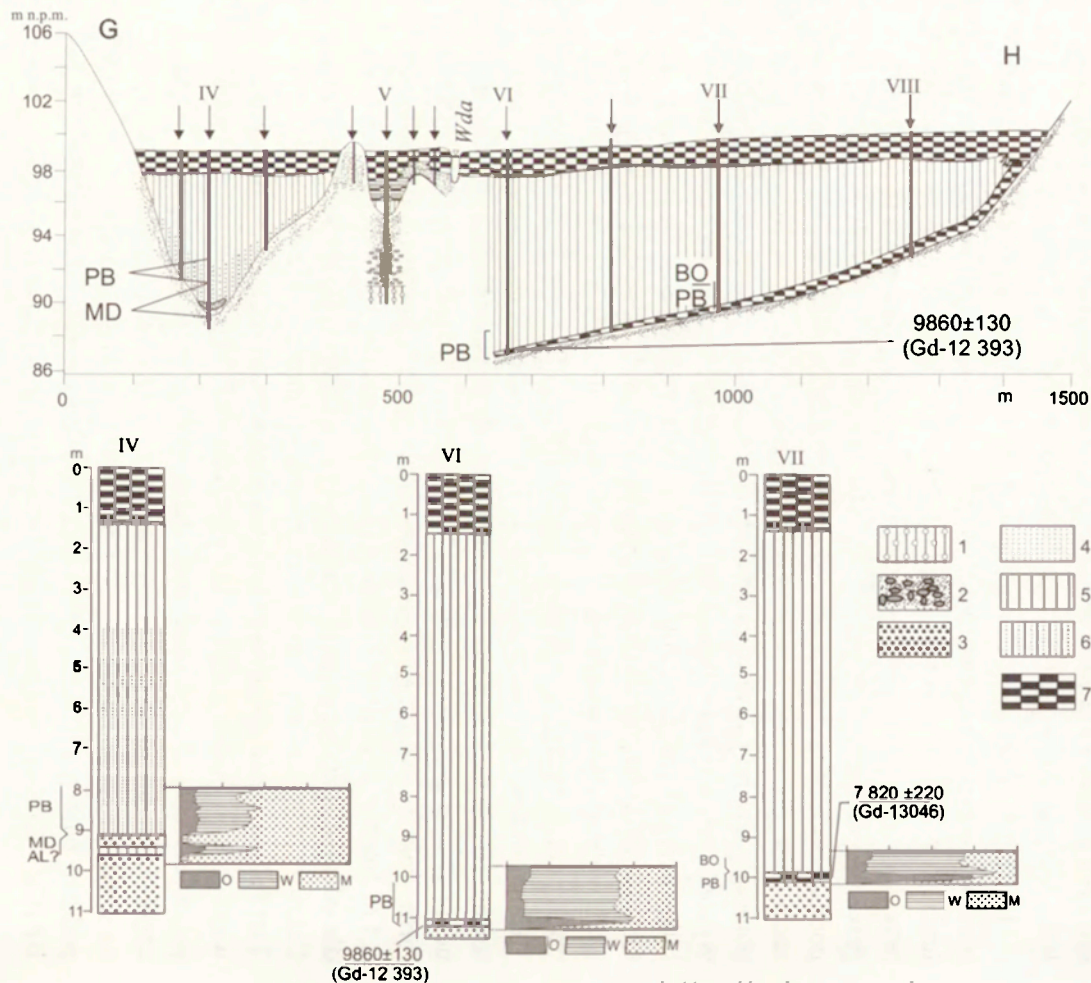
Fot. 10. Rynna Biała Góra – Wda z przekrojem G-H. Widoczna równina zalewowa Wdy w odcinku rynnowym i przejście, w prawej części zdjęcia, do odcinka erozyjnego. 1 – widoczna równina zalewowa Wdy w odcinku rynnowym i przejście, w prawej części zdjęcia, do odcinka erozyjnego. 1 – granice pasa meandrowego; 2 – przebieg późnoglacialnego koryta Wdy. Lokalizacja i oznaczenie przekrojów jak na rycinie 10. (autor zdjęcia W. Stępień).

Channel Biała Góra – the River Wda with the G-H cross-section. Floodplain of the River Wda visible in the channel section and, on the right side of the photo, a transition zone into the erosive section. 1 – limits of the sander zone; 2 – course of Late Glacial channel of the River Wda. Location and key to the cross-sections as in Figure 10. (photo by W. Stępień).



(fot. 10). Cała analizowana rynna położona jest w obrębie szlaku sandrowego odchodzącego od strefy marginalnej Borzechowo–Płaczewo i łączącego się następnie z sandrami wschodniopomorskimi. W obrębie południowo-wschodniego zbocza rynny, na wysokości 4–6 m ponad poziom równiny torfowej w dnie rynny, znajduje się niewielka półka o szerokości około 50 m i długości 200 m (ryc. 10). W jej budowie do głębokości 3 m występują dobrze wysortowane piaski średnio- i drobnziarniste z przewarstwieniami drobnych żwirów. Pozycja geomorfologiczna tej półki, brak powiązania z lokalnym poziomem odpływu wód proglacialnych oraz budowa geologiczna zbliżona do budowy geologicznej przylegającego sandru wskazują, iż jest to terasa sandrowa z osiadania. Powstała ona w efekcie postsedymentacyjnego obniżenia utworów sandrowych w strefie krawędziowej rynny na skutek wytapiania się martwego lodu, który konserwował rynnę w czasie akumulacji sandrowej.

Dno rynny, poza niewielkim fragmentem w strefie wododziałowej, wypełnione jest osadami biogenicznymi. W celu rozpoznania tych osadów oraz ustalenia ich relacji do utworów znajdujących się w dnie doliny Wdy wykonano przekrój wzdłuż osi morfologicznej rynny wraz z przekrojem poprzecznym przez dno doliny Wdy (ryc. 12; fot. 10). Wykonane wiercenia wykazały, iż podłoże mineralne rynny systematycznie obniża się w kierunku południowo-zachodnim i w rejonie kontaktu rynny z doliną Wdy występuje około 11 m poniżej poziomu równiny zalewowej. We wszystkich czterech wierceniach wykonanych w rynnie stwierdzono następującą generalną sekwencję osadów biogenicznych, od dołu: torf bazalny – gytia węglanowa – górna pokrywa torfowa. Do szczegółowych analiz stratygraficznych spągu osadów biogenicznych wybrano dwa wiercenia. W pierwszym z nich zlokalizowanym w centralnej części rynny w odległości około 400 m od koryta Wdy stwierdzono 10,1 m osadów biogenicznych (ryc. 12 – VII). Zalegają one na dobrze wysortowanych piaskach średnio- i gruboziarnistych. Bezpośrednio na podłożu mineralnym, na głębokości 9,9–10,1 znajduje się warstwa ciemno-brązowego torfu. Pokryty jest on serią szaro-kremowej gytii węglanowej o miąższości 8,4 m. Średnie zawartości materii organicznej, węglanów i części mineralnych dla odcinka spągowego gytii wynoszą odpowiednio: 11,8%; 60,8% i 27,4%. Całość osadów jeziornych pokryta jest warstwą górnego torfu o grubości 1,5 m. Torf bazalny oraz spągowa część gytii węglanowej (najwyższa przeanalizowana próba w profilu pochodziła z głębokości 9,7 m) poddane zostały analizie palinologicznej. Przeprowadzone analizy datują sedentację torfu na starszą część okresu preborealnego, zaś rozpoczęcie sedymentacji gytii węglanowych na schyłek okresu preborealnego i początek borealnego. Torf bazalny był też poddany datowaniu radiowęglowemu. Jednakże uzyskana data  $7\ 820 \pm 220$  lat BP (Gd – 13046) jest znacznie młodsza od oczekiwanej daty po analizie pali-



Ryc. 12. Przekrój podłużny przez dno rynny Biała Góra – Wda.

1 – glina morenowa; 2 – bruk rezydualny; 3 – piaski średnio i gruboziarniste; 4 – piaski drobno i średnioziarniste, 5 – gytie (głównie węglanowe); 6 – gytie mineralne; 7 – torfy; O – straty na prażeniu, W – węglany, M – części mineralne; AL – alleröd, MD – młodszy dryas, PB – preboreal, BO – boreal.

Lokalizacja przekroju na rycinie 10 i fotografii 10 i 11.

Longitudinal section along the bottom of the channel of Biała Góra – the River Wda.

1 – glacial till; 2 – residuum; 3 – medium- and coarse-grained sand; 4 – fine- and medium-grained sand; 5 – gyttja (mainly carbonate); 6 – mineral gyttja; 7 – peatbog; O – losses due to heating, W – carbonates, M – mineral elements; AL – Alleröd, MD – Younger Dryas, PB – pre-Boreal, BO – Boreal. Location of the cross-section in figure 10 and photos 10 and 11.



nologicznej. Na 15 przeprowadzonych datowań radiowęglowych prób torfowych jest to jedyny przypadek znacznej rozbieżności pomiędzy wynikami analiz palinologicznych i radiowęglowych. W przypadku analizowanych osadów za obowiązujący do interpretacji chronostratygraficznych przyjęto wynik analizy palinologicznej. Słuszność takiego postępowania została potwierdzona kolejnymi analizami palinologicznymi i datowaniem radiowęglowym spągowych partii osadów w sąsiednim wierceniu.

Wiercenie to zostało wykonane w centralnej części rynny, w odległości około 80 m od koryta Wdy (ryc. 12 – VI). Osady biogeniczne osiągają tam 11,1 m miąższości. W ich partii spągowej, bezpośrednio na mineralnym podłożu piaszczystym znajduje się 5-centymetrowa warstewka torfu. Pierwszym jeziornym osadem w profilu jest, występująca ponad torfem, na głębokości 10,5–11,05 m szarokremowa gytia węglanowa o zawartości węglanów średnio 63%. Przechodzi ona w górę profilu w gytie ciemniejszą, a od głębokości 9 m ponownie w gytie szarokremową. Średnia zawartość węglanów od głębokości 10,5 m obniża się o kilka procent i wynosi 58%, przy zawartości materii organicznej około 12% i części mineralnych 30%. Analiza palinologiczna została przeprowadzona dla spągowej partii osadów do głębokości 10,3 m. Na jej podstawie można wskazać, iż zarówno warstwa torfu bazalnego, jak i co najmniej 75 cm nadległej gytii węglanowej tworzyło się w okresie preborealnym. W przypadku torfu bazalnego z prezentowanego profilu nie ma już żadnej rozbieżności z datowaniem radiowęglowym, gdyż otrzymano tutaj datę  $9\ 860 \pm 130$  lat BP (Gd – 12393). Istotną rzeczą, na którą autor jeszcze chciałby zwrócić uwagę przy analizie wypełnienia biogenicznego w rynnie jest wzrastająca miąższość preborealnego torfu bazalnego w kierunku progu wododziałowego. W wierceniu VIII (ryc. 12), wykonanym w początkowej części rynny, miąższość wypełnienia biogenicznego wynosi 8,1 m, a torf bazalny ma grubość 0,7 m.

#### OSADY I FORMY FLUWIALNE

Południowa część przekroju geologicznego GH dokumentuje budowę geologiczną dna doliny Wdy (ryc. 12; fot. 10). Dolina Wdy, podobnie jak w uprzednio opisanej sytuacji (przekrój AB – ryc. 11), ma tutaj charakter rynny subglacialnej, w dużej mierze przekształconej przez procesy fluwialne. Istotnym elementem w morfologii centralnej części dna omawianego fragmentu doliny Wdy są dwa pagórki sandrowe (ryc. 10; fot. 10). Formy te stanowią izolowane wyspy w otoczeniu równiny torfowej. Mniejszy z pagórków, o wysokości względnej około 3 m, jest zbudowana do głębokości 3,5 m z laminowanych utworów drobnopiaszczystych i mułkowych. Drugi pagórek, o wysokości około

7 m ponad poziom równiny torfowej, jest już formą bardzo wyraźnie zaznaczającą się w morfologii dna rynny. W jego budowie od góry występuje półtora metrowa warstwa dobrze wysortowanych piasków średnio- i drobnodziarnistych, a pod nią do głębokości 3,5 m nawiercono piaski mułkowate z przewarstwieniami mułków piaszczystych. Również na linii przekroju GH (ryc. 12), na przedłużeniu tych form w centralnej części dna doliny występuje niewielki pagórek o wysokości 1,8 m ponad poziom równiny torfowej (ryc. 10; fot. 10). Jest on zbudowany do głębokości 3 m z dobrze przemytych piasków drobno- i średniodziarnistych z niewielkimi przewarstwieniami drobnych żwirów. Wszystkie te formy powstały w czasie przepływu sandrowego ponad bryłami martwego lodu, wypełniającymi rynnę subglacialną.

Wzdłuż zaprezentowanych form sandrowych przebiega umowna linia rozdzielająca dno doliny na część północną – fluwialną, z korytem Wdy i równiną zalewową z licznymi paleomeandrami oraz część południową – limniczną, stanowiącą równinę torfową zanikłego jeziora (fot. 10). Układ ten jest bardzo dobrze widoczny na wykonanym przekroju (ryc. 12). W części południowej dna doliny Wdy występują osady jeziorne przykryte około półtora metrową warstwą torfu. Największą miąższość tych osadów 9,6 m udokumentowano w wierceniu IV. Część stropową podłoża mineralnego tworzą tam piaski drobno- i średniodziarniste, poniżej których od głębokości 9,7 m występują dobrze wysortowane piaski średnio- i grubozziarniste. Bezpośrednio na podłożu mineralnym zalegają gytie mineralno-węglanowe, które ku stropowi przechodzą w gytie węglanowe. Bardzo istotnym elementem w profilu litologicznym jest 20-centymetrowe przewarstwienie dobrze wysortowanego piasku średnio- i grubozziarnistego z domieszką drobnych żwirów, występujące w spągowej partii gytii mineralno-węglanowej, na głębokości 9,15–9,35 m (ryc. 12 – IV). Wykształcenie litologiczne oraz stosunkowo duża miąższość tego przewarstwienia sugeruje jego rzeczne pochodzenie. Przeprowadzone analizy palinologiczne wykazały, iż dolna część gytii łącznie z przewarstwieniem piaszczystym do głębokości 8,8 m została złożona w młodszym dryasie. Według B. Noryskiewicz, biorąc pod uwagę występującą w profilu sukcesję roślinności, nie jest wykluczone, iż gytia znajdująca się poniżej przewarstwienia piaszczystego mogła powstać w starszej części allerödu, a procesy fluwialne zachodzące w młodszym dryasie, powiązane z akumulacją przewarstwienia piaszczystego, doprowadziły do zniszczenia stropowej części gytii późnoalderödskiej. Jednakże niezależnie od przyjętej interpretacji najważniejszy jest tutaj fakt występowania późnoglacialnych osadów jeziornych w spągu wypełnienia biogenicznego oraz obecność w ich obrębie rzecznych osadów korytowych. Warto zwrócić uwagę na bardzo dużą zawartość części mineralnych (ponad 50%) w gytiach akumulowanych w starszym holocenie (ryc. 12–IV).

Z kolei w północnej części przekroju przez dno doliny Wdy, pomiędzy pagórkiem sandrowym a obecnym korytem, występują piaszczyste i piaszczysto-organiczne osady rzeczne o miąższościach co najmniej 3 m (ryc. 12). Osady te tworzą cykl frakcjonowany prosty od piasków drobnoziarnistych i mułkowatych, w stropie z domieszką organiki do piasków średnio- i gruboziarnistych w spągu. W wierceniu V udało się przewiercić sondą mechaniczną zarówno te osady, jak i osady rezydualne (żwiry z dużymi głazami) leżące erozyjnie na glinie morenowej (ryc. 12). Te ostatnie związane są z fazą subglacialnego tworzenia się rynny i rozcinania starszych serii glacialnych przez wody roztopowe.

Obok rzecznych osadów mineralnych w tej części dna doliny występują także osady biogeniczne, w postaci gytii węglanowych przykrytych warstwą torfów, o maksymalnych miąższościach nie przekraczających 3,5 m. Jednakże są to już młode utwory jeziorne związane z wypełnianiem paleomeandrów. Bezpośrednio pod nimi znajdują się piaski gruboziarniste i żwiry tworzące warstwę bruku korytowego. Kończąc prezentację całego przekroju Biała Góra-Wda warto jeszcze zwrócić uwagę na relację osadów rzecznych w dnie doliny i osadów jeziornych w dnie odgałęzienia rynny Jezior Borzechowskich. Preborealny torf bazalny w dnie rynny występuje około 6 m poniżej warstwy bruku korytowego w paleomeandrach. Można przyjąć iż generalnie poziom bruku korytowego wyznacza maksymalny zasięg erozji wgłębnej rzeki na danym odcinku (Rotnicki, Młynarczyk 1989; Andrzejewski 1994).

Jak wykazało kartowanie geomorfologiczne, osady rzeczne na analizowanym odcinku rynnowym doliny Wdy występują nie tylko w poziomie równiny zalewowej, ale są także obecne na powierzchni terasy nadzalewowej znajdującej się na wysokości 1,5–2 m ponad poziom równiny zalewowej. Terasa nadzalewowa występuje w dwóch fragmentach znajdujących się w przewężeniu odcinka rynnowego doliny (ryc. 10 – T1; T2). Pierwszy z tych fragmentów jest zlokalizowany przy północnym zboczu doliny (ryc. 10 – T1). Terasa jest tutaj oddzielona wyraźnym załomem od poziomu równiny zalewowej. Powierzchnia terasy jest generalnie płaska, a jedynym bardzo ciekawym urozmaiceniem morfologicznym jest niewielkie zagłębienie wytopiskowe znajdujące się w jej wewnętrznej części, przy zboczu doliny. Zagłębienie to jest praktycznie całkowicie zamaskowane występującymi w jego obrębie osadami biogenicznymi. W centralnej części wytopiska od góry występuje dwumetrowa warstwa torfu, a pod nią, do głębokości co najmniej 5 m, zalega szarokremowa gytia węglanowa (spągu nie osiągnięto). Z kolei w budowie geologicznej terasy nadzalewowej, do głębokości 2,8 m występują dobrze przemyte piaski średnio- i drobnoziarniste, ku spągowi z coraz większym udziałem piasków gruboziarnistych. Drugi fragment terasy nadzalewowej znajduje się po

prawej stronie rzeki, przy południowym zboczu doliny (ryc. 10 – T2). W planie jest on bardzo nieregularną formą, a załom do równiny zalewowej jest lokalnie bardzo niewyraźny i tworzy strefę przejściową, nachyloną w stronę osi doliny. Również tutaj w budowie geologicznej terasy nadzalewowej, do głębokości 2,4 m występują piaski średnio- i gruboziarniste, zawierające w partii spągowej dużą domieszkę drobnego żwiru.

Zaprezentowane fakty, a przede wszystkim relacja osadów rzecznych na terasie nadzalewowej do osadów jeziornych i rzecznych w dnie rynny oraz obecność zagłębienia wytopiskowego na powierzchni terasy wskazują, iż była ona formowana przez wody rzeczne, co najmniej w młodszym dryasie. Być może planowane wiercenie rdzeniowe w dnie zagłębienia wytopiskowego na terasie nadzalewowej i datowania spągu występujących tam osadów jeziornych przyczynią się do dokładniejszego określenia chronologii przebiegu zdarzeń fluwialnych w analizowanym odcinku rynnowym doliny Wdy.

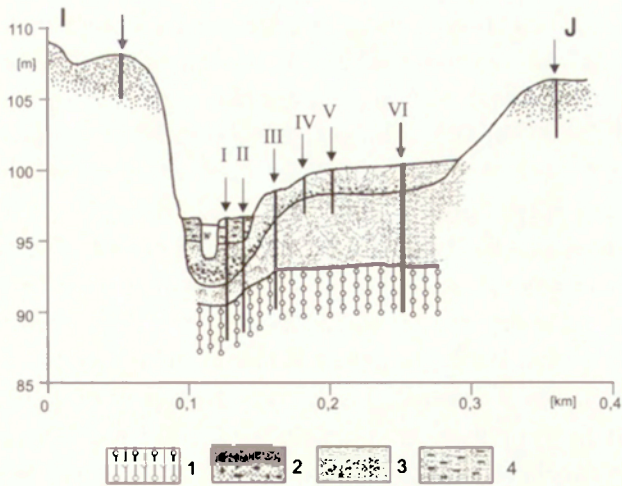
W celu określenia tendencji rozwojowych w dolinie Wdy i odniesienia ich do ewolucji jezior wykonano jeszcze jeden przekrój poprzeczny IJ (ryc. 10), ale tym razem już w obrębie przełomowego, erozyjnego odcinka, znajdującego się poniżej rynny jezior Borzechowskich. W dół rzeki, w odległości około 200 m od wcześniej już przedstawionego przekroju zmienia się diametralnie oblicze morfologiczne doliny Wdy (fot. 11). Rzeka opuszcza szeroki, częściowo przeobrażony fluwialnie odcinek rynnowy i płynie dalej w wąskiej, wyerodowanej przez siebie formie dolinnej. Charakterystyczny jest tutaj lekko zakolowy i asymetryczny charakter doliny. W jednym z takich zakoli dolinnych, znajdującym się w początkowym fragmencie tego odcinka wykonano siedem wierceń sondą mechaniczną wzdłuż przekroju poprzecznego IJ (ryc. 10; 13; fot. 11). Dolina na omawianym odcinku wykształcona jest w obrębie zróżnicowanej morfologicznie powierzchni sandrowej znajdującej się generalnie na wysokości 108–112 m n.p.m. Na linii przekroju poprzecznego występują dwie rzeczne terasy nadzalewowe. Wyższa o wysokości 4–5 m ponad poziom równiny zalewowej (ryc. 13 – wiercenia IV; V; VI) i niższa na wysokości około 1,5–2,5 m ponad poziom równiny zalewowej (ryc. 13 – wiercenie III). Miąższość piaszczystej warstwy akumulacyjnej na powierzchniach obydwu teras nie przekracza 2 m. W jej spągu występują grubsze utwory żwirowo-głazowe wyznaczające powierzchnię erozyjną powstałą w wyniku rozcinania starszych utworów fluwio-glacialnych i glacialnych. Równina zalewowa znajduje się na wysokości 97 m n.p.m. Jest ona formą bardzo wąską o szerokości zaledwie 50 m. Miąższość aluwów w jej obrębie wynosi około 3,5 m (ryc. 13 – wiercenie I; II). Tworzą one jeden cykl frakcjonowany prosty. W partii spągowej występują piaski gruboziarniste i żwiry kamieniste. Wyznaczają one maksymalną, pionową zdolność erozyjną rzeki na tym odcinku. Ponad bru-



Fot. 11. Widok z odcinka rynnowego k. Borzechowa na odcinek erozyjny doliny Wdy. Lokalizacja i oznaczenie przekrojów jak na rycinie 10. (autor zdjęcia W. Stępień).

View from the channel section near Borzechowo over the erosive section of the valley of the River Wda. Location and key to the cross-sections as in Figure 10. (photo by W. Stępień).





Ryc. 13. Przekrój poprzeczny przez erozyjny odcinek doliny Wdy (meander ześlizgowy) poniżej rynny Jezior Borzechowskich. 1 – glina morenowa; 2 – piaski gruboziarniste i żwiry z głazikami i głazami; 3 – piaski średnio- i drobnoziarniste; 4 – piaski drobnoziarniste i mułkowate z materiałem organicznym. Lokalizacja przekroju na rycinie 10 i fotografii 11

Cross-section of the erosive section of the valley of the River Wda (slipped meander) below the channel of Borzechowskie Lakes. 1 – glacial till; 2 – coarse-grained sand and gravel with stones and boulders; 3 – medium- and fine-grained sands; 4 – fine-grained and loamy sand with organic matter. Location of the cross-section in figure 10 and photo 11.

kiem korytowym zalegają piaski średnio- i drobnoziarniste przykryte następną warstwą mady mułkowo-organicznej o miąższości 1,5 m.

Zaprezentowana budowa geologiczna oraz morfologia rzecznych form dolinnych daje obraz rzeki systematycznie rozcinającej starsze osady fluwioglacjalne i glacialne. W sposób szczególny wskazuje na to obecność dwóch erozyjnych teras nadzalewowych. Niższa terasa nadzalewowa, o wysokości 1,5–2 m ponad poziom równiny zalewowej koresponduje z wcześniej już opisaną późnoglacialną terasą nadzalewową w odcinku rynnowym doliny Wdy k. Borzechowa. Stąd też można sądzić, iż główna faza erozji wgłębnej na analizowanym odcinku doliny Wdy miała miejsce już w starszej części późnego glacjału. Prawdopodobnie w młodszym dryasie kształtowana była niższa terasa nadzalewowa, a zejście do poziomu równiny zalewowej nastąpiło na przełomie młodszego dryasu i preboreálu. Wraz z osiągnięciem poziomu równiny zalewowej zaszła zmiana dominującego typu erozji wgłębnej na erozję boczną. Rzeka rozpoczęła trwający do dzisiaj proces stałego poszerzania równiny zalewowej. W niektórych miejscach, gdzie szerokość równiny zalewowej jest już większa obserwuje się tzw. meandrowanie ograniczone (Popow 1968), a w przypadku występowania odziedziczonych obniżzeń na trasie przepływu nawet swobodne rozwinięcie meandrującego koryta.

Przedstawiony powyżej wniosek odnośnie chronologii zdarzeń fluwialnych znajduje także swoje potwierdzenie w badaniach kolejnych odcinków doliny Wdy. Autor w związku z opracowywaniem *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000, arkusz Osiek prowadzi aktualnie prace badawcze w dolinie Wdy aż do wysokości Tlenia. Generalnie obserwuje się tam podobny do wyżej opisanego sposób wykształcenia doliny rzecznej: dwie rzeczne erozyjne terasy nadzalewowe (wyższa 4–5 m i niższa 1,5–2 m ponad poziom równiny zalewowej, lokalnie także stopień pośredni) oraz wąska równina zalewowa z ograniczonym meandrowaniem. W rejonie miejscowości Ziemiaków–Szłaga autor udokumentował istnienie suchej, porzuconej doliny Wdy o długości około 3 km (ryc. 1 – K). Jest to piękny przykład asymetrycznej doliny zakolowej z erozyjno-akumulacyjną terasą nadzalewową w wewnętrznej części zakola i stosunkowo wąską równiną zalewową. Współczesna Wda w tym rejonie płynie w obrębie rynien subglacjalnych. Niewątpliwie zmiana biegu Wdy związana była z przebiegiem procesów wytopiskowych w rynnach. Zagadnienie to będzie przedmiotem odrębnej publikacji autora. Dla aktualnie rozważanych procesów fluwialnych w dolinie Wdy ważne są wyniki pierwszych datowań spągu osadów biogenicznych wypełniających paleokoryta w dnie suchej doliny, wykonanych przez Annę Filbrandt-Czaję z Instytutu Ekologii i Ochrony Środowiska UMK. Wskazują one na fakt opuszczenia tej formy przez Wdę w starszej części okresu preborealnego.

#### KSZTAŁTOWANIE SIĘ OBNIŻEŃ JEZIORNYCH W RYNNIE JEZIOR BORZECHOWSKICH NA KONTAKCIE Z DOLINĄ WDY

Zaprezentowany materiał dokumentacyjny z całego analizowanego obszaru testowego wskazuje na bardzo duże zróżnicowanie w ewolucji jezior występujących w obrębie tej samej jednostki geomorfologicznej. Rynna Jezior Borzechowskich powstała tuż przed fazą pomorską jako efekt subglacjalnego odpływu wód roztopowych znajdujących się pod ciśnieniem hydrostatycznym. W czasie postępu łądolodu na linii maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej (Borzechowo–Płaczewo) wzdłuż rynny funkcjonował duży szlak odpływu powierzchniowych wód roztopowych, łączący się następnie z polem sandrów wschodniopomorskich. Rynna w tym czasie konserwowana była pogrzebanymi bryłami martwego lodu. Zbliżoną genezę miała też rynna występująca na linii Wdy i łącząca się z rynną Jezior Borzechowskich. Także i w tej formie, w czasie odpływu sandrowego, tkwiły pogrzebane bryły martwego lodu. Morfologicznym śladem przepływu wód roztopowych ponad martwym lodem są pagóry sandrowe występujące w centralnej części tej rynny. Były one akumulowane w szczelinach występujących w podłożu lodowym. Prawdopodobnie z przepływem wód sandrowych związane jest też powstanie progów wododzia-



łowego w dnie rynny Jezior Borzechowskich. Z kolei w czasie zamierania przepływu sandrowego akumulowane były osady glacialimniczne w strefie przykrawędziowej rynny, na wysokości Jeziora Borzechowskiego Małego. Osady te były także częściowo składane na martwym lodzie wypełniającym tą rynnę. Po jego wytopieniu stały się podłożem mineralnym dla akumulowanych tutaj w późnym glacie i holocenie utworów torfowych i jeziornych.

Pierwszym morfologicznym śladem wytapiania martwego lodu konserwującego rynny jest terasa sandrowa z osiadania, znajdująca się w obrębie rynny Biała Góra–Wda. W trakcie szczegółowego kartowania geomorfologicznego nie znaleziono ani morfologicznych ani litologicznych przesłanek wskazujących na występowanie tutaj starszych, przedallerödzkich generacji jezior. Jedynie już poza opisywanym w niniejszej pracy obszarem testowym, na północ od Jeziora Borzechowskiego Wielkiego, w przedłużeniu rynny występują w wysokiej pozycji morfologicznej (ok. 3–4 m ponad poziom lustra wody) jeziorne osady mułkowo-węglanowe. Jednakże w związku z brakiem datowań ich pozycja chronostratygraficzna jest niejasna.

Najstarsze osady jeziorne udokumentowano w misie Jeziora Borzechowskiego Małego. Początek sedymentacji jeziornej, poprzedzonej fazą rozwoju torfowiska, należy tam odnieść do allerödu. W jeziorze tym uzyskano pełny zapis dalszej, późnoglacialnej i holocenijskiej sedymentacji jeziornej. Po akumulacji allerödskiej gytii węglanowo-mineralnej nastąpiła w młodszym dryasie sedymentacja mułków jeziornych. Zmiana ta została wywołana pogorszeniem warunków klimatycznych, powrotem tundry parkowej i rozwojem procesów stokowych w strefie zboczowej rynny. Wraz z początkiem holocenu ponownie następuje akumulacja gytii węglanowo-mineralnych. W jej składzie notuje się nadal wysoki udział części mineralnych, wyraźnie odbiegający od innych, opisanych przez autora stanowisk jeziornych osadów holocenijskich. Wskazuje on na dużą aktywność klifu znajdującego się przy południowym zboczu misy jeziornej, jeszcze w starszej części holocenu. Wykształcenie lito-facialne osadów jeziornych w Jeziorze Borzechowskim Małym sugeruje, iż pełne odpreparowanie misy jeziornej nastąpiło już w allerödzie.

Z kolei rozwój jezior w południowej części rynny Jezioro Borzechowskie Małe–Wda oraz w rynnach Biała Góra–Wda, leżących już w zlewni Wdy można powiązać dopiero z drugą częścią okresu preborealnego. W starszej części tego okresu udokumentowano tam rozwój torfowisk. Brak starszych osadów jeziornych w spągu bazalnych torfów preborealnych wskazuje, iż te części rynien w okresie późnoglacialnym nie były basenami sedymentacyjnymi. Również początek sedymentacji jeziornej w rynnach wykorzystywanych przez Wdę należy odnieść do okresu preborealnego. W przypadku części tej formy

udokumentowano też fakt wcześniejszego rozwoju jeziora, który można odnieść co najmniej do młodszego dryasu, a alternatywnie nawet do allerödu. W spągowej partii osadów, w obrębie gytii mineralno-węglanowych z młodszego dryasu, zanotowano obecność piaszczysto-żwirowych, rzecznych osadów korytowych, które wskazują na funkcjonujące w tym miejscu dawne koryto Wdy. Sytuacja ta wyraziście oddaje powstawanie jeziora na linii przepływu rzeki w czasie wytapiania się podłoża lodowego. Dopiero po pełnym ukształtowaniu się misy jeziornej także w północnej części dna doliny, na styku z rynną Biała Góra–Wda, rzeka tam właśnie przerzuciła swój bieg, a w południowej części funkcjonowało już tylko jezioro, które uległo całkowitemu wypełnieniu osadami jeziornymi i następnie torfem.

Jak widać z zaprezentowanej interpretacji procesy geomorfologiczne związane z kształtowaniem się jezior miały na analizowanym obszarze bardzo dynamiczny i jednocześnie zróżnicowany charakter. Udokumentowano tutaj fakt różnowiekowości jezior w tej samej rynnie subglacjalnej. Już w tym momencie można wskazać, iż głównym czynnikiem różnicującym początek sedymentacji w poszczególnych misach był przede wszystkim stosunek do kształtującego się w późnym glacie drenażu powierzchniowego. Fragment rynny subglacjalnej, w której sedymentacja jeziorna nastąpiła dopiero w preboreale, był w późnym glacie odwadniany przez szybko wcinającą się Wdę. Lokalne warunki morfologiczne, a przede wszystkim nachylenie rynny w kierunku osi doliny oraz stałe obniżanie bazy erozyjnej w dnie doliny Wdy sprzyjały szybkiemu odprowadzaniu wody z obszaru rynny. Stąd też tkwiący w dnie tej rynny martwy lód nie był narażony na termiczne oddziaływanie wody i mógł się zachować dłużej. Dopiero wraz z gwałtownym ociepleniem, w drugiej części okresu preborealnego oraz ustabilizowaniem się procesów erozyjno-akumulacyjnych w dnie doliny Wdy cały ten fragment rynny stał się jeziorem przepływowym. Oczywiście rozwój paleogeograficzny na samej linii koryta Wdy był bardziej skomplikowany. Jak wskazują wykonane przekroje, późnoglacialne koryto Wdy przebiegało w innym miejscu niż współcześnie (fot. 10). Tam też tworzenie się jeziora jest datowane nieco wcześniej niż w omawianej rynnie bocznej, a mianowicie na młodszy dryas, ewentualnie alleröd.

Z kolei lokalne warunki morfologiczne w misie Jeziora Borzechowskiego Małego nie stwarzały możliwości odprowadzania zbierającej się tam wody, wraz z ociepleniem klimatu w kompleksie bölling–alleröd. Termiczne oddziaływanie wody na poniżej leżący lód doprowadziło do bardzo szybkiego utworzenia się w tym miejscu głębokiego jeziora. Już w allerödzie, po krótkiej fazie torfowiskowej, w profundalu jeziora zaczynają odkładać się gytie wapienno-mineralne, będące efektem sedymentacji głębokowodnej. Należy są-

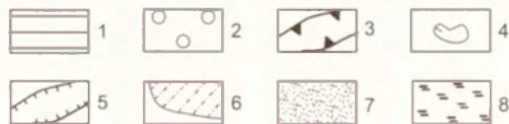
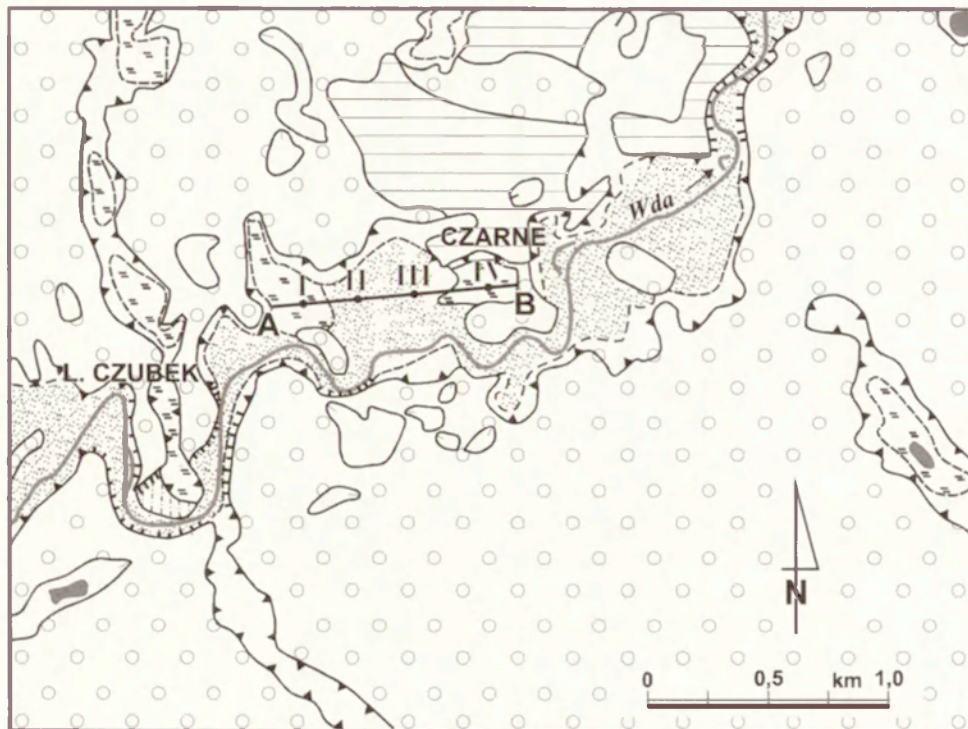
dzić, iż w tym okresie doszło tam do całkowitego wytopienia się brył martwego lodu i pełnego odpreparowania misy jeziornej.

Na koniec analizy obszaru testowego rynna Jezior Borzechowskich–Wda należy jeszcze wyraźnie podkreślić, iż pozycja bazalnego torfu preborealnego w relacji do bazy erozyjnej w dnie doliny Wdy, a także równowiekowość spągu tego torfu niezależnie od jego aktualnej pozycji hipsometrycznej w dnie rynny oraz brak leżących pod nim starszych osadów jeziornych całkowicie wykluczają możliwość łączenia jego genezy z wahaniami poziomu wody uwarunkowanymi tylko przyczynami klimatycznymi. Torf ten, podobnie jak bazalny torf allerödski w Jeziorze Borzechowskim Małym akumulowany był w warunkach obecności w dnie rynny brył martwego lodu. Dopiero wytopienie się lodu spowodowało jego obniżenie i przykrycie osadami powstałego w ten sposób jeziora.

### 3.3.2. RYNNA SUBGLACJALNA K. CZARNEGO

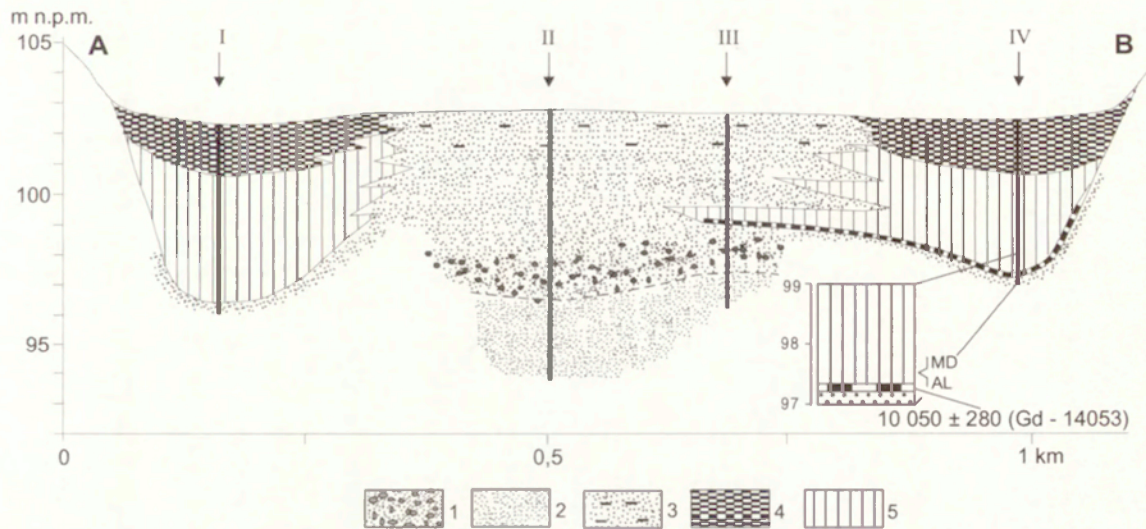
Stanowisko to jest położone w środkowym odcinku doliny Wdy k. miejscowości Czarne, w odległości około 5 km w górę rzeki od obszaru testowego k. Borzechowa (ryc. 3 – III). Również i tutaj rzeka płynie w obrębie bardzo urozmaiconej morfologicznie rynny subglacjalnej (ryc. 14). Cechą charakterystyczną analizowanego fragmentu rynnowego doliny Wdy są licznie występujące przewężenia, gdzie odległość pomiędzy górnymi załomami formy wynosi zaledwie 70 m i rozszerzenia, w których jest ona ponad dziesięciokrotnie większa. W obrębie przewężeń dominuje rzeźba fluwialna z erozyjną terasą nadzalewową o wysokości 1–3 m i bardzo wąską równiną zalewową. W rejonie Leśniczówki Czubek terasa nadzalewowa rozcięta jest przez bardzo wąską rynną subglacjalną (ryc. 14), w której dnie występują jeziorne gytie węglanowe o miąższości, co najmniej 4 m, przykryte warstwą torfową. Rynna ta usytuowana jest poprzecznie w stosunku do doliny Wdy. Seria rzeczna na terasie nadzalewowej złożona jest z dwu metrowej miąższości piasków drobno- i średnioziarnistych, przechodzących ku spągowi w piaski gruboziarniste z drobnym żwirem i gładzikami. Zalegają one na starszych fluwioglacjalnych piaskach drobno- i średnioziarnistych.

Elementem dominującym w morfologii rozszerzeń rynnowych jest stosunkowo płaska równina zalewowa, w obrębie której występują pojedyncze, izolowane pagóry sandrowe o wysokościach względnych dochodzących do 10 m (ryc. 14). Praktycznie cała równina zalewowa wyścielona jest utworami rzecznyymi o miąższościach około 3–4 m. Z reguły od góry są to osady piaszczysto-mułkowe z dużą zawartością organiki, a ku spągowi przechodzą w osady piaszczyste i piaszczysto-żwirowe (ryc. 15 – II; III). Na głębokości około 5–6 m,



Ryc. 14. Mapa geomorfologiczna doliny Wdy w rejonie Czarnego. 1 – wysoczyzna morenowa; 2 – obszary sandrowe; 3 – rynny subglacjalne; 4 – zagłębienia wytopiskowe; 5 – erozyjne odcinki doliny Wdy; 6 – rzeczne terasy nadzalewowe; 7 – równina zalewowa; 8 – równiny torfowe.

Geomorphological map of the valley of the River Wda in the vicinity of Czarnego. 1 – morainic plateau; 2 – sander areas; 3 – subglacial channels; 4 – kettles; 5 – erosive sections of the valley of the River Wda; 6 – meadow river terraces; 7 – floodplain; 8 – peat-bog plains.



Rye. 15. Przekrój geologiczny przez dno rynnowego odcinka doliny Wdy k. Czarne. 1 – piaski gruboziarniste i żwiry z gładzikami; 2 – piaski drobno- i średnioziarniste; 3 – piaski drobnoziarniste i mułkowate z przewarstwieniami materii organicznej; 4 – torfy; 5 – gytja; AL – alleröd, MD – młodszy dryas. Lokalizacja przekroju na rycinie 14.

Geological cross-section of the channel section of the valley of the River Wda near Czarne. 1 – coarse-grained and gravelly sand with stones; 2 – fine- and medium-grained sand; 3 – fine- and loamy sand varved with organic matter; 4 – peatbog; 5 – gyttja; AL – Alleröd, MD – Younger Dryas. Location of the cross-section in figure 14.

w budowie równiny zalewowej występuje warstwa żwirowo-głazowa. Jej relacja do późnoglacialnych osadów jeziorno-torfowych w wierceniu III (ryc. 15) jednoznacznie wskazuje na to, iż nie jest to bruk korytowy Wdy, lecz starsze rezydualne utwory, związane najprawdopodobniej z fazą tworzenia rynny subglacialnej w efekcie erozyjnej działalności subglacialnych wód roztopowych.

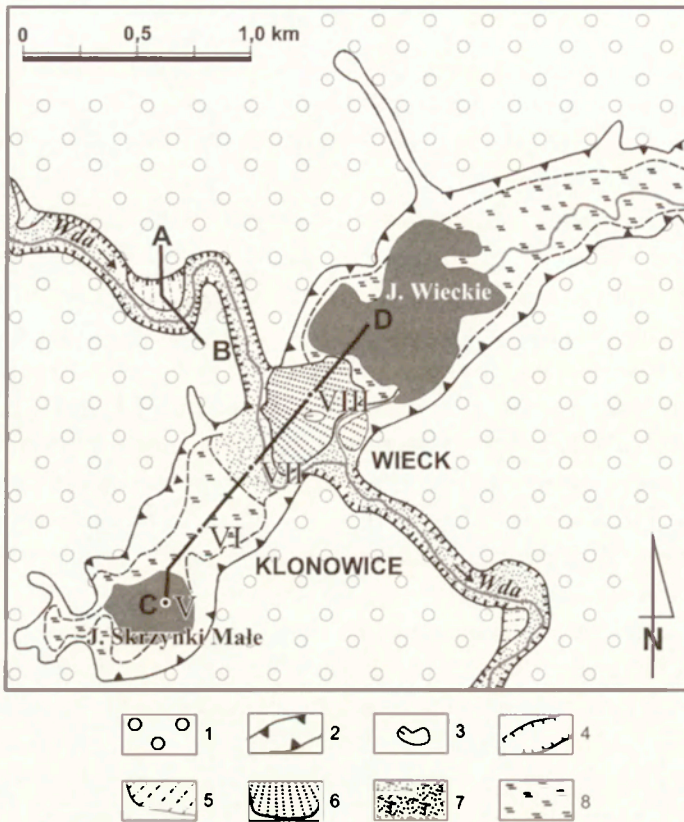
Utwory biogeniczne na powierzchni równiny zalewowej występują tylko w postaci wypełnień paleomeandrów, bądź też, w dwu najbardziej oddalonych od koryta Wdy fragmentach rynny, jako relikty wcześniej funkcjonujących tutaj jezior. W pierwszym z nich, na zachód od Czarnego nawiercono około 6 m osadów biogenicznych, występujących na piaszczystym podłożu mineralnym (ryc. 14; 15 – I). Są one tam wykształcone w postaci czterometrowej warstwy gytii węglanowej przechodzącej ku stropowi w kredę jeziorną. Całość osadów jeziornych jest przykryta dwumetrową warstwą torfu. Maksymalna miąższość wypełnienia biogenicznego w drugiej odnodze, na południe od Czarnego jest trochę mniejsza i wynosi 5,1 m (ryc. 14; 15 – IV). W spągu osadów biogenicznych, bezpośrednio na podłożu mineralnym występuje 10-centymetrowa warstewka torfu bazalnego. Kolejnym osadem w profilu jest kreda jeziorna znajdująca się na głębokościach 4,9–5,0 m, następnie gytia węglanowo-mineralna, a od głębokości 4,2 m do 1,8 m gytia węglanowa. Osady jeziorne pokryte są górnym torfem. Analizę palinologiczną wykonano tylko dla trzech prób: dwie próby torfu bazalnego i jedna próba gytii z głębokości 4,6 m. W jej wyniku wiek torfu bazalnego określono na okres allerödski. Gytia węglanowo-mineralna na głębokości 4,6 m akumulowana była już w młodszym drysie.

Przeprowadzone na tym odcinku prace pozwalają na powiązanie początku tworzenia się tutaj jezior z okresem allerödskim. Pozycja bazalnego torfu w relacji do struktur fluwialnych wskazuje na jego akumulację na pogrzebanym lodzie. Jego wytopienie doprowadziło do odpreparowania misy jeziornej i powstania jeziora. W sąsiednim przegłębieniu, w obrębie tej samej misy akumulacja osadów jeziornych nie była poprzedzona fazą rozwoju torfowiska. W związku z tym, iż jeziora te nie były duże nastąpiło ich szybkie wypełnienie osadami jeziornymi i aluwiami rzeczными w postaci delt wkraczających do zbiornika jeziornego. W czasie gdy w rozszerzeniach rynnowych rozpoczynała się akumulacja jeziorna w odcinkach przełomowych koryta rzeczne Wdy zeszło praktycznie do współczesnego poziomu równiny zalewowej.

### 3.3.3. RYNNA SUBGLACJALNA K. WIECKA

Przedmiotem szczegółowych badań była rynna subglacjalna k. Wiecka, w rejonie jej przecięcia się z doliną Wdy (ryc. 3 – 1; ryc. 16; fot. 12). Forma ta będzie dalej określana jako rynna wiecka. Dolina Wdy na analizowanym obszarze jest pod względem morfogenetycznym typową młodą formą rzeczną z erozyjnymi terasami nadzalewowymi i bardzo wąską równiną zalewową. W niektórych miejscach dolina ma lekko zakolowy przebieg. Jedno z najlepiej wykształconych zakoli dolinnych, z charakterystyczną asymetrią zboczy, znajduje się tuż powyżej przecięcia się z rynną wiecką (ryc. 16 – AB). Autor miał możliwość szczegółowego rozpoznania geologii tego fragmentu doliny w czasie prowadzenia tam prac ziemnych związanych z budową pstrągarni. W obrębie zakola dolinnego występują trzy, zróżnicowane hipsometrycznie, półki teras nadzalewowych (ryc. 17 – AB). Najwyższa znajduje się na wysokości około 6 m, środkowa na wysokości 3–4 m i niska na wysokości 1,5–2 m ponad poziom równiny zalewowej. Dwie wyższe półki terasowe są bardzo wąskie. Ich średnie szerokości wahają się w granicach 30–40 m. Tylko najniższa terasa nadzalewowa charakteryzuje się większą szerokością, jednak niewiele przekraczającą 100 m. Wszystkie terasy nadzalewowe mają ześlizgowy charakter. Ich powierzchnie są wyraźnie nachylone w stronę osi doliny, a oddzielające je załomy są z reguły bardzo niewyraźne, mające najczęściej charakter miejsc o nieco większym spadku. W budowie teras nadzalewowych od powierzchni występują utwory piaszczysto-żwirowo z głazami, o miąższościach około 1–1,5 m (ryc. 17 – 1; II; III). Zalegają one z reguły na masywnej glinie morenowej, bądź piaszczystych utworach fluwioglacjalnych. We wszystkich analizowanych sytuacjach kontakt pomiędzy rzeczną serią piaszczysto-żwirową, a poniżej leżącymi utworami ma wybitnie erozyjny charakter. W przypadku występowania w podłożu gliny morenowej podkreślony on jest warstwą bruku rezydualnego. Równina zalewowa na analizowanym fragmencie Wdy jest formą bardzo wąską o niespełna 50-metrowej szerokości. W jej budowie występuje około 1,5-metrowa seria piaszczysta, w stropie z zawartością materii organicznej, zalegająca na żwirowo-kamienistym bruku korytowym (ryc. 17 – IV).

Dolina Wdy, około 0,5 km poniżej opisanego zakola dolinnego, rozcina poprzecznie leżącą w stosunku do niej rynną wiecką (ryc. 16; fot. 12). Rynna ta rozciąga się na przestrzeni około 8 km od miejscowości Studzienice do miejscowości Zawada (ryc. 3 – I). Takie fakty jak: mała szerokość formy (średnio około 450 m), duża krętość, niewyrównany profil podłużny dna z licznymi przegłębieniami oraz wyraźne krawędzie oddzielające ją od przylegających obszarów sandrowych wskazują na to, iż powstała ona w wyniku erozyjnej działalności wód subglacjalnych znajdujących się pod ciśnieniem hydrosta-



Ryc. 16. Mapa geomorfologiczna rynny subglacialnej k. Wiecka na przecięciu z doliną Wdy. 1 – obszary sandrowe; 2 – rynnna subglacialna; 3 – zagłębienia wytopiskowe; 4 – erozyjne odcinki doliny Wdy; 5 – erozyjne terasy nadzalewowe w dolinie Wdy; 6 – delta stożkowa; 7 – równina zalewowa; 8 – równiny biogeniczne.

Geomorphological map of the subglacial channel near Wiecko at the crossing with the valley of the River Wda. 1 – sander areas; 2 – subglacial channel; 3 – kettles; 4 – erosive sections of the valley of the River Wda; 5 – erosive meadow terraces in the valley of the River Wda; 6 – fan delta; 7 – floodplain; 8 – biogenic plains.

tycznym. Można ją więc określić jako fluwioglacjalną rynnę subglacialną. W rynnne, w strefie kontaktu z doliną Wdy występują dwa jeziora: na północ od Wdy Jezioro Wieckie i na południe od Wdy jezioro Skrzyńki Małe. Charakteryzują się one zbliżonymi głębokościami maksymalnymi, odpowiednio 7,9 m i 8,5 m.

W dniu rynny, u wlotu do niej Wdy, pomiędzy korytem a Jezioro Wieckim znajduje się bardzo dobrze wykształcony stożek paleodelty, który wznosi się o około 1–2,5 m ponad poziom równiny zalewowej i jednocześnie ponad poziom lustra wody w Jeziorze Wieckim (ryc. 16; fot. 12). Pomimo iż powierzchnia stożka jest generalnie płaska, to w jego centralnej części zaznacza





Fot. 12. Kontakt rynny subglacialnej k. Wiecka z erozyjnym fragmentem doliny Wdy. 1 – krawędzie rynny subglacialnej; 2 – erozyjna dolina Wdy; Rt – równina torfowa; Rz – współczesna równina zalewowa; St – stożek paleodelty; w – staw hodowlany. Lokalizacja i oznaczenia przekrojów jak na ryc. 16. (autor zdjęcia W. Stępień).

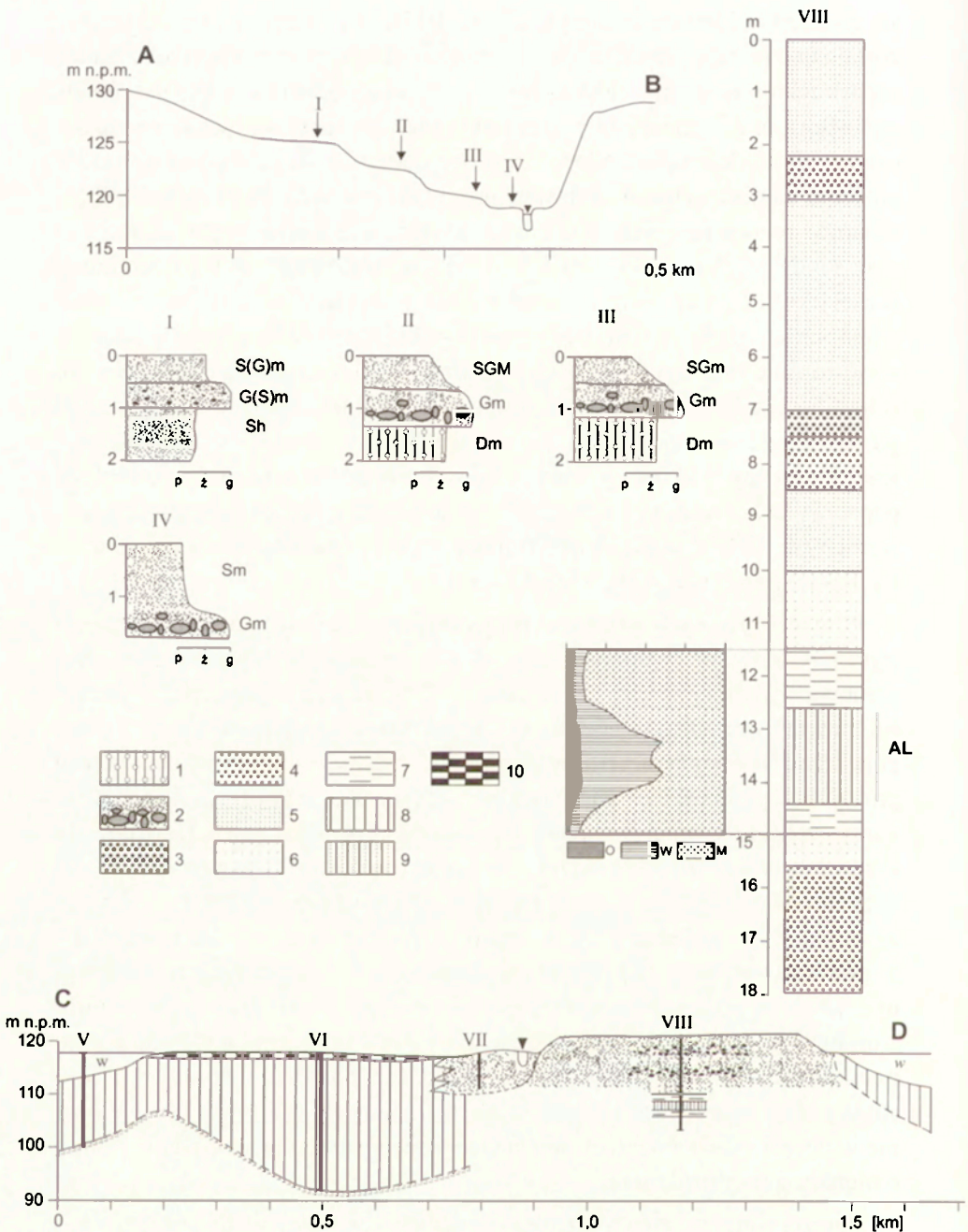
Contact of the subglacial channel near Wiecko with the erosive part of the valley of the River Wda. 1 – edges of the subglacial channels; 2 – erosive valley of the River Wda; Rt – peatbog plain; Rz – floodplain ordinate; St – palaeodelta cone; w – fish pond. Location and key to the cross-sections as in Figure 16. (photo by W. Stępień).



się niewielkie i jednocześnie płytkie zagłębienie bezodpływowe. Aktualnie zostało ono prawie całkowicie wyrównane w trakcie prac związanych z budową pstrągarni. Kontakt stożka zarówno z równiną zalewową Wdy, jak i równiną torfową przy Jeziorze Wieckim jest bardzo łagodny, bez wyraźnie zaznaczających się krawędzi. Stożek pod względem wysokości nawiązuje do poziomu najniższej terasy nadzalewowej w dolinie Wdy. Budowę geologiczną stożka rozpoznano na podstawie kilku wierceń ręcznych do głębokości 4 m oraz sondy mechanicznej o głębokości 18 m, wykonanej w jego centralnej części (ryc. 17 – CD – VIII). Stożek tworzy gruba seria piaszczysto-żwirowa o miąższości około 11,6 m. Utworami dominującymi w jej obrębie są dobrze wysortowane piaski średnio i gruboziarniste z domieszką drobnego żwiru. Najgrubsze, żwirowe utwory występują w centralnej części profilu pionowego serii na głębokości 7–7,5 m. Od tej głębokości w kierunku spągu obserwuje się klasyczny cykl frakcjonowany odwrócony od piasków gruboziarnistych poprzez piaski średnio i drobnoziarniste do piasków drobno i bardzo drobnoziarnistych. Całość serii piaszczystej jest podścielona metrową warstwą mułku piaszczysto-ilastego (gł. 11,6–12,6 m).

Poniżej opisanych utworów mineralnych w analizowanym wierceniu (ryc. 17 – VIII), na głębokości 12,6–14,4 m znajduje się gytia mineralno-węglanowa o średniej zawartości węglanów 43%, materii organicznej 7% i części mineralnych 50%. W jej obrębie zarówno w spągu, jak i w stropie występują liczne laminy piaszczysto-mułkowe. Z ekspertyzy palinologicznej czterech prób gytii wykonanej przez B. Noryskiewicz wynika, iż tworzyła się ona w jeziorze, w którego otoczeniu panowały lasy sosnowo-brzozowe. Brak udziału drzew mezokratycznych wskazuje, iż występująca w profilu gytia pod względem chronostratygraficznym akumulowana była w okresie allerödskim. Należy jednak wyraźnie zaznaczyć, że sposób wiercenia sondą mechaniczną WH – 5, pomimo zastosowanej procedury (pobór osadów jeziornych w dublowanym otworze po uprzednim rozwierceniu nadległej serii piaszczysto-żwirowej) nie wykluczył możliwości częściowego przemieszania materiału pobranego do analiz palinologicznych. Stąd też podane powyżej wnioski stratygraficzne należy traktować z dużą ostrożnością. Autor planuje wykonanie w obrębie stożka wierceń sondą Geoprobe gwarantującą pobranie profilu o nienaruszonej strukturze.

Poniżej warstwy gytii mineralno-węglanowych w wierceniu VIII (ryc. 17) nawiercono 3,6 m osadów mułkowo-piaszczystych i piaszczystych. Tworzą one cykl frakcjonowany prosty od 0,5-metrowej warstwy mułku piaszczystego w stropie, przechodzącego w dół profilu w piasek drobnoziarnisty i następnie do głębokości 18 m w dobrze wysortowane piaski średnio i gruboziarniste.



Ryc. 17. Przekrój poprzeczny przez dolinę Wdy na zachód od Wiecka – AB i przekrój podłużny przez rynną wiecką – CD. 1 – glina morenowa; 2 – bruk; 3 – piaski gruboziarniste z drobnym żwirzem; 4 – piaski średnio- i gruboziarniste, 5 – piaski drobno- i średnioziarniste; 6 – piaski drobnoziarniste i mułkowate; 7 – mułki piaszczyste; 8 – gytie (głównie węglanowe); 9 – gytie mineralne; 10 – torfy; O – straty na prażeniu, W – węglany; M – części mineralne; AL – alleröd. Lokalizacja przekrojów na rycinie 16

Kolejną formą fluwialną w rymnie wieckiej jest współczesna równina zalewowa Wdy. Tworzy ona pas o szerokości 150–200 m, rozłożony pomiędzy opisaną powyżej deltą stożkową a równiną torfową przylegającą do jeziora Skrzyńki Małe (ryc. 16; fot. 12). Powierzchnia równiny zalewowej jest częściowo zatorfiona, jednak miąższość torfu z reguły nie przekracza 0,5 m. Pod torfem do głębokości co najmniej 6 m (ryc. 17 – VII) występują piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką piasków gruboziarnistych. Można przypuszczać, iż piaszczyste aluwia nałożone są tutaj na denne osady jeziorne.

Równina zalewowa w kierunku południowo-zachodnim, przechodzi na tym samym poziomie hipsometrycznym w powierzchnię równiny torfowej przylegającej do jeziora Skrzyńki Małe (ryc. 16; ryc. 17 – CD; fot. 12). W celu rozpoznania osadów wypełniających tą część dna rymny wykonano dwa wiercenia sondą według konstrukcji K. Więckowskiego i kilka sondowań. W wierceniu zlokalizowanym w centralnej części równiny torfowej (ryc. 17 – CD – VI) osiągnięto 20,5 m osadów biogenicznych, zalegających na piaszczystym podłożu. W spągu tych osadów występuje szaro-kremowa, laminowana gytia węglanowa przechodząca ku górze profilu w czarną (duża zawartość hydrotroilitu), a następnie w szaro-kremową gytie węglanową. Całość osadów jeziornych pokryta jest torfem o miąższości 0,7 m. Partia spągowa osadów jeziornych poddana została ekspertyzie palinologicznej, z której wynika, iż akumulacja jeziorna rozpoczęła się tutaj w starszej, brzożowo-sosnowej części okresu allerödskiego (B. Noryśkiewicz). Pobrano również rdzeń osadów jeziornych z północno-wschodniej części jeziora Skrzyńki Małe, przy głębokości wody 4,6 m. Niestety warunki lodowe nie pozwoliły na wykonanie wiercenia w najgłębszej (8,5 m) części jeziora. W miejscu wiercenia (ryc. 16; 17 – V), na podłożu piaszczystym występuje 12-metrowa seria gytii węglanowej. Ekspertyza palinologiczna jej spągowej partii wskazała, iż początek sedymentacji jeziornej należy tutaj odnieść również do starszej części okresu allerödskiego.

Zaprezentowany fragment rymny wieckiej w miejscu jej przecięcia się z doliną Wdy jest bardzo interesującym przykładem wzajemnych relacji osadów rzecznych i jeziornych. Forma ta w czasie funkcjonowania szlaków sandrowych powiązanych z recesją lądolodu fazy pomorskiej i młodszych faz recesyjnych konserwowana była bryłami pogrzebanego martwego lodu. Jak wskazują wykonane analizy palinologiczne spągu osadów jeziornych w torfowisku

---

Cross-section of the valley of the River Wda to the west of Wiecko – AB longitudinal section along the channel of Wiecko – CD. 1 – glacial till; 2 – boulder; 3 – coarse-grained sand with small gravel; 4 – medium- and coarse-grained sand; 5 – fine- and medium-grained sand; 6 – fine-grained and silty sand; 7 – sandy loam; 8 – gyttja (mainly carbonate); 9 – mineral gyttja; 10 – peatbog; O – losses due to heating; W – carbonates; M – mineral elements; AL – Alleröd. Location of the cross-sections in figure 16.

oraz jeziorze Skrzyńki Małe początek wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu i funkcjonowania jezior w rynnę należy powiązać ze starszą częścią allerödu. Wniosek ten oraz obecność dawnego stożka deltowego w rynnę, nawiązującego do najniższej terasy nadzalewowej mają także istotne znaczenie przy ustalaniu zdarzeń geomorfologicznych w dolinie Wdy. Allerödski wiek osadów jeziornych znajdujących się pod utworami stożka sugeruje, iż wyższe poziomy terasy nadzalewowej Wdy tworzyły się w starszej części okresu późnoglacialnego, w czasie gdy rynnę wiecka była konserwowana bryłami martwego lodu. Prawdopodobnie śladem przepływu Wdy w okresie przedallerödskim w rynnę są utwory piaszczysto-żwirowe nawiercone pod osadami jeziornymi w obrębie delty stożkowej. W wyniku wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu wraz z ociepleniem allerödskim na linii przepływu rzecznej w rynnę zaczęło tworzyć się jezioro. Cykl frakcjonowany prosty w osadach mineralnych podścielających gytie na obszarze dawnej delty jest zapisem stopniowego pogłębiania jeziora, a same gytie są już efektem głębokowodnej akumulacji jeziornej. Intensywne procesy erozyjne w dolinie Wdy, wprowadzanie dużej ilości materiału klastycznego do jeziora stało się przyczyną tworzenia szybko narastającej delty, która w dużej mierze wypełniła rynnę na linii jej styku z doliną Wdy.

W pierwszej fazie rozwoju forma ta miała charakter delty gilbertowskiej ze stosunkowo stromym, piaszczystym skłonem (Gilbert 1890 – za Chudzikiewicz i in. 1979). Wykształcenie litologiczne górnej części delty wskazuje na to, iż została ona nadbudowana piaszczysto-żwirowym stożkiem napływowym, czyli przekształciła się w swego rodzaju deltę stożkową (ang. *fan delta*), (Nemec, Steel 1988; Nemec 1990; Postma 1990). Należy pamiętać, że przynajmniej na początku, kształtowaniu się omawianej formy towarzyszyła stała subsydencja dna związana z wytapianiem pogrzebanych brył martwego lodu. Jak sugeruje obecność niewielkiej formy wytopiskowej na powierzchni delty stożkowej, jego ostateczne wytopienie nastąpiło dopiero po zakończeniu jej akumulacji. Dopiero dalsze badania, a przed wszystkim szczegółowe datowania osadów jeziornych znajdujących się pod osadami mineralnymi delty mogą bliżej określić czas jej funkcjonowania. Jednakże już przeprowadzone analizy palinologiczne oraz analogie do środkowej części doliny Wdy w rejonie Borzechowa i Smolnik mogą wskazywać, iż koniec okresu akumulacji analizowanej delty stożkowej oraz najniższej terasy nadzalewowej nastąpił na przełomie młodszego dryasu i okresu preborealnego.

Autor chciałby jeszcze zwrócić uwagę na znaczną miąższość osadów piaszczysto-żwirowych delty stożkowej (12,6 m), pokrywających późnoglacialne osady jeziorne. Wskazuje ona na bardzo dużą dynamikę procesów erozyjnych w owym czasie w dolinie Wdy. Jednakże nie są to w dolinie Wdy odosobnio-

ne sytuacji. Autor w 2004 roku w ramach realizacji arkusza Osiek *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 u ujścia suchego, późnoglacialnego fragmentu doliny Wdy do rynny subglacialnej k. Szlagi udokumentował ponad 17-metrową serię osadów piaszczysto-żwirowych dawnej delty, zalegających na późnoglacialnych gytiach węglanowych. Aktualnie stanowisko to jest w fazie szczegółowego opracowywania i będzie przedmiotem odrębnej publikacji.

Wda w erozyjnym fragmencie szybko wcięła się do aktualnego poziomu równiny zalewowej, a obniżenie się poziomu wody w jeziorze spowodowało, iż dotychczas sypana delta stożkowa stała się swego rodzaju nadwodnym progiem rozdzielającym jezioro na dwie części. O ile wśród przyczyn podobnych zmian np. w rejonie Borzechowa, czy Smolnik można upatrywać także czasowe zróżnicowanie procesów wytopiskowych, to rynna wiecka na przełomie późnego glacialu i holocenu była już praktycznie w pełni odpreparowaną formą. Stąd też należy tutaj rozważać klimatycznie uwarunkowane, jednoczesne obniżanie się poziomu wody w jeziorze w powiązaniu z erozyjnym wcinaniem się rzeki do poziomu obecnej równiny zalewowej. Wraz z tymi zdarzeniami Wda rozpoczęła sypanie nowej delty w jeziorze na południowy-zachód od dawnego stożka. Fakt ten oraz równoczesna akumulacja osadów jeziornych doprowadziły do szybkiego wypełniania jeziora osadami. Rozbudowująca się delta stała się bazą dla rozwoju równiny zalewowej, a z dużego jeziora do dzisiaj zachowała się tylko jego niewielka, ciągle wypływająca się część – jezioro Skrzyńki Małe.

#### 3.4. RYNNA SUBGLACJALNA K. CZECHOWA I KOCIOŁ EWORSYJNY Z JEZIOREM CZECHOWSKIM

Obszar badawczy położony jest na bezpośrednim zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej, na południe od miejscowości Piece i Iwiczno (ryc. 3 – II). Przedmiotem szczegółowych badań była misa zanikłego jeziora znajdująca się na południowy-zachód od Jeziora Czechowskiego (rynna czechowska) oraz misa Jeziora Czechowskiego (ryc. 18). Wykonano także pojedyncze wiercenia w rynnie subglacialnej jeziora Ostrowite, leżącej na północ od Jeziora Czechowskiego (ryc. 18 – XIV).

##### RYNNA SUBGLACJALNA K. CZECHOWA

Jest ona praktycznie formą całkowicie zamkniętą, połączoną jedynie sztucznymi przekopami z obniżeniem wytopiskowym jeziora Głębocek i kotłem eworsyjnym Jeziora Czechowskiego (ryc. 18 – AB; fot. 13). Rynna subglacialna k. Czechowa jest, obok rynny subglacialnej k. Wilczych Gór, jednym

z najmniejszych obniżeń jeziornych analizowanych w niniejszej pracy. Jej długość wynosi około 1,5 km, a średnia szerokość 450 m. Głębokość wcięcia w stosunku do sandrów leżących w strefie przykrawędziowej, nawet przy uwzględnieniu miąższości wypełnienia biogenicznego, niewiele przekracza 20 m. Oś morfologiczna formy przebiega na linii NW–SE. Morfologia formy oraz brak w jej obrębie elementów glacialnych wskazuje na to, iż powstała ona w wyniku erozyjnej działalności wód subglacialnych, stąd też można ją określić jako fluwioglacialną rynnę subglacialną.

Podstawowymi elementami morfologii dna rynny jest rozległa równina torfowa, występująca na wysokości 112–114 m n.p.m. oraz niewielka terasa sandrowa z osiadania, położona w południowo-wschodniej części rynny, na wysokości 114–115 m n.p.m. (ryc. 18). Terasa sandrowa zbudowana jest ze zbliżonych utworów jak obszary sandrowe przylegające do rynny. Do głębokości 6 m nawiercono tutaj dobrze wysortowane piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką piasków gruboziarnistych (ryc. 18 – 1). Lokalnie występują także przewarstwienia piasków mułkowatych. Utwory te były akumulowane synchronicznie z osadami sandrowymi występującymi w strefie przykrawędziowej rynny. Ich obecna pozycja geomorfologiczna związana jest z wytopieniem się lodu, który konserwował rynnę w czasie funkcjonowania szlaku sandrowego.

Powierzchnia równiny torfowej jest stosunkowo płaska. Tylko w centralnej części dna rynny występują niewielkie deniwelacje dochodzące do 2 m, związane z wyniesieniami podłoża mineralnego. W celu rozpoznania osadów wypełniających dno rynny wykonano przekrój poprzeczny składający się z czterech wierceń (ryc. 19; fot. 13). Do analizy wypełnienia biogenicznego wykorzystano także dokumentację torfową wykonaną przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Gdańsku (Olszewski 1984). Osady biogeniczne o największej grubości udokumentowano w wierceniu II (6,05 m) i wierceniu V (7,33 m), (ryc. 19). We wszystkich wierceniach, w których osiągnięto spąg osadów biogenicznych, także tych archiwalnych, bezpośrednio na podłożu mineralnym występuje warstewka torfu bazalnego. Torf ten w zależności od ukształtowania hipsometrycznego podłoża mineralnego znajduje się na głębokościach od 1,5 do 7,3 m. Jest on przykryty grubą warstwą gytii, a następnie górnym torfem tworzącym współczesną równinę torfową.

Szczegółowym badaniom poddano spąg osadów biogenicznych występujących w wierceniu II (palinologia, datowanie radiowęglowe, analizy zawartości materii organicznej, węglanów i części mineralnych) oraz w wierceniu V (analizy zawartości materii organicznej, węglanów i pozostałości mineralnej). W ramach osadów podłoża mineralnego w wierceniu II występują dobrze wysortowane piaski drobno- i średnioziarniste z pojedynczymi żwirikami.





Fot. 13. Całkowicie zatorfiona rynna subglacialna k. Czechowa. 1 – krawędzie rynny. Lokalizacja i oznaczenie przekroju jak na rycinie 18. (autor zdjęcia W. Stępień).

Totally peat-covered subglacial channel near Czechowice. 1 – edges of the channel. Location and key to the cross-section as in Figure 18. (photo by W. Stępień).

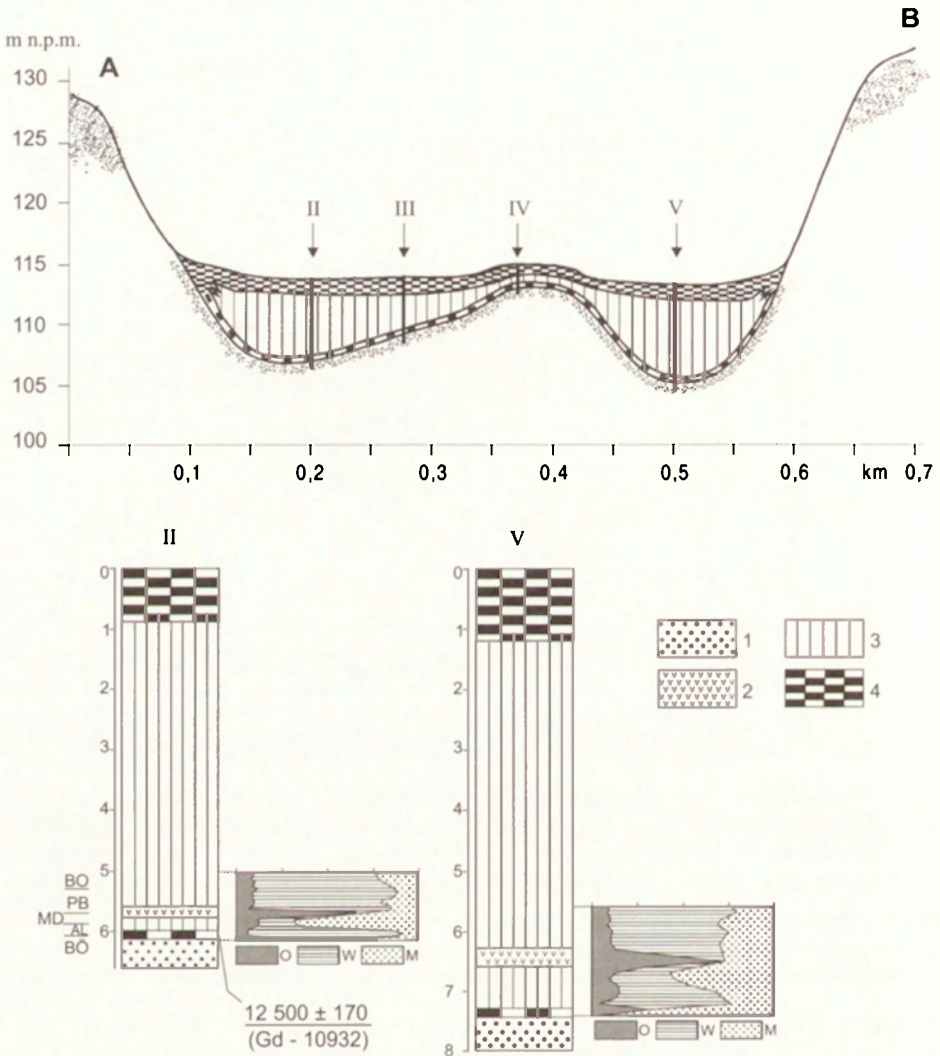




Ryc. 18. Mapa geomorfologiczna okolic Czechowa. 1 – wysoczyzna morenowa; 2 – obszary sandrowe; 3 – rynny subglacjalne; 4 – kocioł eworsyjny Jeziora Czechowskiego; 5 – zagłębienia wytopiskowe; 6 – formy kemowe; 7 – terasa kemowa; 8 – współczesna terasa jeziorna przy Jeziorze Czechowskim; 9 – równiny biogeniczne.

Geomorphological map of the vicinity of Czechowo. 1 – morainic plateau; 2 – sander areas; 3 – subglacial channels; 4 – pothole of Lake Czechowskie; 5 – kettles; 6 – kame forms; 7 – kame terrace; 8 – contemporary lake terrace by Lake Czechowskie; 9 – biogenic plains.

W partii stropowej, na głębokości 6,05–6,20 m, zawierają one domieszkę części organicznych. Bezpośrednio na podłożu mineralnym znajduje się pięciocentymetrowa warstewka ciemno-brunatnego torfu z makroskopowo widocznymi fragmentami drewna. Torf ten został wydatowany radiowęglowo na  $12\,500 \pm 170$  lat BP (Gd-10932). Wiek ten został potwierdzony analizami palinologicznymi (B. Noryśkiewicz). W ich wyniku spągową partię torfu zaliczono do böllingu, a stropową do allerödu. Ponad torfem, do głębokości 5,80 m występuje warstwa allerödskiej gytii węglanowej o średniej zawartości węglanów, materii organicznej i części mineralnych odpowiednio: 82,2%; 7%; 10,8% (ryc. 19–11). Osady młodszego dryasu znajdują się na głębokości 5,80–5,65 m i są reprezentowane przez gytie mineralne o średniej zawartości części mineralnych wynoszącej 65,7%, węglanów 21,8% i materii organicznej 12,5%.



Ryc. 19. Przekrój geologiczny przez rynnę subglacialną k. Czechowa. 1 – piaski; 2 – gytie detrytusowe; 3 – gytie (głównie węglanowe); 4 – torfy. Lokalizacja przekroju na rycinie 18 i fotografii 13

Geological cross-section of the subglacial channel near Czechowa. 1 – sand; 2 – detritus gyttja; 3 – gyttja (mainly carbonate); 4 – peatbog. Location of the cross-section in figure 18 and photo 13

W ramach części mineralnych dominują frakcje mułkowe (około 73%) i ilaste (25%), przy śladowym udziale frakcji piaszczystej. Bezpośrednio ponad gytia mineralną z młodszego dryasu występuje pięciocentymetrowa warstewka ciemnej gytii detrytusowo-mineralnej (zawartość węglanów – 2,9%, materii organicznej 67% i części mineralnych – 30,1%). Została ona palinologicznie przyporządkowana do pierwszej części okresu preborealnego. W młodszym preboreale akumulowana była już gytia węglanowa, znajdująca się w opisywanym profilu na głębokości 5,60–5,30 m. Charakteryzuje się ona znacznym udziałem węglanów (do 80%) i średnio około 10% zawartością materii organicznej i części mineralnych. Zbliżony skład ma również wyżej leżąca gytia węglanowa, akumulowana w okresie borealnym. Z tego okresu pochodzi najwyżej leżąca w profilu próba (5,10 m), która była analizowana palinologicznie. Bardzo zbliżone wykształcenie litofacjalne spągu osadów biogenicznych zarejestrowano również w wierceniu V (ryc. 19). Obok bazalnego torfu w sposób szczególnie wyróżniają się tam w profilu gytie mineralne z młodszego dryasu i ciemne gytie detrytusowe z okresu preborealnego.

Morfologia rynny, jej usytuowanie geomorfologiczne oraz litostratygrafia występujących w niej osadów pozwalają stwierdzić, iż procesy wytopiskowe, następujące po fazie konserwacji rynny rozpoczęły się na przełomie böllingu i allerödu. Początkowo, jeszcze na pogrzebanym lodzie, utworzyło się torfowisko, które obejmowało praktycznie całą powierzchnię obecnego dna rynny, wyłączając tylko terasę sandrową z osiadania. Ocieplenie w okresie allerödskim doprowadziło do całkowitego wytopienia się pogrzebanego lodu i pełnego ukształtowania się misy jeziornej. Bazalny torf w wyniku subsydencji podłoża uległ zatopieniu i przykryciu przez osady denne powstałego w tym miejscu jeziora. Jezioro to w wyniku całkowitego wypełnienia misy jeziornej osadami uległo zanikowi i przekształceniu w torfowisko niskie.

#### KOCIOŁ EWORSYJNY Z JEZIOREM CZECHOWSKIM

Misa Jeziora Czechowskiego jest ulokowana w bardzo głębokim obniżeniu znajdującym się pomiędzy miejscowościami Czechowo i Iwiczno, na zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej (ryc. 3 – II; ryc. 18; fot. 14). Praktycznie w całym otoczeniu obniżenia występują zróżnicowane morfologicznie obszary sandrowe. Tylko w części północnej, w strefie przykrawędziowej znajduje się wzgórze kemowe, a od wschodu do krawędzi obniżenia dochodzi niewielki fragment wysoczyzny morenowej. Generalnie obniżenie ma w planie zaokrąglony kształt. Jedynie część północno-zachodnia ma postać krótkiej odnogi rynnowej. Krawędzie formy są bardzo wyraźne, o wysokości dochodzącej do 30 m. Maksymalna głębokość obniżenia, przy uwzględ-

nieniu głębokości jeziora i miąższości osadów jeziornych przekracza 70 m! Wskazana morfologia skłania do określenia obniżenia jako kotła eworsyjnego powstałego w wyniku erozji wód subglacjalnych. Wody subglacjalne tworząc kocioł eworsyjny rozcięły nie tylko osady zlodowaceń północnopolskich, ale także utwory zlodowaceń środkowopolskich (Błaszkiwicz 1999).

W południowej części kotła eworsyjnego znajdują się dwie formy akumulacji glacialimnicznej: niewielki pagórek kemowy o wysokości 115,5 m n.p.n. (około 4 m wysokości względnej) oraz terasa kemowa o wysokości 1,5–2 m ponad poziom lustra wody w jeziorze (ryc. 18; fot. 14). W budowie geologicznej pagórka kemowego (ryc. 18 – VI) do głębokości 3,5 m występuje piasek mułkowy z licznymi przewarstwieniami laminowanego mułku piaszczystego. Na powierzchni terasy kemowej wykonano dwie sondy mechaniczne zlokalizowane w jej centralnej (ryc. 18 – VII) i północnej części (ryc. 18 – VIII). W pierwszym przypadku nawiercono około 11-metrową serię osadów glacialimnicznych zalegającą na szarej, masywnej glinie morenowej. Są one tam wykształcone w postaci naprzemiennie ułożonych warstewek piasku mułkowego oraz lamin mułku piaszczystego i mułku ilastego.

W stropie rytmitów glacialimnicznych, bezpośrednio pod glebowym poziomem mineralno-próchnicznym występuje, około 40-centymetrowa warstwa węglanowa o bardzo dużej zawartości węglanów, w granicach 95%. W warstwie tej nie stwierdzono pyłków roślin oraz malakofauny (B. Noryśkiwicz, J. Krzumińska). Jej genezę należy wiązać nie z wyższym poziomem jeziora i akumulacją kredy jeziornej w strefie litoralnej, lecz z chemicznym wytrącaniem węglanów pod poziomem mineralno-próchnicznym, w strefie wód gruntowych. Proces powstawania tego typu osadów przybliżony został przez K. Tobolskiego (2000a). Płytko zalegające warstwy węglanowe (kreda łąkowa) o nie limnicznej genezie, zlokalizowane na zachód od jeziora Gröslu (około 15 km na S od Poczdamu) były prezentowane w czasie wycieczki gleboznawczej Geo-Berlin 98 (Bauriegel i in. 1998). Występują one tam w bardzo zbliżonej pozycji geomorfologicznej do opisanych warstw węglanowych na terasie kemowej przy Jeziorze Czechowskim.

W drugim wierceniu (ryc. 18 – VIII) miąższość rytmicznie laminowanych osadów glacialimnicznych jest już znacznie mniejsza i wynosi około 5.5 m. W ich partii spągowej, leżącej bezpośrednio na szarej glinie morenowej, w obrębie mułkowo-piaszczysto-ilastych rytmitów glacialimnicznych występują pojedyncze gładziki i żwirki. Mogą one być interpretowane jako *dropstones*, czyli materiał pochodzący z wytapiania gór lodowych, pływających po zbiorniku, bądź też wytapiania stropu lodowego – przy założeniu, że utwory glacialimniczne były przynajmniej w pierwszej fazie akumulowane w jeziorze subglacjalnym.



Fot. 14. Kocioł eworsyjny z Jeziorem Czechowskim. Lokalizacja i oznaczenie przekrojów jak na rycinie 18. (autor zdjęcia W. Stępień).

Pothole with Lake Czechowskie. Location and key to the cross-sections as in Figure 18. (photo by W. Stępień).

<http://rcin.org.pl>

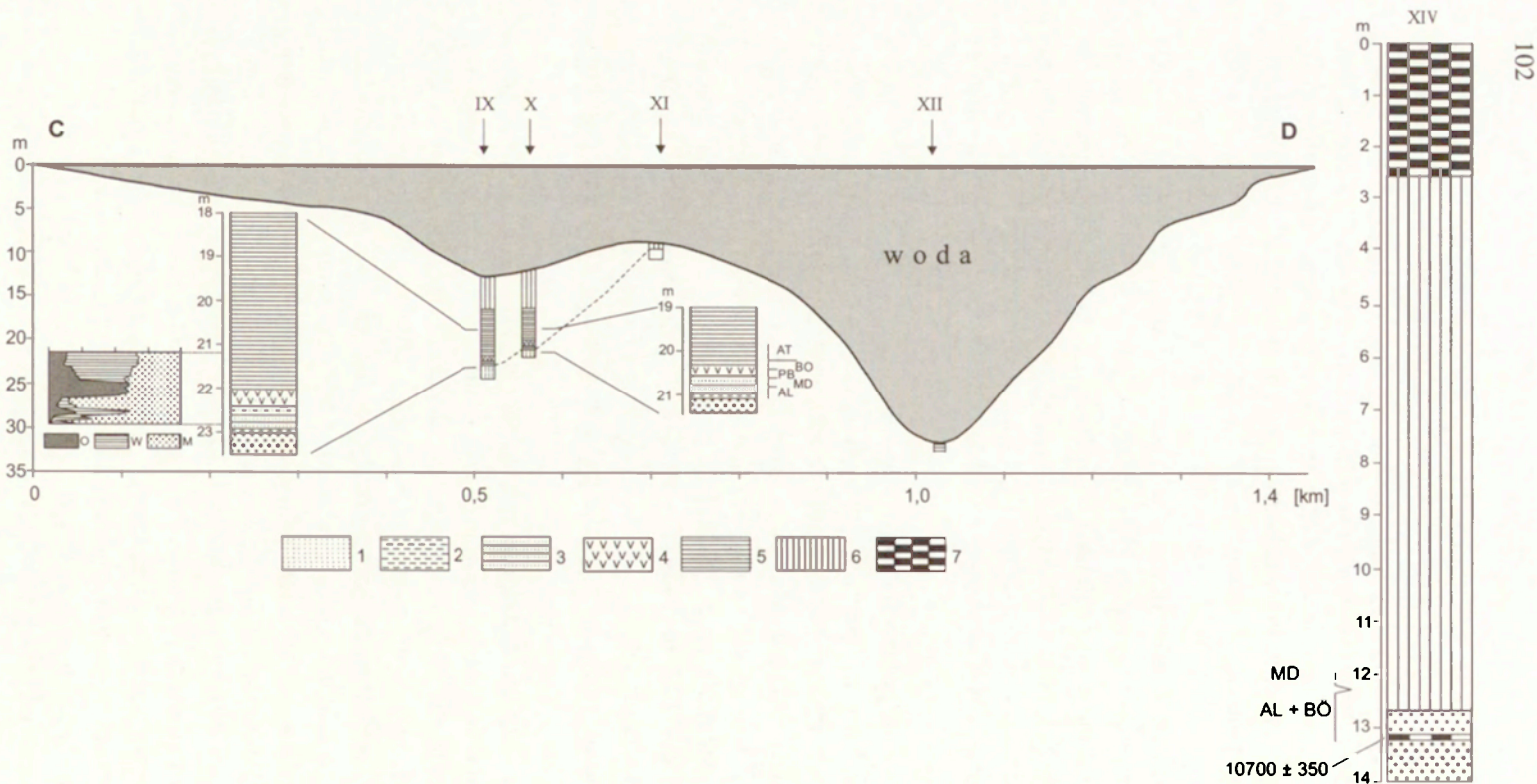




Centralną część kotła eworsyjnego zajmuje Jezioro Czechowskie oraz przylegająca do niego od północnego-wschodu równina biogeniczna (ryc. 18). Jak wskazuje plan batymetryczny wykonany przez Instytut Rybactwa Śródlądowego w Olsztynie, w morfologii podwodnej części jeziora zaznaczają się dwa głęboczki. W części zachodniej jeziora znajduje się głęboczek o głębokości 13 m, zaś w części centralno-wschodniej o głębokości 32 m. Pomiędzy głęboczkami występuje stosunkowo płaski próg, gdzie głębokość jeziora wynosi około 9,5 m (ryc. 20 – CD). Ze względu na ograniczone możliwości techniczne (zasięg sondy do 30 m) wykonano wiercenie w obrębie progu (ryc. 20 – XI) oraz dwa wiercenia w płytszym głęboczku (ryc. 20 – IX, X), w których uzyskano pełne rdzenie osadów dennych. Natomiast w najgłębszym miejscu jeziora (ryc. 20 – XII) pobrano tylko 0,7-metrowy profil osadów powierzchniowych o nienaruszonej strukturze. Było to możliwe dzięki uprzejmości K. Szeroczyńskiej i M. Gąsiorowskiego z Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie.

Przeprowadzone prace wiertnicze ujawniły bardzo dużą zmienność miąższości osadów dennych Jeziora Czechowskiego. W wierceniu na progu (XI), na piaszczysto-żwirowym podłożu mineralnym występuje tylko niespełna metr gytii węglanowej, w spągu ciemnej i szaro-kremowej, w stropie jasno-kremowej (ryc. 20). Z kolei w głęboczku, którego aktualna głębokość jest tylko 3 m większa, niż głębokość progu, maksymalna stwierdzona miąższość osadów jeziornych wynosi 10,7 m (ryc. 20 – IX). Na stosunkowo niewielkiej przestrzeni jest tutaj bardzo dobrze widoczna zależność miąższości osadów dennych od topografii podłoża mineralnego, stanowiącego pierwotne dno misy jeziornej.

Charakterystykę litostratygraficzną osadów jeziornych w głęboczku uzyskano na podstawie analizy palinologicznej dolnej części rdzenia IX i analizy zawartości węglanów i strat na prażeniu w rdzeniu X (ryc. 20). Profil osadów jeziornych rozpoczyna się ponad metrową serią późnoglacialnej gytii mineralno-węglanowej. W jej części spągowej, bezpośrednio na piaszczysto-żwirowym podłożu mineralnym występuje kilkucentymetrowa warstwa mułku ilastego, pokryta następnie allerödzką gytia mineralno-węglanową, dla której zawartość węglanów waha się w granicach 20–41%, materii organicznej od 5 do 19% i części mineralnych 39–76%. Gytia ta charakteryzuje się niezbyt wyraźną mikrolaminacją. Osady późnoglacialne kończą się około dwudziesto-centymetrową warstwą organicznego mułku ilastego z młodszego dryasu. Średnie zawartości węglanów, materii organicznej i części mineralnych dla tej warstwy wynoszą odpowiednio: 9%; 8% i 83%. Okres holoceniński rozpoczyna się około 30-centymetrową warstwą ciemno-szarej, bezwęglanowej gytii detrytusowo-mineralnej składającej się tylko z materii organicznej (średnio oko-



Ryc. 20. Profile osadów dennych Jeziora Czechowskiego. 1 – piaski; 2 – mułki; 3 – laminowane gytie mineralne; 4- gytie detrytusowe; 5 – laminowane gytie węglanowe; 6 – węglanowe gytie masywne; 7 – torfye; O – straty na prażeniu, W – węglany, M – części mineralne; BÖ – bolling; AL – allerod; MD – młodszy dryas; PB – preboreał; BO – boreał; AT – okres atlantycki. Lokalizacja przekroju na rycinie 18 i fotografii 14

Profiles of the bottom deposits of Lake Czechowskie. 1 – sand; 2 – loam; 3 – varved mineral gyttja; 4 – detritus gyttja; 5 – varved carbonate gyttja; 6 – massive carbonate gyttja; 7 – peatbog; O – losses due to heating, W – carbonates, M – mineral elements; BÖ – Bolling; AL – Allerod; MD – Younger Dryas; PB – pre-Boreal; BO – Boreal; AT – Atlantic. Location of the cross-section in figure 18 and photo 14

to 57%) i części mineralnych (43%). Kolejnymi utworami w profilu są już preborealne, borealne i atlantyckie, jasno-kremowe gytie węglanowe o średniej zawartości węglanów w granicach 35–50%. Najmłodsza część profilu nie była już objęta analizami palinologicznymi.

Szczególnie interesująco, przede wszystkim w perspektywie dalszych, bardziej szczegółowych badań o charakterze interdyscyplinarnym, przedstawia się fakt występowania mikrolaminacji w obrębie osadów jeziornych występujących w głębozku. W wierceniu X mikrolaminacja, oprócz gytii allerödskiej, obejmuje także ponad cztery metrowy odcinek rdzenia od głębokości 16,5 m do 21,0 m, a w wierceniu IX ponad pięć metrowy fragment w przelocie 17,0–22,0 m. W obydwu wierceniach tylko stropowe 4 m gytii mają strukturę masywną, pozbawioną mikrolaminacji. Jak można sądzić na podstawie analizy palinologicznej laminacja w osadach rozpoczęła się wraz z okresem allerödskim i trwała aż po schyłek środkowego holocenu. O ile w zaprezentowanym głębozku laminacja występuje tylko w spągowej i centralnej części profilu, to w najgłębszej części jeziora (głębokość 32 m) osady jeziorne wykazują laminację już od powierzchni. Pobrany tam rdzeń stropowej części osadów o miąższości 0,7 m charakteryzował się dobrze wykształconą laminacją. Istnieje duże prawdopodobieństwo, iż cały profil późnoglacialnych i holocenów osadów jeziornych w tym głębozku jest laminowany.

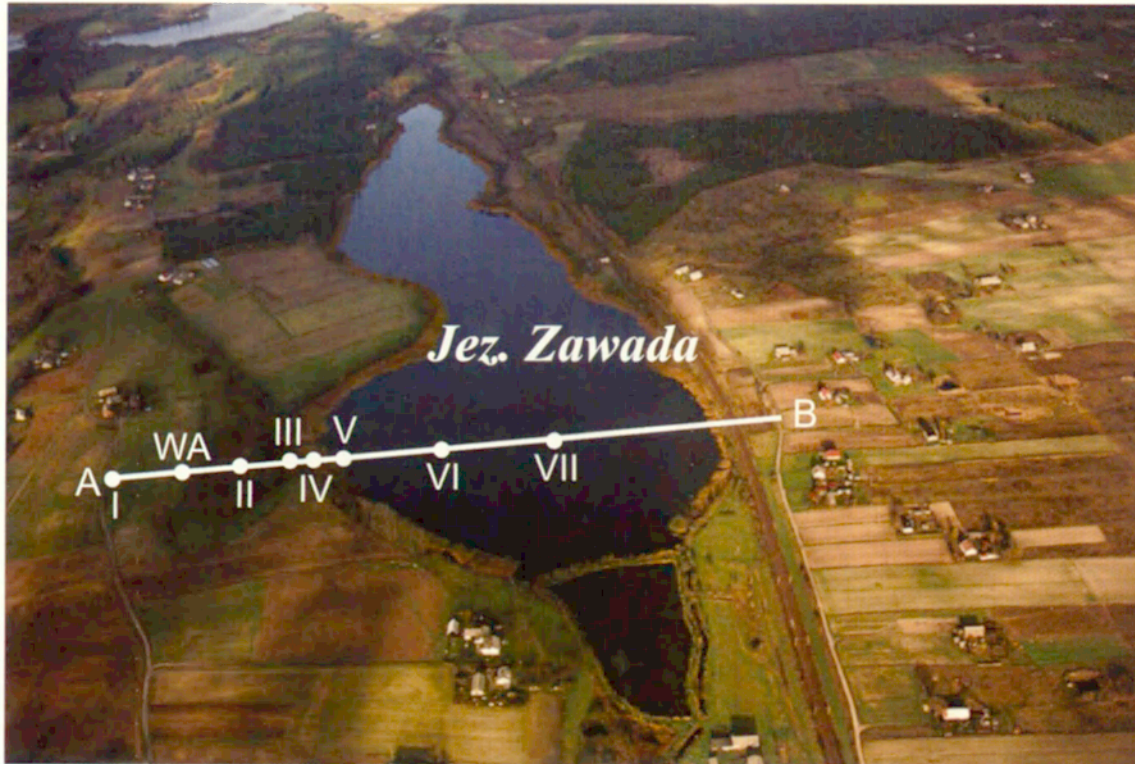
Wykonano również wiercenia w obrębie równiny torfowej, sąsiadującej z Jeziorem Czechowskim od północnego zachodu (ryc. 18 – XIII). Jej budowa geologiczna wskazuje, iż jest to dawna część misy jeziornej, całkowicie wypełniona osadami jeziornymi i torfowymi. Pod górną pokrywą torfową o miąższości około 2,5 m występują tam gytie węglanowe i węglanowo-detrytusowe do głębokości 12 m, licząc od powierzchni równiny torfowej. Analizy palinologiczne spągu osadów jeziornych w wierceniu XIII wskazują, iż podobnie jak i na obszarze współczesnego jeziora, akumulacja jeziorna rozpoczęła się tam w okresie allerödskim. Również w rynn timeroglacjalnej jeziora Ostrowite, położonej na północny wschód od kotła eworsyjnego początek akumulacji jeziornej powiązany jest z allerödem (wiercenie XIV), (ryc. 20). Co prawda data radiowęglowa torfu bazalnego, występującego w spągu osadów jeziornych jest nieco młodsza ( $10\ 700 \pm 350$  lat BP – Gd 13 052), jednak o przynależności stratygraficznej osadów w tym rdzeniu przesądziła analiza palinologiczna.

Zaprezentowany powyżej materiał wskazuje, iż po powstaniu kotła eworsyjnego funkcjonowało w nim jezioro zastoiskowe. Morfologicznym śladem akumulacji zastoiskowej są formy kemowe zbudowane z rytmitów glacialimnicznych. Urozmaicona morfologia tych form oraz występowanie w obrębie rytmitów glacialimnicznych materiału z napławiania (*dropstones*) pozwala

sądzić, iż ich akumulacja zachodziła w warunkach obecności w kotle eworsyjnym i jego otoczeniu brył martwego lodu. Brak osadów glacialimnicznych bezpośrednio pod osadami jeziornymi wskazuje na ograniczony zasięg jeziora zastoiskowego. Fakt ten sugeruje także lukę czasową pomiędzy akumulacją glacialimniczną, a limniczną w analizowanym kotle eworsyjnym. Początek sedymentacji jeziornej należy odnieść do okresu allerödskiego. Wykonane wiercenia, zarówno w obrębie jeziora, jak i przylegającej do niego równiny torfowej wskazują, iż akumulacja jeziorna nie była tutaj poprzedzona fazą torfowiskową. Praktycznie od razu na mineralnym podłożu pojawiają się niezaburzone, laminowane gytie allerödskie. Stąd też można przypuszczać, iż już na początku allerödu nastąpiło całkowite wytopienie się pogrzebanych brył martwego lodu w kotle eworsyjnym i pełne odpreparowanie misy jeziornej. Od tego momentu w profundalu jeziora trwa nieprzerwana sedymentacja osadów dennych, które w zachodnim głęboczku wykazują w spągowej i centralnej części profilu mikrolaminację, a w najgłębszej partii jeziora są najprawdopodobniej laminowane w całym profilu pionowym.

### 3.5. RYNNA SUBGLACJALNA Z JEZIOREM ZAWADA

Rynna jeziora Zawada jest położona na północ od Warlubia, na obszarze Ziemi Świeckiej (ryc. 1; ryc. 21). W strefie przykrawędziowej rynny odkryto liczne ślady osadnictwa od młodszej epoki kamienia po wczesne średniowiecze. Były one badane przez zespoły interdyscyplinarne w ramach programu badawczego TRAKT realizowanego przez Fundację na Rzecz Nauki Polskiej (m. in. Chudziak, Noryśkiewicz 2003; Noryśkiewicz, Tobolski 2003) oraz w trakcie prac ratowniczych w strefie planowanej autostrady A – 1 (Bojarski i in. 2001; Chudziak 2003). Autor w ramach środków z w/w programów wykonał sondą wg konstrukcji K. Więckowskiego wiercenie nr VII (ryc. 22), usytuowane w centralnej części jeziora Zawada. Opis litologiczny osadów w tym wierceniu został sporządzony przez K. Tobolskiego (2000b), a analizy palinologiczne i geochemiczne wykonała B. Noryśkiewicz (2004). Z kolei w ramach środków własnych autor wykonał, również sondą wg konstrukcji K. Więckowskiego, wiercenia V i VI w zachodniej części jeziora, II; III; IV w torfowisku przylegającym do jeziora od strony zachodniej oraz wiercenia VIII i IX zlokalizowane na obszarze torfowiska znajdującego się w rynnicy na południe od jeziora (ryc. 21; 22). Cały profil osadów z wiercenia II oraz partie spągowe osadów z wierceń VI; VIII i IX poddano analizom na zawartość węglanów oraz strat na prażeniu. Osady z tych wierceń były również badane palinologicznie przez B. Noryśkiewicz. Próba bazalnego torfu z wiercenia II została wydatowana w Laboratorium C-14 w Poznaniu ze środków B. Noryśkiewicz. Wyniki tych analiz znajdują się w publikacji B. Noryśkiewicz (2004),



Fot. 15. Rynna subglacialna z jeziorem Zawada. Lokalizacja i oznaczenie przekroju jak na rycinie 21. (autor zdjęcia W. Stępień).

Subglacial channel with Lake Zawada. Location and key to the cross-section as in Figure 21. (photo by W. Stępień).

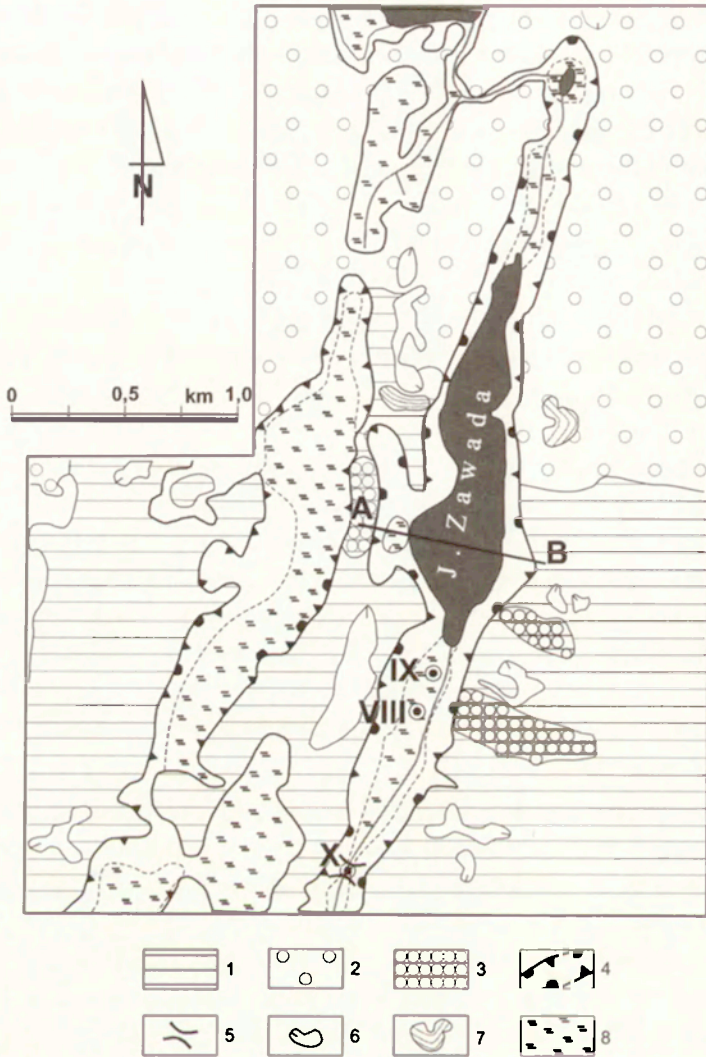
<http://rcin.org.pl>



(ryc. 22 – II). Oprócz rozpoznania osadów w jeziorze oraz przylegających torfowiskach przeprowadzono również kartowanie geomorfologiczne bezpośredniego otoczenia rynny, wykonując przy tym 20 sond mechanicznych.

Na tle przebiegu recesji ostatniego lądolodu ze stadium maksymalnego (Roszko 1968) rynna jeziora Zawada znajduje się w centralnej części lobu Wisły, na przedpolu maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej (ryc. 1). W południowym otoczeniu rynny występuje falista, lokalnie płaska wysoczyzna morenowa zbudowana z brązowej, masywnej gliny morenowej o średnich miąższościach w granicach 4 m (ryc. 21). W trakcie recesji lądolodu, w efekcie akumulacji w szczelinach i rozpadlinach lodowych, na powierzchnię wysoczyzny nałożone zostały liczne formy kemowe. Występują one z reguły w postaci pagórków i pazurów kemowych o wysokościach względnych dochodzących do 10 m. Formy te zbudowane są najczęściej z rytmicznie warstwowych utworów piaszczysto-mułkowych. Na jednej z takich form kemowych (wiercenie I – ryc. 22) znajdują się stanowiska archeologiczne Warlubie 1 i 2 (Chudziak 2003). W otoczeniu północnej części rynny występują obszary sandrowe, których geneza związana jest z odpływem wód proglacialnych z maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej. Niewątpliwie istniejąca już wcześniej rynna, w czasie przepływu tych wód konserwowana była bryłami martwego lodu. Oprócz szeregu wytopisk, które dają obraz tzw. sandru dziurawego (Szupryczyński 1968; Wiśniewski, Karczewski 1978), powierzchnia sandrowa urozmaicona jest także licznymi, postglacialnymi formami wydmowymi.

Rynna jeziora Zawada jest formą o ponad 6-kilometrowej długości i średniej szerokości w granicach 300–400 m, przy maksymalnej szerokości około 700 m (fot. 15). Jej oś morfologiczna przebiega na linii NNE–SSW (ryc. 21). Głębokość wcięcia rynny w stosunku do powierzchni wysoczyznowej i sandrowej z reguły nie przekracza 10 m, ale przy uwzględnieniu głębokości jeziora i maksymalnie stwierdzonej miąższości osadów biogenicznych dochodzi do 25 m. Stoki formy, szczególnie po stronie wschodniej, są z reguły łagodne, tylko lokalnie są wykształcone w postaci skarp o większym nachyleniu. Wykonany przekrój geologiczny przez rynną ujawnił bardzo duże zróżnicowanie morfologii podłoża mineralnego jej dna (ryc. 22). Największe przegłębienie stwierdzono w wierceniu VI, w zachodniej części rynny – prawie 19 m w stosunku do poziomu lustra wody w jeziorze. W spągu osadów biogenicznych występują tam utwory gruboziarniste – piaski gruboziarniste z domieszką żwirów – wskazujące na erozję wodną dna rynny. Jednakże już w wierceniu IV na progu oddzielającym główną część rynny od torfowiska, przylegającego do jeziora od strony zachodniej, osady jeziorne i torfowe zalegają sedymentacyjnie na oglejonej, masywnej glinie morenowej. Również



Ryc. 21. Mapa geomorfologiczna okolic jeziora Zawada. 1 – wysoczyzna morenowa; 2 – obszary sandrowe; 3 – formy kemowe; 4 – rynny fluwioglacjalno-glacialne; 5 – próg gliniasty w dnie rynny; 6 – zagłębienia wytopiskowe; 7 – wydmy; 8 – równiny biogeniczne

Geomorphological map of the vicinity of Lake Zawada. 1 – morainic plateau; 2 – sander areas; 3 – kame forms; 4 – fluvio-glacial and glacial channels; 5 – clay step in the bottom of the channel; 6 – kettles; 7 – dunes; 8 – biogenic plains



wschodnie zbocze rynny jest w większości zbudowane z brązowej, masywnej gliny morenowej bez śladów erozji wodnej. W obrębie analizowanej rynny, niespełna 1 km na N od Warlubia, występuje niewielki próg dzielący ją na dwie części: południową, w której dnie występuje równina torfowa, odwadniana poprzez ciek Strugę Komórską i dalej Maławę do Wisły oraz północną z jeziorem Zawada (ryc. 21). Próg ten jest stosunkowo płaski, a jego wysokość w stosunku do powierzchni równiny torfowej w dnie rynny wynosi około 3 m (ryc. 21 – X). W budowie progu od góry występuje brązowa, masywna glina morenowa o miąższościach przekraczających 2 m. Na jego powierzchni nie stwierdzono śladów erozji wodnej. Przedstawione fakty odnośnie morfologii i budowy geologicznej formy pozwalają ją zaliczyć do rynien glacialno-fluwioglacialnych, powstałych w wyniku współdziałania procesów egzarycyjnych w stopie lądolodu i erozji wód subglacialnych znajdujących się pod ciśnieniem hydrostatycznym.

Jezioro Zawada wypełnia centralną partię północnej część rynny (fot. 15). Jego długość wynosi około 1,8 km, powierzchnia 39 ha, a średnia głębokość 1,6 m, przy maksymalnej 2,7 m. Na południowym przedłużeniu jeziora w dnie rynny występuje równina torfowa. Także przy zachodnim brzegu jeziora jest zlokalizowane niewielkie, owalne torfowisko, oddzielone od jeziora progiem gliniastym, którego wysokość koresponduje z aktualnym poziomem lustra wody w jeziorze (ryc. 21; 22; fot. 15 – AB).

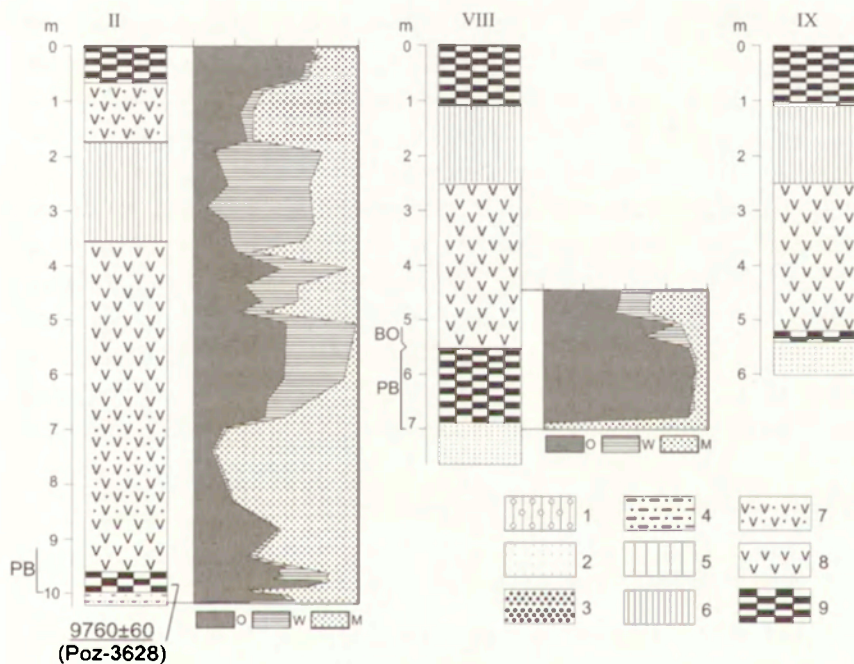
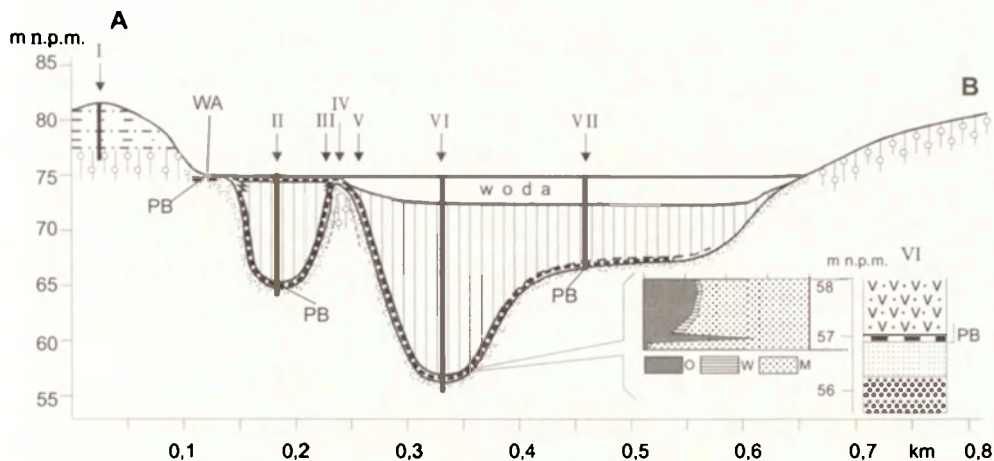
Jak wskazują wykonane wiercenia, osady denne w znacznym stopniu wypełniły misę jeziorną. Jezioro aktualnie osiąga fazę bliską całkowitemu zanikowi. Największe miąższości osadów biogenicznych – ponad 16 m, przy głębokości wody 2,5 m stwierdzono w wierceniu VI (ryc. 22; fot. 15). W spągu osadów biogenicznych, bezpośrednio na podłożu mineralnym występuje warstwa ciemnego, średnio rozłożonego torfu o zawartości materii organicznej 67% i części mineralnych 33%. W obrębie tego torfu występują makroskopowo widoczne fragmenty kory i drewna. Ekspertyza palinologiczna wykonana przez B. Noryśkiewicz wskazuje na jego sedentację w okresie preborealnym. Torf bazalny pokryty jest grubą warstwą (16 m) gytii detrytusowo-mineralnych i węglanowych. Kolejne wiercenie wykonane w centralnej części jeziora (wiercenie VII) dokumentuje osady biogeniczne, ale już tylko o miąższości 5,6 m. Według opisu K. Tobolskiego (2000b) i analiz geochemicznych wykonanych przez B. Noryśkiewicz (2004) są to głównie detrytusowe gytie mineralne o niewielkiej zawartości węglanów. W ich spągu, bezpośrednio na piaszczystym podłożu mineralnym występuje około dwunasto centymetrowa warstwa piaszczysto-organiczna z fragmentami drewna i szczątkami roślin zielnych. Cały profil tego wiercenia poddany został analizie palinologicznej (No-

ryśkiewicz 2004), która początek akumulacji partii spągowej osadów biogenicznych wiąże ze środkową częścią okresu preborealnego.

Bardzo interesująco prezentuje się wypełnienie biogeniczne niewielkiego torfowiska przylegającego do jeziora od zachodu. Jak już wcześniej zaznaczono, jest ono od jeziora Zawada oddzielone progiem gliniastym, na którego powierzchni zalega pokrywa piaszczystych i biogenicznych osadów jeziornych oraz torfowych o łącznej miąższości około 1,8 m. W przeszłości, jeszcze przed rozwojem torfowiska był to próg podwodny oddzielający zatokę od głównej części misy jeziornej. Wiercenie wykonane w centralnej części torfowiska ujawniło występowanie tam osadów biogenicznych o łącznej miąższości 10 m (ryc. 22 – II). Podłoże mineralne w miejscu wiercenia tworzy warstwa mułku piaszczystego i piasku mułkowego z niewielkimi przewarstwieniami ciemnej materii organicznej. Bezpośrednio na podłożu mineralnym, na głębokości 9,6–10,0 m występuje warstwa ciemnego, dobrze rozłożonego torfu. Jak wskazuje analiza palinologiczna oraz datowanie radiowęglowe szyszki sosny znajdującej się na głębokości 9,65 m sedentacja torfu miała tutaj miejsce nieco wcześniej niż w centralnej części jeziora, a mianowicie w starszej części okresu preborealnego (Noryśkiewicz 2004). Już w środkowym preboreale rozpoczęła się akumulacja jeziorna gytii detrytusowo-mineralnych, detrytusowo-węglanowych i węglanowych, które pokryły leżący poniżej torf bazalny warstwą o miąższości prawie 9 m. Po długim okresie akumulacji jeziornej analizowana zatoka w okresie subatlantyckim uległa całkowitemu wypełnieniu osadami jeziornymi i przekształciła się w torfowisko niskie. W efekcie tego osady jeziorne przykryte zostały ciągłą warstwą torfu trzcinowego i turzycowo-trzcinowego o miąższości około 0,7 m.

Na linii przekroju geologicznego przez rynną znajduje się także wykop archeologiczny zlokalizowany w strefie zboczowej, tuż przy dolnym załomie rynny, na wysokości około 1,5 m powyżej powierzchni torfowiska (ryc. 22; fot. 15 – AB – WA). W wykopie tym pod deluwiami piaszczysto-gliniastymi o miąższości 15 cm stwierdzono 30-centymetrową warstwę murszu torfowego i osadu jeziornego z dużą ilością detrytus roślinnego (Noryśkiewicz 2004). Jej akumulacja została przez w/w autorkę wydatowana na okres preborealny.

Zbliżona litostratygrafia utworów biogenicznych do wyżej opisanych w torfowisku zachodnim występuje także w torfowisku znajdującym się w centralnej części rynny na południowym przedłużeniu jeziora Zawada. W obydwu wykonanych tam wierceniach, bezpośrednio na podłożu mineralnym występuje torf bazalny, pokryty następnie gytiami detrytusowo-mineralnymi i detrytusowo-węglanowymi oraz górnym torfem. Podłoże mineralne w wierceniu VIII znajduje się na głębokości 6,9 m, a wierceniu IX 5,4 m poniżej



Ryc. 22. Przekrój geologiczny przez rynnę subglacjalną z jeziorem Zawada (AB) oraz profile wierceń w torfowisku na południe od jeziora Zawada (VIII, IX). 1 – glina morenowa; 2 – piaski drobno- i średnioziarniste; 3 – piaski gruboziarniste; 4 – mułki piaszczysto-ilaste; 5 – gytie (ogólnie na przekroju); 6 – gytie węglanowe; 7 – gytie mineralno – detrytusowe; 8 – gytie detrytusowe; 9 – torfy; O – straty na prażeniu, W – węglany, M – części mineralne; PB – preboreał, BO – boreał. Lokalizacja przekroju i wierceń na rycinie 21.

Geological cross-section of the subglacial channel with Lake Zawada (AB) and the profiles of the drillings in the peatbog to the south of Lake Zawada (VIII, IX). 1 – glacial till; 2 – fine- and medium-grained sand; 3 – coarse-grained sand; 4 – sandy and silty loam; 5 – gyttja (total in the cross-section); 6 – carbonate gyttja; 7 – mineral and detritus gyttja; 8 – detritus gyttja; 9 – peatbog; O – losses due to heating; W – carbonates; M – mineral elements; PB – pre-Boreal; BO – Boreal. Location of the cross-section and the drillings in figure 21.

powierzchni torfowiska (ryc. 21; 22). Miąższość torfu bazalnego w wierceniu VIII wynosi 1,4 m, natomiast w wierceniu IX tylko 0,2 m. To zróżnicowanie miąższości torfu niewątpliwie związane było z lokalną morfologią podłoża mineralno-lodowego, na którym rozwijało się torfowisko. Jak wskazuje analiza palinologiczna sedentacja torfu bazalnego w wierceniu VIII rozpoczęła się w starszej części preboreału i trwała praktycznie przez cały ten okres (Noryśkiewicz 2004). Dopiero u schyłku okresu preborealnego ponad torfem pojawiło się jezioro i rozpoczęła się akumulacja gytii detrytusowo-mineralno-węglanowych.

Zaprezentowany powyżej materiał dokumentacyjny wskazuje, iż rynna subglacjalna z jeziorem Zawada po akcie założenia, co miało miejsce jeszcze przed fazą pomorską, aż do początku okresu preborealnego konserwowana była bryłami martwego lodu. Z okresu konserwacji w rynn timer nie stwierdzono żadnych osadów glacialimnicznych ani późnoglacialnych osadów limnicznych. Sugeruje to, iż rynna w tym czasie nie była basenem sedymentacyjnym. Dopiero wraz z ociepleniem na początku preboreału w rynn timer zaczyna rozwijać się torfowisko, a w drugiej części tego okresu ponad torfem pojawia się warstwa wody. Z tym momentem, wskutek termicznego oddziaływania wody następuje przyspieszone wytapianie się pogrzebanych w rynn timer brył martwego lodu i całkowite odpreparowanie misy jeziornej. W efekcie wytopienia podłoża lodowego torf, który był akumulowany praktycznie na całej powierzchni dna rynn timer, uległ zatopieniu i przykryciu przez osady denne powstałego w ten sposób jeziora. Na taki rozwój wydarzeń wskazuje pozycja geomorfologiczna torfu bazalnego w obrębie wypełnienia biogenicznego (brak pod nim starszych osadów jeziornych) oraz synchroniczność jego akumulacji niezależnie od wysokości zalegania na mineralnym podłożu dna rynn timer.

### 3.6. RYNNA SUBGLACJALNA K. WIĘCKOWYCH

Stanowisko to jest położone w obrębie subglacjalnej rynn timer radialnej, stanowiącej dolny segment górn timer odcinka doliny Wierzycy (ryc. 1; 6). Rynna ta była już wcześniejszym obiektem badań autora (Błaszczkiewicz 1998). Dla celów niniejszej pracy przeprowadzono w niej szereg badań uzupełniających m.in. sporządzono kolejny przekrój geologiczny przez dno rynn timer (ryc. 6 – II) oraz dwa przekroje w sąsiadującym z rynn timer rzeczny timer odcinku erozyjnym (przełomowym) doliny (ryc. 6 – KL; ŁM). Pobrane osady z dna rynn timer poddano następnie analizom radiowęglowym, palinologicznym i teksturalnym.

Forma ta wchodzi w skład większego zespołu subglacjalnych rynn timer radialnych, których powstanie powiązane było z maksymalnym zasięgiem łądolodu fazy pomorskiej. Szczegółowym analizom poddano fragment rynn timer po-

między miejscowościami Więckowy a Czystą Wodą (ryc. 6; fot. 16). Rynna przebiega tutaj na linii ENE–WSW. Jej średnia szerokość wynosi około 800 m. Głębokość wcięcia w stosunku do równiny zalewowej Wierzycy dochodzi do 30 m, a po uwzględnieniu miąższości wypełnienia biogenicznego, nawet do 60 m. W strefie przykrawędziowej rynny występują obszary wysoczyznowe, na które, głównie przy południowym zboczu, nałożone są liczne formy kemo-we (ryc. 6).

W zboczu analizowanego fragmentu rynny subglacjalnej występują liczne poziomy morfologiczne. Największy z nich znajduje się na północnym zboczu rynny na wysokości około 20 m ponad poziom równiny zalewowej i 10 m poniżej poziomu wysoczyzny morenowej. Jego drumlinopodobna morfologia oraz gliniasta budowa bez śladów erozji wodnej na powierzchni skłania do określenia go jako poziomu glacialnego (ryc. 6) – (Błaszkiwicz 1998). Obecność tego typu form sugeruje, iż prezentowana rynna powstała nie tylko w wyniku erozyjnej działalności wód subglacjalnych, ale także przy pewnym udziale egzaracji lodowcowej. Stąd też analizowany fragment rynny można określić jako rynnę fluwioglacjalno-glacialną.

Wszystkie formy znajdujące się w rynn timer poniżej zdrumlinizowanego poziomu glacialnego są już genetycznie powiązane z fazą glacialimnicznej, limnicznej i fluwialnej transformacji rynny.

#### FORMY KEMOWE W RYNNIE

Formy te występują w postaci spłaszczeń na zboczach, a także nieregularnych pagórków w dnie rynny (ryc. 6, fot. 16). W ich budowie geologicznej z reguły występują naprzemianlegle ułożone laminy piaszczysto-mułkowo-ilaste tworzące grube serie rytmitów limnoglacialnych o miąższościach przekraczających 6 m. Budowa geologiczna tych form oraz charakterystyczna, „wytopiskowa” morfologia (fot. 16) wskazuje, iż powstawały one w wyniku akumulacji mineralnej w zbiornikach wodnych usytuowanych w szczelinach w obrębie pogrzebanych w rynn timer brył martwego lodu (Błaszkiwicz 1998).

#### PRZEDALLERÖDZKI POZIOM JEZIORNY

Poziom ten zaznacza się w morfologii północnego zbocza rynny w postaci niewielkiego spłaszczenia o długości około 500 m i szerokości dochodzącej do 100 m (ryc. 6, fot. 16). Jest on oddzielony od dna rynny (równiny zalewowej Wierzycy) wyraźnym załomem o wysokości około 3–5 m. Powierzchnia spłaszczenia jest stosunkowo wyrównana, łagodnie nachylająca się w stronę osi rynny. Jedyntym większym urozmaiceniem jest niewielkie, płytkie zagłębienie wytopiskowe, znajdujące się w zachodniej części poziomu (fot. 16).

We wcześniej wykonanym i opisanym wierceniu na powierzchni poziomu stwierdzono od góry czterometrową serię piasków drobno i średnioziarnistych, przechodzącą ku spągowi w piaski mułkowate, zalegającą na mułkach piaszczystych i piaszczysto-ilastych o miąższości, co najmniej 6 m. Istotnym elementem w tym wierceniu jest centymetrowa warstewka torfu mineralnego znajdująca się na głębokości około 4,5 m, w obrębie której stwierdzono przedallerödzką florę dryasową (Błaszkiwicz 1998).

Kolejne prace wiertnicze prowadzone tutaj przez autora (10 sond mechanicznych, w tym jedna sonda Geoprobe), mające na celu znalezienie miejsca z lepiej wykształconą warstwą organiczną nie przyniosły powodzenia. Jednakże na ich podstawie można wskazać, iż dominującym elementem w budowie poziomu są mineralne osady piaszczysto-mułkowe, a udział części organicznych jest minimalny. W rdzeniu uzyskanym z sondy Geoprobe, na głębokości około 3,5–4,0 m w obrębie osadów mułkowo-piaszczystych znajdowała się bardzo duża ilość gałązek mchów, które zostały zidentyfikowane przez Tomasza Schuberta jako *Fontinalis antipyretica* – mech wodny, występujący obecnie w jeziorach i potokach w całej Polsce niżowej. Gatunek ten tworzy własne zbiorowisko roślinne, w zbiorowiskach mezo i eutroficznych.

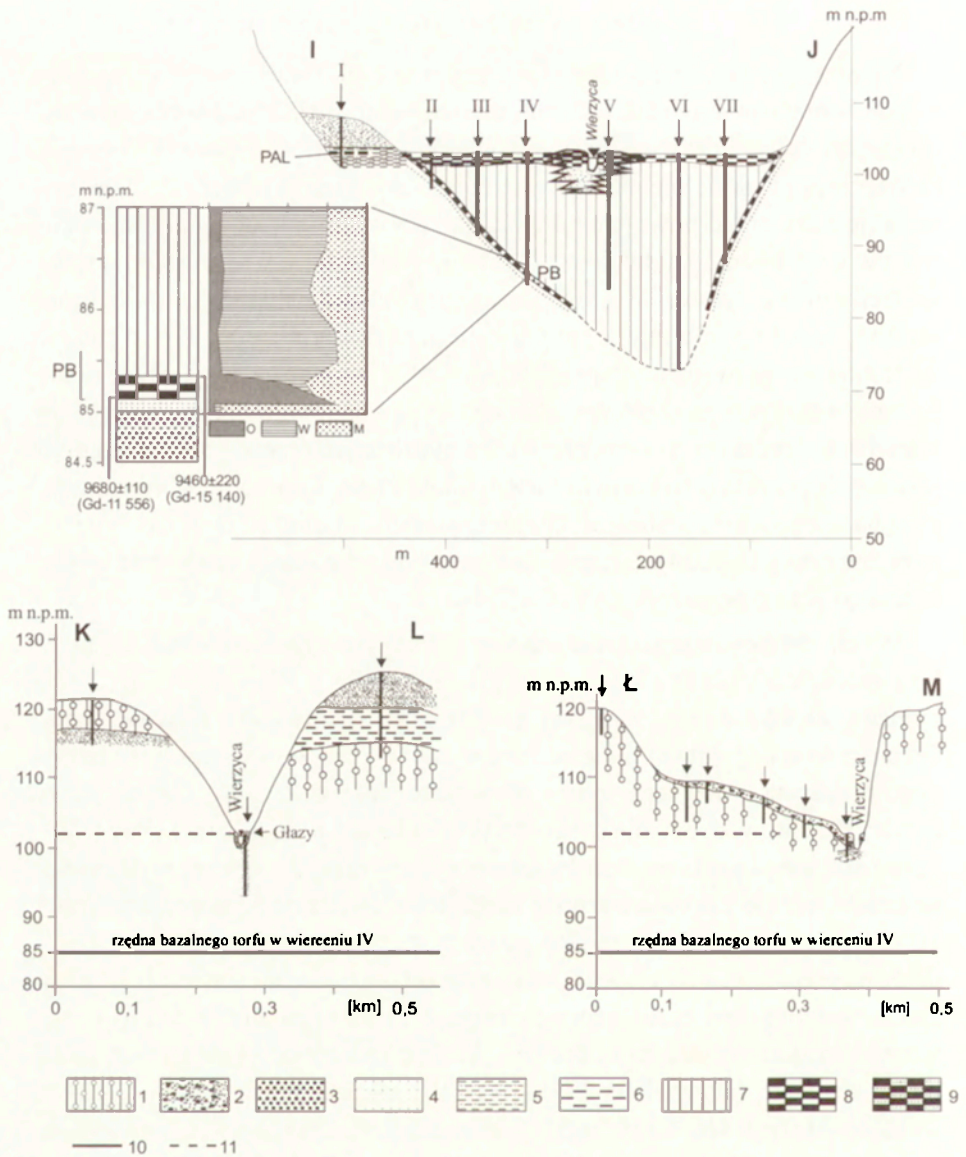
Osady występujące w budowie analizowanego poziomu można generalnie podzielić na dwa kompleksy – dolny, złożony z rytmicznie laminowanych mułków piaszczysto-ilastych i górny, składający się przede wszystkim z dobrze wysortowanych piasków drobno- i średnioziarnistych, o średniej miąższości około 4 m (ryc. 23 – II – I). Utwory organiczne, o ile występują, znajdują się najczęściej w formie niewielkich przewarstwień w stropowej części kompleksu dolnego. Pod względem budowy geologicznej, morfologii oraz pozycji geomorfologicznej w rynn timer analizowany poziom mógłby być określony jako terasa kemowa. Jednakże obecność osadów organicznych *in situ*, datowanych na okres przedallerödzki wskazuje, iż mamy tutaj do czynienia już z pierwszą, późnoglacialną sedymentacją jeziorną. Brak osadów tego wieku w centralnych partiach dna rynny sugeruje, że akumulacja zachodziła tylko w brzeżnych, przyboczowych partiach rynny. Początkowo miała tutaj miejsce zbiornikowa akumulacja mineralna, zaś w końcowej fazie rozwoju analizowanego poziomu zbiornik ten znalazł się na linii przepływu, który odbywał się w kierunku zachodnim. Silna tendencja erozyjna, w sąsiadującym z rynn timer, erozyjnym odcinku doliny Wierzycy oraz intensywne akumulacje mineralne na linii przepływu doprowadziła do szybkiego zaniku funkcjonującego tutaj jeziorka późnoglacialnego.

## JEZIORO WCZESNOHOLOCENSKIE

Najniższym poziomem morfologicznym w dnie rynny jest powierzchnia współczesnej równiny torfowej, stanowiąca jednocześnie pod względem hydrologicznym poziom równiny zalewowej Wierzycy (ryc. 6; fot. 16). Pomimo, iż Wierzycy na aktualnie analizowanym odcinku rynny swobodnie meandrowała (jeszcze przed powojenną regulacją koryta), to udział osadów fluwialnych w wypełnieniu jej dna jest z reguły niewielki. Osady te występują tylko w strefie przykorytowej Wierzycy i są rozlokowane na dawnej delcie, która stała się w ten sposób miejscem rozwoju pasa meandrowego. Już w efekcie wcześniej przeprowadzonych prac badawczych wskazano na biogeniczne osady jeziorne i torfowe jako główny element wypełniający dno rynny (Błaszkie-wicz 1998 – przekrój N–O na ryc. 6). Na cytowanym przekroju w spągu gytii jeziornych przykrytych górnym torfem udokumentowano prawie ciągłą warstwę bazalnego torfu preborealnego, leżącą bezpośrednio na podłożu mineralnym dna rynny (ryc. 24). Łączna, maksymalna miąższość wypełnienia biogenicznego w tym przekroju wynosiła 7,4 m.

W celu dalszego rozpoznania osadów w dnie rynny wykonano kolejny przekrój geologiczny ulokowany w odległości niespełna 0,5 km od początku erozyjnego odcinka doliny Wierzycy (ryc. 6 – IJ; fot. 16; 17). Również tutaj, bezpośrednio na podłożu mineralnym, występuje ciągła warstwa torfu bazalnego przykryta grubą serią gytii i górnego torfu (ryc. 23 – IJ). Szczegółowe analizy przeprowadzono dla spągowej partii rdzenia w wierceniu IV (ryc. 23). Podłoże mineralne dla osadów biogenicznych tworzą tam dobrze wysortowane piaski średnio i drobnoziarniste z glazikami, w których stropie występuje 10-centymetrowa warstwa mułku piaszczystego. Bezpośrednio na tych osadach, na głębokościach 17,6–17,8 m licząc od powierzchni równiny torfowej, zalega warstwa dobrze rozłożonego, ciemno-brązowego torfu z makroskopowo widocznymi fragmentami drewna. Analiza radiowęglowa spągowej partii torfu bazalnego dała wiek  $9\ 680 \pm 110$  lat BP, zaś jego część stropowa została wydatowana na  $9\ 460 \pm 220$  lat BP. Preborealny wiek torfu został potwierdzony analizami palinologicznymi wykonanymi przez B. Noryśkiewicz. Prezentowana warstwa torfowa jest przykryta ponad szesnastoma metrami gytii węglanowej, a następnie górnym torfem o miąższości około 1,5 m. Spągowy metr gytii wykazuje mikrolaminację. Zawartość węglanów w jej obrębie waha się w granicach 50–80%.

Torf bazalny stwierdzono we wszystkich wierceniach, w których osiągnięto podłoże mineralne dna rynny. W sondzie VI, wykonanej w centralnej części rynny (ryc. 23, fot. 17) nawiercono 30 m osadów biogenicznych (2 m górnego torfu i 28 m gytii węglanowej, której spągowy, 10-metrowy odcinek charakte-



Ryc. 23. Przekroje geologiczne przez: IJ – rynnę subglacjalną k. Więckowych; KL – początek odcinka erozyjnego k. Czystej Wody; LM – erozyjny meander żeślizgowy w odcinku erozyjnym k. Czystej Wody. 1 – glina morenowa; 2 – bruk żwirowo-głazowy; 3 – piasek grubo- i średnioziarnisty; 4 – piasek średnio- i drobnoziarnisty; 5 – mułki piaszczyste; 6 – mułki piaszczysto-ilaste; 7 – gytie węglanowe; 8 – torfy; 9 – torfy z namułami piaszczystymi; 10 – najniższa rzędna udokumentowanego bazalnego torfu preborealnego w rynnicy k. Więckowych; 11 – poziom współczesnej równiny torfowej w rynnicy k. Więckowych; O – straty na prażeniu; W – węglany; M – części mineralne; PB – preborał. Lokalizacja przekrojów na rycinie 6 oraz fotografii 16 i 17.



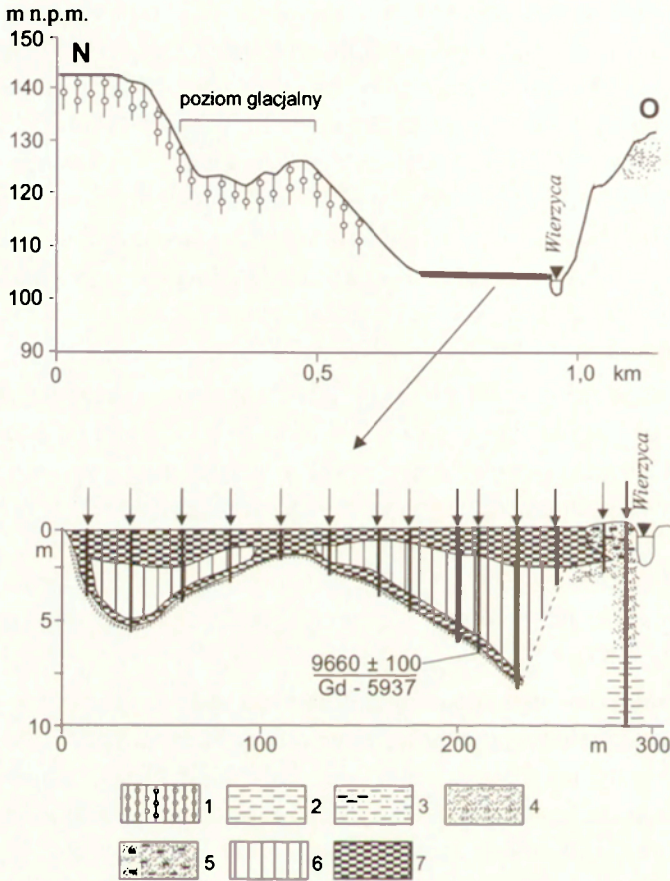
ryzował się laminacją) bez osiągnięcia podłoża mineralnego. Jest to jedna z największych, udokumentowanych miąższości osadów jeziornych na młodogłacjalnym obszarze Niżu Polskiego. Jeszcze większe miąższości osadów biogenicznych ze stanowiska w Ossówce, dochodzące do 34 m opisał K.M. Krupiński (1995). Jednakże stanowisko to leży w rejonie Białej Podlaskiej, już na południe od maksymalnego zasięgu łądolodu vistuliańskiego i reprezentuje interglacjał mazowiecki. O osadach jeziornych sięgających 30 m miąższości w Jeziorze Świętokrzyskim k. Gniezna wspomina K. Tobolski (2000a). 25 metrów dennych osadów jeziornych, podścielonych warstwą torfu bazalnego, udokumentowanych zostało w jeziorze Kwiecko na Pojezierzu Pomorskim (Więckowski 1993b). Największa, znana autorowi, miąższość osadów jeziornych w jeziorach polodowcowych na obszarze młodogłacjalnym Niżu Środkowo-europejskiego, przekraczająca 40 m, została stwierdzona w jeziorze Templiner k. Poczdamu (Lippstreu i in. 1997).

Analizowana rynna k. Więckowych jest drenowana przez rzekę Wierzycę. Na wysokości Czystej Wody, około 500 m dalej na wschód od wykonanego przekroju Wierzyca opuszcza rynnę i tworzy własną, erozyjną dolinę rzeczną z erozyjnymi meandrami ześlizgowymi i stosunkowo wąskim erozyjnym dnem (ryc. 6, fot. 16; 17). Jest to typowy przykład młodej, asymetrycznej doliny rzecznej (Błaszkiwicz 1998). Erozyjny charakter doliny jest dobrze widoczny na wykonanych przy pomocy sondy mechanicznej przekrojach geologicznych (ryc. 23 – KL; ŁM).

Pozycja udokumentowanego, preborealnego torfu w dnie rynnny – prawie 20 m poniżej aktualnego, erozyjnego dna doliny Wierzyca (ryc. 23) jest bezpośrednim argumentem wskazującym na sedentację tego torfu, na podłożu lodowym. Dopiero jego ostateczne wytopienie się w preboreale spowodowało rozwój jeziora najmłodszej generacji w rynnicy, zatopienie preborealnego torfu i przykrycie go przez młodsze osady jeziorne. Przy założeniu, że pozycja hipsometryczna analizowanej warstwy torfowej uwarunkowana była obniżeniem zwierciadła wody na skutek przyczyn klimatycznych, należałoby automatycznie przyjąć całkowity brak przepływu w owym czasie w dolnym odcinku doliny Wierzyca, co jest w świetle występujących w niej zdarzeń całkowicie nie-

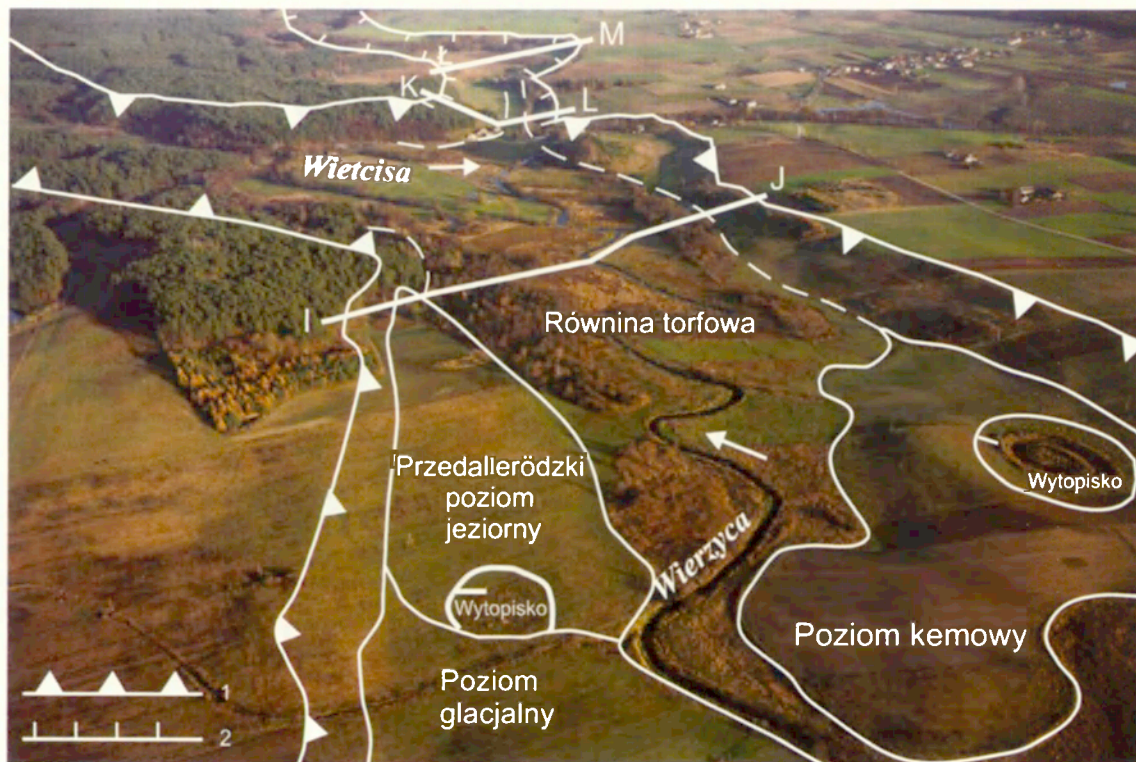
---

Geological cross-sections across: IJ – subglacial channel near Więckowe; KL – beginning of the erosive section near Czysta Woda; ŁM – slipped erosive meander in the erosive section near Czysta Woda. 1 – glacial till; 2 – gravelly and stony boulder; 3 – coarse- and medium-grained sand; 4 – medium- and fine-grained sand; 5 – sandy loam; 6 – sandy and silty loam; 7 – carbonate gyttja; 8 – peatbog; 9 – peatbog with sandy alluvium; 10 – the lowest ordinate of the documented basal pre-Boreal peatbog in the channel near Więckowe; 11 – contemporary level of peatbog plains in the channel near Więckowe; O – losses due to heating; W – carbonates; M – mineral elements; PB – pre-Boreal. Location of the cross-sections in figure 6 and photos 16 and 17.



Ryc. 24. Przekrój geologiczny przez rynnę subglacialną k. Więckowych (za Błaszkiwicz 1998). 1 – glina morenowa; 2 – mułki ilasto-piaszczyste; 3 – mułki piaszczyste; 4 – piaski drobno- i średnioziarniste; 5 – piaski z materią organiczną (namuły organiczne); 6 – gytie węglanowe; 7 – torfy. Lokalizacja przekroju na rycinie 6.

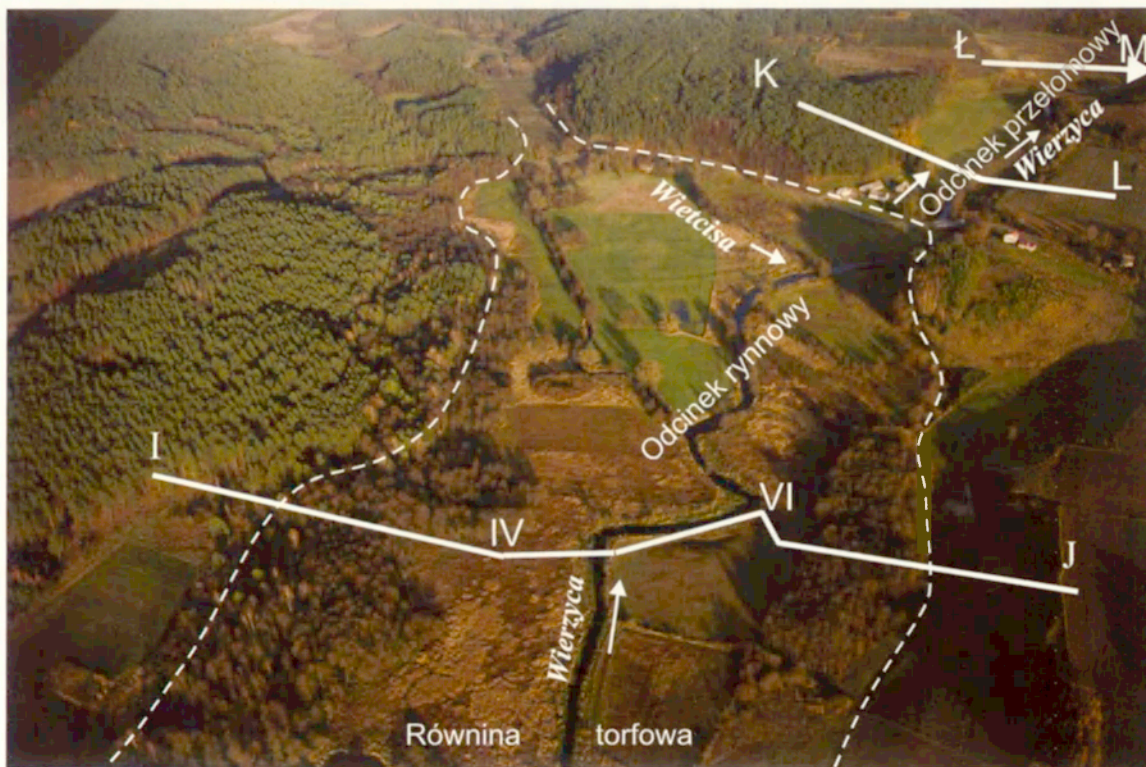
Geological cross-section of the subglacial channel near Więckowe (after Błaszkiwicz 1998). 1 – glacial till; 2 – silty and sandy loam; 3 – sandy loam; 4 – fine- and medium-grained sand; 5 – sand with organic matter (organic alluvium); 6 – carbonate gyttja; 7 – peatbog. Location of the cross-section in figure 6.



Fot. 16. Rynna subglacialna k. Więckowych. 1 – górne krawędzie rynny subglacialnej; 2 – erozyjny odcinek doliny Wierzyca. Lokalizacja i oznaczenie przekrojów jak na rycinie 6 i 23. 1 – krawędzie rynny subglacialnej; 2 – odcinek przelomowy doliny Wdy. (autor zdjęcia W. Stepień).

Subglacial channel near Więckowice. 1 – upper edges of the subglacial channels; 2 – erosive section of the valley of the River Wierzyca. Location and key to the cross-sections as in Figure 6 and 23. 1 – edges of the subglacial channels; 2 – gorge section of the valley of the River Wda. (photo by W. Stepień).





Fot 17. Rynna subglacialna k. Więckowych. Lokalizacja i oznaczenie przekrojów jak na rycinie 6 i 23. (autor zdjęcia W. Stępień).

Subglacial channel near Więckowe. Location and key to the cross-sections as in Figure 6 and 23. (photo by W. Stępień).



prawdopodobne (Błaszkiwicz 1998). Dodatkowym argumentem wspierającym ten wniosek jest fakt synchroniczności sedentacji dolnego (bazalnego) torfu, niezależnie od jego aktualnej pozycji hipsometrycznej na podłożu mineralnym dna rynny (por. przekrój IJ na rycinie 23 i przekrój NO na rycinie 24). Podobną wymowę paleogeograficzną mają udokumentowane wcześniej przez autora stanowiska Linowiec i Kochanka w dolinie Wierzycy (ryc. 1), (Błaszkiwicz 1998).

Analiza wzajemnych relacji pomiędzy osadami jeziornymi a strukturami fluwialnymi w prezentowanym stanowisku wskazuje, iż głównym czynnikiem, który zadecydował o przetrwaniu pogrzebanych brył martwego lodu do okresu preborealnego był praktycznie stały drenaż jaki miał miejsce w rynn timer, w okresie późnoglacialnym. Mamy tutaj zblizoną sytuacją do już opisaney w niniejszej pracy z rynn timer Jezior Borzechowskich na kontakcie z doliną Wdy, z tą jednakże różnicą, że w przypadku analizowanej formy, obok wczesnoholoceńskiego jeziora w centralnej części jej dna, udokumentowano także starsze, przedallerödckie osady jeziorne, znajdujące się w strefie zboczowej rynn timer. Przedallerödcki poziom jeziorny w rynn timer k. Więckowych nawiązuje do wyższej terasy nadzalewowej w erozyjnym odcinku doliny Wierzycy. Ten niewielki, przepływowy zbiornik wodny, znajdujący się w strefie przyzboczowej rynn timer bardzo szybko wypełnił się osadami i został zdrenowany przez wcinającą się w erozyjnym odcinku Wierzycę. Zmiany klimatyczno-roślinne w kompleksie bölling–alleröd szczególnie sprzyjały tendencjom erozyjnym w dnach dolin rzecznych (Kozarski 1986). Wtedy to w erozyjnym odcinku doliny Wierzycy powstawały meandry ześlizgowe (Błaszkiwicz 1998). Utrzymująca się tendencja erozyjna w późnym glacialu sprzyjała szybkiemu odprowadzaniu wód z sąsiedniego odcinka rynn timerowego, który nie pełnił w tym czasie funkcji misy jeziornej. Dopiero wraz z ociepleniem wczesnoholoceńskim i osiągnięciem przez rzekę w odcinkach erozyjnych poziomu współczesnej równiny zalewowej, ponad pogrzebanym w rynn timer martwym lodem pojawiła się woda, co spowodowało przyspieszone wytapianie lodu, pełne odpreparowanie rynn timer i powstanie w tym miejscu przepływowego jeziora o maksymalnej głębokości ponad 30 m. Wczesnoholoceńska faza jeziorna poprzedzona była rozwojem torfowiska, którego osady aktualnie znajdują się na podłożu mineralnym pod grubą serią osadów jeziornych. Powstałe w ten sposób głębokie jezioro uległo całkowitemu zanikowi w wyniku wypełnienia przez osady jeziorne oraz rzeczne. Wkraczająca do jeziora delta stała się bazą dla rozwoju procesów fluwialnych i ukształtowania się pasa meandrowego, w obrębie którego rzeka przed regulacją swobodnie meandrowała.





#### 4. RELACJE POMIĘDZY SEDYMENTACJĄ GLACJOLIMNICZNĄ A LIMNICZNĄ W OBNIŻENIACH JEZIORNYCH

W części zaprezentowanych obniżzeń jeziornych przed rozpoczęciem akumulacji jeziornej miała miejsce akumulacja glacialimniczna. Stąd też pojawił się zasadniczy problem ustalenia relacji pomiędzy nimi. Na badanym obszarze osady glacialimniczne występują w kemach i zastoiskach nałożonych na powierzchnię wysoczyzn morenowych oraz w formach kemowych zlokalizowanych w obrębie obniżzeń polodowcowych.

##### 4.1. JEZIORA GLACJALNE

Formy i osady jezior glacialnych, zarówno współczesnych jak i kopalnych, zasilanych wodami lodowcowymi mają bardzo bogatą literaturę. Istnieje szereg klasyfikacji tych jezior, w których przewodnim kryterium jest ich stosunek do krawędzi łańdolodu, czy też lodowca. Jedną z najbardziej spójnych i jednocześnie stosunkowo prostych klasyfikacji przedstawiła G.M. Ashley (1988, 1995). Wydzieliła ona dwie zasadnicze grupy jezior glacialnych: jeziora kontaktu lodowego i jeziora dystalne (proglacialne). W ramach pierwszej grupy wyróżniła jeziora subglacialne, inglacialne i supraglacialne, dzielące się dalej na izolowane jeziora termokrasowe i sieci jezior w stagnującym lodzie oraz jeziora marginalne. Te ostatnie z kolei podzieliła na dwie podgrupy: jeziora podpiętrzone przez lód i jeziora podpiętrzone przez barierę terenową. W przypadku marginalnych jezior kontaktu lodowego często stosuje się w literaturze określenie jeziora terminoglacialne (Brodzikowski 1992, 1993).

Osady wszystkich wyżej wyróżnionych typów jezior glacialnych są znajdowane na obszarze Niżu Polskiego. Najbardziej rozpowszechnione i jednocześnie najlepiej udokumentowane są osady kemów (Bartkowski 1968, 1972; Niewiarowski 1961, 1963, 1965; Mojski 1969, 1979; Brodzikowski, Van Loon 1991 i wielu innych). Występują one najczęściej w formie izolowanych pagórków i wzgórz (supraglacialne jeziora termokrasowe w wyżej cytowanym podziale G.M. Ashley), bądź też ich całych zespołów (rzeźba kemowo-wytopiskowa), tworzących się w sieciach jezior w stagnującym lodzie. Przykłady tego typu form z obszaru badań autora zostały pokrótce przedstawione w rozdziale drugim niniejszej rozprawy.

Również osady i formy jezior marginalnych i proglacialnych, zwanych także jeziorami zastoiskowymi są częstym elementem rzeźby polodowcowej. Od

momentu, gdy G. De Geer (1912, 1940) rozpoznał w ich obrębie roczne rytmy sedymentacji stały się one ważnym przedmiotem w badaniach geochronologicznych późnego glacjału (Strömberg 1983). Jednakże podejmowane próby ustalenia warwowej skali czasowej w oparciu o zastoiska występujące na terenie Polski nie przyniosły spodziewanych rezultatów (Krygowski 1950; Różycki 1967; Kozarski 1986). Szczegółowe badania zastoisk na obszarze Polski prowadzone w ostatnich latach wykazały, iż w zdecydowanej większości były to jeziora niewielkie, o stosunkowo krótkim okresie żywotności, jeziora, w których zachodzące procesy sedymentacyjne nie sprzyjały powstawaniu ciągłych, nie zaburzonych serii warwowych (Niewiarowski 2003). Większość zastoisk na młodoglacialnym obszarze Polski jest zbiornikami małej wielkości o powierzchni do 10 km<sup>2</sup>, niewielka część jest zbiornikami średnich rozmiarów o powierzchni do 100 km<sup>2</sup>, a tylko pojedyncze, jak np. zastoisko pyrzyckie obejmujące obszar około 350 km<sup>2</sup> (Karczewski 1965, 1968, 1998) zaliczają się do dużych zbiorników. Opisywane w literaturze duże zastoisko pasłęckie z licznymi poziomami (Roszko 1971) w świetle nowszych badań ma przestrzennie bardzo ograniczony charakter (Petelski 2001). Najbardziej miększe serie osadów zastoiskowych w Polsce zostały opisane z rowu Kleszczowa (odkrywka Kopalni Węgla Brunatnego Bełchatów). Osady jezior glaciomarginalnych osiągają tam ponad 60 m miąższości, z czego prawie 20 m stanowią ility warwowe. Utworzeniu się takich grubych serii osadów glaciolimnicznych sprzyjała aktywność rowu tektonicznego, który wykazywał w plejstocenie znaczną subsydencję (Gruszka 1992, 2001; Krzyszkowski 1993; Gruszka, Zieliński 1996; Brodzikowski i in. 1997).

Osady zastoiskowe występują na powierzchni, ale także są bardzo często obecne w profilach wierceń, w obrębie starszych utworów glacialnych. Autor omawiając budowę geologiczną obszaru badań pokrótce zaprezentował osady glaciolimniczne o bardzo dużych miąższościach przekraczających 30 m, występujące ponad kompleksem glin południowopolskich. Jezioro, w którym akumulowane były te osady miało w pierwszej fazie rozwoju terminoglacialny, a następnie proglacialny charakter. Pod względem powierzchni zajmowało ono obszar, co najmniej kilkaset km<sup>2</sup>. Być może jezioro to było elementem większego rozlewiska o skali ponadregionalnej, gdyż potężne obszary zastoiskowe tego wieku są opisywane z obszaru Polski środkowo-wschodniej i zachodniej Białorusi (Marks 1995; Marks, Pavlovskaya 2002).

Skala zbiornika i jego morfologia, obok miejsca położenia w relacji do krawędzi lądolodu i miejsc głównych wypływów wód roztopowych, ma decydujący wpływ na przebieg procesów sedymentacyjnych, a w szczególności możliwość wykształcenia się warw (Ludlam 1979; Brodzikowski 1993). Jak już wcześniej wspomniano na młodoglacialnym obszarze Polski i Niemiec re-

cesji ostatniego lądolodu towarzyszyły przede wszystkim niewielkie jeziora zastoiskowe o stosunkowo krótkiej żywotności (Schirrmeister 1997; Kaiser 2001; Krienke 2002; Niewiarowski 2003), chociaż niektóre z nich, jak np. zastoisko złocienieckie mają udokumentowany ponad 385-letni okres funkcjonowania (Paluszkiewicz 2004). Należy w tym miejscu dodać, iż cytowane zastoisko przez cały czas swego istnienia było jeziorem proglacjalnym, oddalonym od czoła lądolodu o około 10–20 km (Paluszkiewicz 2004).

Zaprezentowane w niniejszej pracy osady zastoiska gniewskiego akumulowane były w rozległym, marginalnym jeziorze kontaktu lodowego, którego przynajmniej wczesna faza rozwoju bliska była także podgrupie sieci jezior glacialnych rozwiniętych w stagnującym lodzie (Ashley 1988). Środowisko sedymentacji osadów zastoiska gniewskiego, pomimo występowania w ich spągu warw było wysoce niestabilne. W historii rozwoju jeziora zarejestrowano swego rodzaju zdarzenia ekstremalne związane prawdopodobnie z gwałtownym przelaniem się do jego misy wyżej położonego jeziora. Duża dynamika procesów sedymentacyjnych w zbiorniku wywołana była nie tylko kontaktem jeziora z aktywną krawędzią lądolodu, ale także obecnością martwego lodu w podłożu misy i barierą lodową także od strony południowej, stworzoną tam przez duży płat martwego lodu. W pewnym sensie rozwój gniewskiego jeziora zastoiskowego przypomina model marginalnego jeziora glacialnego, podpartego aktywną krawędzią lodową i jednocześnie z dnem ukształtowanym ponad martwym lodem (Shaw, Archer 1979). Model ten powstał na podstawie badań w dolinie Okanagan w Kolumbii Brytyjskiej.

Przeprowadzone badania na zastoisku gniewskim wskazują, iż rozwinięte tu jezioro glacialne miało krótkotrwały charakter i uległo szybkiemu spływowi w kierunku doliny Dolnej Wisły. Z punktu widzenia problemów rozważanych w niniejszej pracy został tutaj zarejestrowany bardzo interesujący przykład relacji osadów glacialimnicznych do limnicznych. Obniżenia jeziorne zostały ukształtowane w obrębie powierzchni zastoiskowej, już po spływie jeziora zastoiskowego. Mamy tutaj, obrazowo rzecz ujmując, sytuację utworzenia się jezior polodowcowych na obszarze dawnego jeziora glacialnego. Dokonało się to w wyniku wytapiania brył martwego lodu, zagrzebanych w osadach glacialimnicznych. Stąd też morfologia powierzchni zastoiskowej, pomimo bardzo dużych miąższości osadów glacialimnicznych, jest bardzo urozmaicona. Jak wskazują wykonane datowania osadów jeziornych w wytopisku Ciepłe różnica czasowa pomiędzy końcem sedymentacji glacialimnicznej, a początkiem sedymentacji limnicznej wynosi co najmniej cztery tysiące lat. Podobnego typu sytuacje występowania mis jeziornych w obrębie powierzchni zastoiskowych były opisywane z obszaru Pojezierza Mazurskiego (Muchowska, Muchowski 1989) oraz Meklemburgii i Przedniego Pomorza (Kaiser 2001; Krienke 2002).

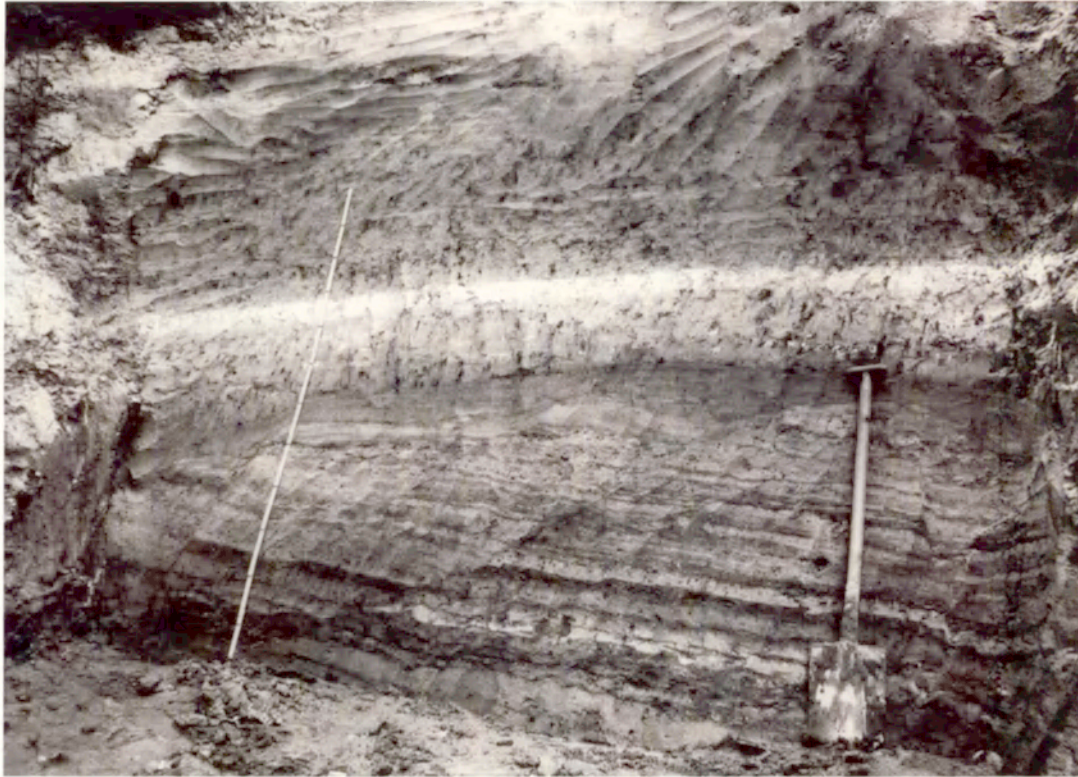
#### 4.2. OSADY GLACJOLIMNICZNE W OBNIŻENIACH JEZIORNÝCH

Kemy występują nie tylko na obszarach wysoczyznowych, ale są także często obecne w obrębie, rozcinających te obszary, obniżeń polodowcowych, głównie w rynnach subglacjalnych (Niewiarowski 1965, 1986b, 2003; Kozłowska 1972; Lamparski 1979; Andrzejewski 1984, 1994; Błaszkiwicz 1988, 1998; Wysota 1992; Nowaczyk 1998; Klimek, Lewandowski 2002; Jaworski 2003). O ile na wysoczyznach tworzyły się one jeszcze w czasie zaniku łądolodu, to jak wskazują cytowani powyżej autorzy, powstawanie kemów w obniżeniach jest już związane z degradacją pogrzebanych brył martwego lodu.

Z reguły osady glacialimniczne, oczywiście jeżeli w danym obniżeniu były warunki do ich akumulacji, występują w postaci wysoko położonych teras kemowych, bądź też znajdują się w dnach obniżeń pod osadami jeziornymi, a tylko przy większych miąższościach wystają ponad powierzchnię równin biogenicznych i tworzą wtedy formy izolowanych pagórków kemowych.

Akumulacja osadów kemowych (środowisko glacialimniczne), jak i przedallerödskich osadów jeziornych (środowisko limniczne) odbywała się w warunkach obecności elementu glacialimnicznego – brył martwego lodu. Stąd też czynnikiem decydującym o typie środowiska sedymentacji powinno być w tym przypadku określenie charakteru zasilania zbiornika. O osadach glacialimnicznych możemy mówić wtedy gdy zbiorniki, w których zachodziła ich akumulacja, zasilane były w większości bezpośrednio przez wody roztopowe łądolodu (Ashley 1988, 1995), bądź też wody pochodzące z pierwszej fazy degradacji brył martwego lodu (Niewiarowski 2003).

Jednakże oddzielenie form kemowych od przedallerödskich poziomów jeziornych jest często bardzo trudne, gdyż w dnach obniżeń są one pod względem litologicznym oraz morfologicznym podobnie wykształcone. Zarówno w terasach kemowych, jak i przedallerödskich poziomach jeziornych występują niejednokrotnie drobne zagłębienia wytopiskowe, a w osadach struktury deformacyjne związane z wytapianiem podłoża lodowego, które wskazują na obecność brył martwego lodu w czasie ich akumulacji. Przykładów tego typu struktur dostarcza choćby budowa przedallerödskiego poziomu jeziornego w zagłębieniu glacialnym koło Starej Kiszewy (Błaszkiwicz 1998), (ryc. 3, fot. 18). Na podstawie dotychczasowych badań autora (Błaszkiwicz 1998), łącznie ze stanowiskami zaprezentowanymi w niniejszej rozprawie oraz przedallerödskich generacji jezior udokumentowanych na innych obszarach młodoglacjalnych (m. in. Muchowska, Muchowski 1989; Niewiarowski 1989; Nitz i in. 1995; Tobolski, Litt 1994; Tobolski 1998) można wskazać, iż z praktycznego punktu widzenia, właściwym kryterium przynależności do limnicznego środowiska sedymentacji jest obecność akumulacji biogenicznej *in situ*



Fot. 18. Budowa geologiczna przedallerödskiego poziomu jeziornego w depresji końcowej k. Starej Kiszewy. Widoczne w części dolnej sieci uskoków komplementarnych (deformacje antytetyczne) przechodzą ku górze w deformacje fleksuralne. Deformacje wygaszają się w obrębie jasnej warstwy kredy jeziornej. Występujące powyżej kredy jeziornej laminy mulkowo-piaszczyste przebiegają w sposób nie zaburzony. (autor zdjęcia Cz. Kuchta)

Geological structure of pre-Alleröd lake level in the end depression near Stara Kiszewa. In the lower part a visible system of complementary faults (antithetic deformations) turning into the flexure deformations in the upper part. Deformations disappear within the light layer of the lacustrine chalk. The loam and sandy laminae above the lacustrine chalk are not deformed. (photo by Cz. Kuchta)



w osadach. Oczywiście w takich sytuacjach należy rozpatrywać cały paleobasen sedymentacyjny w kontekście występujących w nim stref sedymentacji.

Z punktu widzenia relacji czasowych pomiędzy akumulacją glacialimniczną a limniczną można wyróżnić rzadziej spotykany typ obniżen, w których powstające przedallerödskie jeziora były pewnym sukcesorem istniejących tu wcześniej zbiorników glacialimnicznych oraz typ obniżen, gdzie pomiędzy akumulacją glacialimniczną a limniczną był wyraźny hiatus czasowy, trwający do kilku tysięcy lat. Wydaje się, iż z zaprezentowanych w niniejszej pracy obniżen tylko w przypadku rynny subglacialnej k. Skarszew można rozpatrywać pierwszą z w/w możliwości. Istnienie ciągłego przejścia od sedymentacji typu zastoiskowego do sedymentacji jeziornej zostało zasugerowane przez Z. Muchowską i J. Muchowskiego (1989) w obniżeniu wytopiskowym na zachód od jeziora Dejguny, w okolicach Giżycka. Również K. Klimek i J. Lewandowski (2002) na podstawie badań w rynnie Piławy wskazują na pewne powiązania akumulacji glacialimnicznej, która zachodziła na wyższych poziomach morfologicznych, z następującą po niej akumulacją jeziorną w obrębie współczesnej misy jeziora Pile. Druga z wyróżnionych sytuacji (typ obniżen, z wyraźną luką czasową pomiędzy akumulacjami), jest powszechnie rejestrowana we wszystkich pozostałych badanych obniżeniach, gdzie występują osady glacialimniczne. Została ona także udokumentowana w rynnie Jeziora Biskupińskiego (Niewiarowski 1995a).





## 5. POWIĄZANIE EWOLUCJI MIS JEZIORNÝCH Z ROZWOJEM DOLIN RZECZNYCH NA BADANYM OBSZARZE

Kształtowanie się sieci rzecznej i powstawanie dolin rzecznych na młodoglacjalnym obszarze Polski jest już od dawna dyskutowane w literaturze. Główne zainteresowanie badaczy koncentrowało się najczęściej na dużych formach pradolinnych i dolinnych, a przede wszystkim na pradolinie Noteci–Warty, pradolinach nadmorskich oraz dolinie dolnej Wisły i dolinie dolnej Odry. R. Galon (1961, 1967, 1968, 1972) bazując na opracowaniu morfogenezy doliny dolnej Wisły (Galon 1934) i jej dolin bocznych (Galon 1953; Niewiarowski 1968) oraz na pracach prowadzonych w obrębie pradolin Noteci–Warty (Kozarski, Szupryczyński 1958; Kozarski 1962, 1965) przedstawił „pradolinnoprzełomowy” model rozwoju sieci dolinno-rzecznej i powiązał go z recesją ostatniego lądolodu. Wraz z rozwojem nowych technik badawczych, a przede wszystkim coraz szerszym stosowaniem datowań bezwzględnych osadów, model ten ulegał znacznym modyfikacjom (Drozdowski 1974, 1982; Drozdowski, Berglund 1976; Wiśniewski 1976, 1982, 1985, 1990; Niewiarowski 1987; Andrzejewski 1994; Starkel 2001). Jednocześnie coraz częstsze doniesienia o występowaniu w dolinie dolnej Wisły, na niskich poziomach morfologicznych form, których geneza powiązana jest z obecnością brył martwego lodu (m.in. Skompski 1969; Drozdowski 1974; Wiśniewski 1985, 1990; Kordowski 2004) skłania do krytycznego podejścia do tego schematu, a przede wszystkim akcentowanej w nim decydującej roli rzecznych procesów erozyjnych w powstawaniu dolin. Stąd też część autorów wyraża przekonanie, iż zasadnicze rysy młodoglacjalnej sieci dolinnej były ukształtowane już przed ostatnim zlodowaceniem (Brykczyński 1986; Koutaniami, Rachocki 1987; Rachocki 1992; Rachocki, Koutaniami 1993).

Badania geomorfologiczne w obrębie mniejszych form dolinnych rozpoczęto z pewnym opóźnieniem w stosunku do dużych dolin rzecznych. Już pierwsze prowadzone prace wskazały na złożoność morfogenetyczną dolin rzecznych (Murawski 1963; Basalykas 1968; Sylwestrzak 1973a, 1978a, b; Piasecki 1982). W pracach tych wykazano, iż są one z reguły formami poligenetycznymi, składającymi się z fragmentów o różnorodnej genezie powiązanej z rozwojem i zanikiem ostatniego lądolodu, połączonych przełomowymi odcinkami rzecznyymi. Głównym kryterium w typologii takich dolin rzecznych jest z jednej strony geneza pierwotnych obniżen (Basalykas 1968; Syl-

westrzak 1978b), z drugiej zaś stopień ich transformacji fluwialnej (Falkowski 1971). Podejmowane były także próby tworzenia podziałów dolin rzecznych na bazie łączenia obu tych kryteriów (Andrzejewski 1994).

Dotychczasowe badania autora w dolinie Wierzycy (Błaszkiwicz, Krzyńska 1992; Błaszkiwicz 1998) oraz prezentowane w niniejszej rozprawie prace przeprowadzone w misach jeziornych włączonych w doliny Wdy i Wietcisy wskazują na bardzo dużą złożoność morfogenetyczną tych form i jednocześnie skomplikowany przebieg ich późnoglacialnej i wczesnoholocenijskiej ewolucji.

### 5.1. DOLINA WIERZYCY

Dolina Wierzycy była już przedmiotem wcześniejszych, szczegółowych badań geomorfologicznych autora (Błaszkiwicz 1998). W ich efekcie okazało się, że forma ta jest przykładem typowej, poligenetycznej doliny rzecznej na obszarze młodoglacjalnym, a w jej obrębie można wyróżnić trzy odrębne morfogenetycznie fragmenty: odcinek górny, dolny i ujściowy.

Górny odcinek doliny złożony jest z rynien subglacialnych, obniżen erozji glacialnej i nieregularnych obniżen wytopiskowych, połączonych ze sobą z reguły krótkimi fragmentami przełomów przelewowych. Stopień transformacji fluwialnej tych pierwotnych, inicjalnych dla przepływu rzecznoego, obniżen jest bardzo niewielki. Z reguły na tym odcinku rzeźba fluwialna uwidacznia się tylko w postaci niewielkich podcięć zboczowych, bądź też rozcięć form akumulacji fluwioglacjalnej, limnoglacjalnej i limnicznej, włożonych w obniżenia inicjalne. W budowie den obniżen generalnie obserwujemy osady jeziorne i torfowe, w obrębie których występują piaszczyste osady delt, stające się następnie bazą do rozwoju pasów meandrowych. Typowym przykładem morfologii i budowy geologicznej dna tego odcinka jest, zaprezentowany w niniejszej pracy, fragment rynny subglacialnej k. Więckowych.

Dolny odcinek doliny Wierzycy jest już młodą formą erozyjną powstałą przede wszystkim w wyniku działalności procesów fluwialnych, tylko w niektórych przypadkach założoną na wcześniej istniejących tutaj rynnach subglacialnych. W efekcie równoczesnego działania erozji pionowej i bocznego przesuwania koryta powstały na tym odcinku charakterystyczne erozyjne meandry ześlizgowe z występującymi w ich obrębie erozyjnymi terasami nadzalewowymi, a dolina uzyskała charakter asymetryczny. Jednakże rzeka nie wykształciła jeszcze tutaj na tyle szerokiej równiny zalewowej, w obrębie której mogłaby tworzyć swobodne meandry. Taka dojrzała faza rozwoju została osiągnięta tylko w ujściowym fragmencie doliny Wierzycy.

Przeprowadzone, szczegółowe analizy osadów i form akumulacji jeziornej w dolinie Wierzycy wykazały obecność tam trzech generacji jezior, bezpośrednio powiązanych ze złożonym procesem wytapiania się pogrzebanych w obniżeniach brył martwego lodu (Błaszkiwicz 1988) – (ryc. 25):

- przedallerödskiej – udokumentowanej m.in. w depresji końcowej k. Starej Kiszewy ze stanowiskiem Boże Pole Szlacheckie. W budowie przedallerödskiego poziomu, położonego tam na wysokości 5–8 m ponad poziom współczesnej równiny zalewowej Wierzycy, pod około 5-metrową serią mineralnych osadów piaszczysto-mułkowo-ilastych, występują węglanowe utwory jeziorne z malakofauną zawierającą gatunki zimnolubne o zasięgu holarktycznym oraz niewielkiej miąższości osady torfowe z florą dryasową (m.in. *Salix*, *Betula nana*, *Dryas octopetala*, *Selaginella selaginoides*), datowane palinologicznie i radiowęglowo na okres przedallerödski –  $13010 \pm 220$  lat BP (Gd-6311), (Błaszkiwicz, Krzysińska 1992; Błaszkiwicz 1998) – (ryc. 3; fot. 18).

- z kompleksu bölling – alleröd – najbardziej rozpowszechnionej w basenach jeziornych występujących w dolinie Wierzycy;

- wczesnoholoceńskiej – udokumentowanej w trzech stanowiskach – rynnie Kochanka k. Starogardu Gdańskiego, rynnie k. Linowca i rynnie k. Więckowych, z opisaniem w niniejszej rozprawie stanowiskiem Więckowy. W dnach wszystkich tych form, pod grubą pokrywą utworów jeziornych, bezpośrednio na podłożu mineralnym występuje bazalny torf preborealny.

To czasowe zróżnicowanie początku tworzenia się jezior w dolinie uzależnione było przede wszystkim od przebiegu procesu wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu, a ten z kolei warunkowany był m.in. relacją między jeziorami do organizującej się w późnym glacie sieci rzecznej oraz przebiegiem procesów fluwialnych. Jak wskazują przeprowadzone badania w rynnie subglacialnej k. Więckowych przedallerödski poziom jeziorny nawiązywał do wyższej terasy nadzalewowej w odcinku przełomowym. Intensywna erozja, jaka miała miejsce na tym odcinku w okresie kompleksu bölling–alleröd, wyrazem której było utworzenie meandrów ześlizgowych, doprowadziła do szybkiego spłynięcia tego zbiornika. Dopiero stabilizacja procesów erozyjnych w odcinku erozyjnym (przełomowym) na początku okresu preborealnego, zmiana dominującego dotychczas typu erozji wgłębnej na boczną oraz przyspieszone wytapianie się brył martwego lodu w odcinku rynnowym doprowadziło do rozwoju jezior najmłodszej, wczesnoholoceńskiej generacji.

Ustalanie wzajemnych relacji osadów i struktur jeziornych oraz fluwialnych ma bardzo dużą wymowę paleogeograficzną. W badanym stanowisku Więckowy, analiza pozycji preborealnego, bazalnego torfu i występujących

ponad nim osadów jeziornych w relacji do poziomu erozyjnego dna w odcinku przełomowym Wierzycy dostarczyła przekonywujących dowodów na możliwość przetrwania brył martwego lodu do okresu preborealnego. Oprócz tego stanowiska w dolinie Wierzycy udokumentowano jeszcze dwa miejsca o podobnej wymowie paleogeograficznej (Błaszkiwicz 1998).

## 5.2. DOLINA WIETCISY

Krótką charakterystyka geomorfologiczna doliny Więcisy została przedstawiona w poprzednich rozdziałach. Analiza form i osadów występujących w obniżeniach inicjalnych włączonych w dolinę Więcisy (stanowiska Skarszewy i Wolny Dwór) wskazuje na jej spójność morfogenetyczną z górnym odcinkiem doliny Wierzycy. Przedallerödskie osady jeziorne, akumulowane w niewielkich zbiornikach przepływowych, stwierdzone m.in. w rynnie glacialnej k. Skarszew, w pełni nawiązują do podobnych osadów w dolinie Wierzycy znajdujących się w rynnie k. Więckowych. Fakt ten pozwala odnieść moment włączenia doliny Więcisy do systemu fluwialnego Wierzycy na co najmniej początek późnego glaciału (najstarszy dryas?). Kompleks bölling–alleröd był w dolinie Więcisy z jednej strony okresem wzmożonego wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu i tworzenia jezior, z drugiej zaś intensywnej erozji w odcinkach przełomowych, m.in. w odcinku przełomu przelewowego łączącego obniżenie glacialne k. Skarszew z rynnowym odcinkiem doliny Wierzycy k. Więckowych.

W obydwu badanych stanowiskach dolnego odcinka doliny Więcisy już w allerödzie nastąpiło całkowite wytopienie się pogrzebanych brył martwego lodu i pełna ekshumacja mis jeziornych. Młodszy dryas w powstałych jeziorach zapisał się wzmożoną akumulacją mineralną związaną z szybką progradacją delt i wprowadzaniem do jezior dużej ilości zawiesiny. Holocenińska akumulacja jeziorna oraz rzeczna doprowadziła do całkowitego zaniku jezior w badanym odcinku doliny Więcisy, a górna powierzchnia delt stała się miejscem, na którym rozwinął się pas meandrowy Więcisy.

## 5.3. DOLINA WDY

Dolina Wdy jest w literaturze podawana jako przykład formy rzecznej rozwiniętej na szlaku sandrowym (Okołowicz 1956; Sylwestrzak 1973a, 1978a). W części proksymalnej sandru Wdy wyróżniono do 8 poziomów sandrowych powiązanych z recesją lądolodu z maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej (Augustowski, Sylwestrzak 1973; Sylwestrzak 1973a, b, 1978a; Szupryczyński 1987, 1988). Z kolei badania prowadzone w obrębie ujściowego odcinka sandru i doliny Wdy wskazują na występowanie tam trzech (Droz-

dowski 1967), bądź dwóch poziomów sandrowych (Andrzejewski 1994) i około 15 rzecznych teras erozyjnych (Andrzejewski 1994).

Autor prowadził badania geomorfologiczne związane z niniejszą rozprawą oraz *Szczegółową mapą geologiczną Polski* w skali 1:50 000, arkusze Stara Kiszewa, Zblewo i Osiek w środkowym odcinku doliny Wdy od okolic Wojtała po Starą Rzekę. Wskazują one na brak w obrębie obszarów sandrowych towarzyszących dolinie Wdy, wyraźnie zaznaczających się poziomów sandrowych, które można odnieść do kolejnych faz recesyjnych lądolodu fazy pomorskiej. Generalnie jest to jedna duża powierzchnia sandrowa o bardzo zróżnicowanej morfologii, wywołanej głównie późniejszymi procesami wytopiskowymi i eolicznymi. Niejednokrotnie powierzchnia sandrowa ma charakter typowego sandru dziurawego (Szupryczyński 1968; Wiśniewski, Karczewski 1978). Do głównego obszaru sandrowego dochodzą odnogi sandrowe z centralnej części lobu Wisły, jak np. opisany wcześniej szlak w rejonie rynny Jezior Borzechowskich. W sensie morfogenetycznym wyraźnie indywidualizuje się tylko wysoki poziom sandrowy k. Starej Kiszewy z charakterystyczną krawędzią sedimentacyjną kontaktu lodowego (ryc. 3) – (Błaszkiwicz 1998). Wydaje się, iż pozostałe, lokalnie zaznaczające się poziomy morfologiczne sandru, są tylko powierzchniami topograficznymi w sensie nadanym im przez P.F. Wiliamsa i B.R. Rusta (1969) oraz A.D. Mialla (1983a), powiązanymi ze zmieniającą się okresowo hydrodynamiką wód roztopowych sypiących sandr.

Pomimo, iż badany środkowy odcinek doliny Wdy został prawie w całości ukształtowany w obrębie powierzchni sandrowej, to w sensie morfogenetycznym bardzo bliski jest formom dolinnym Więcisy i górnemu odcinkowi Wierzycy, położonym już w obrębie wewnętrznej części lobu Wisły, gdzie rozcinają one głównie obszary wysoczyznowe. Wda na przeważającej długości wykorzystuje tutaj zróżnicowane systemy rynien subglacialnych. Są one połączone erozyjnymi (przełomowymi) odcinkami rzeczными, w obrębie których, obok stosunkowo wąskiej równiny zalewowej, występują zwykle dwie, lokalnie trzy erozyjne, rzeczne terasy nadzalewowe. Należy sądzić, że odcinki erozyjne założone zostały w dużej mierze na najniższych poziomach topograficznych sandru, czyli nieprzerwanie aktywnych korytach roztokowych (Miall 1983a). Intensywna erozja rzeczna spowodowała, iż ich pierwotna morfologia jest prawie nieczytelna we współczesnej rzeźbie doliny Wdy. Tego typu sytuacja wykorzystania form roztokowych przez rzekę znajdującą się na obszarze sandrowym, opisana została z dolnego odcinka doliny Wierzycy, na wschód od Starogardu Gdańskiego (Błaszkiwicz 1998). Z wstępnych obserwacji geomorfologicznych autora wynika, iż dopływ Wdy–Prusina, na prawie całej dłu-

gości wykorzystuje formy roztokowe najniższego poziomu topograficznego sandru Wdy.

Odcinki rynnowe, wykorzystywane przez Wdę, w jej środkowym biegu, zostały w sposób znaczący przeobrażone przez procesy fluwialne. Stopień transformacji fluwialnej form rynnowych jest tutaj znacznie większy niż w przypadku górnego odcinka doliny Wierzycy (Błaszkiwicz 1998), a także górnego odcinka doliny Wdy, do wysokości jeziora Wdzydze (Kugler 2000). Wynika on przede wszystkim z większego przepływu rzecznego w relacji do wielkości obniżeń inicjalnych. Uwidacznia to się nie tylko zmianami morfologii rynien, ale także większą obecnością osadów aluwialnych w stosunku do osadów jeziornych w dnie doliny. Dobrymi przykładami transformacji fluwialnej pierwotnych obniżeń są, omówione w niniejszej rozprawie, obszary testowe koło Borzechowa, Czarne i Wiecka.

Udokumentowane tam formy oraz osady rzeczne i jeziorne dają obraz rzeki łączącej jeziora rozwijające się w basenach rynnowych i jednocześnie systematycznie wcinającej się w późnym glacie, w przełomowych odcinkach łączących te obniżenia. W opisanych stanowiskach nie stwierdzono przedallerödskiej generacji jezior. Pierwsze wyniki, aktualnie prowadzonych prac w rejonie dawnej doliny Wdy koło Smolnik wskazują, iż prawdopodobnie występują tam przedallerödskie osady jeziorne. Dla znajdującej się pod nimi warstewki torfu uzyskano datę  $15\ 300 \pm 1\ 300$  lat BP (Gd – 17 317) – (Błaszkiwicz – ark. Osiek *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 – w opracowaniu).

Jeziora w dnach rynien włączonych do doliny Wdy zaczęły się rozwijać przede wszystkim w kompleksie bölling–alleröd (rynna wiecka, stanowisko Czarne), bądź dopiero w okresie preborealnym (rynna borzechowska na kontakcie z doliną Wdy). Podobnie jak w przypadku jezior w dolinie Wierzycy, przyczyn czasowego zróżnicowania tworzenia się jezior należy upatrywać w złożonym procesie wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu, a ten z kolei uzależniony był od lokalnej morfologii i jej relacji do drenażu powierzchniowego. Dłuższe przetrwanie brył martwego lodu było możliwe tylko w tych partiach rynien, które nie były w późnym glacie narażone na termiczne oddziaływanie wody.

Jak wskazują przeprowadzone badania w stanowiskach Wieck i Borzechowo, a także aktualnie prowadzone prace w obrębie suchej doliny Wdy koło Smolnik kompleks bölling–alleröd był okresem intensywnej erozji wgłębnej w odcinkach erozyjnych doliny Wdy. Występowanie szeregu pośrednich, lokalnych baz erozyjnych, jakimi w środkowym odcinku doliny Wdy były tworzące się jeziora, a jednocześnie zbliżony zestaw teras pomiędzy nimi wska-

zuje, iż zasadniczą przyczyną wcinania się rzeki były zmiany klimatyczno-roślinne, jakie miały miejsce w kompleksie bölling–alleröd. Wda na kontakcie z rynną wiecką pod koniec allerödu zeszła do poziomu najniższej terasy nadzalewowej. Podobną sytuację notuje się w suchej dolinie Wdy koło Szlagi. Tendencja erozyjna sprzyjała drenowaniu połączonych z doliną Wdy fragmentów rynien subglacjalnych i zachowaniu się w ich niektórych częściach brył martwego lodu do preboreału. O systematycznym wcinaniu się Wdy w okresie późnoglacjalnym wypowiadają się także autorzy zajmujący się rozwojem geomorfologicznym jej ujściowego odcinka (Szupryczyński 1987, 1988; Andrzejewski 1994). Również w tej części doliny niejednokrotnie poniżej współczesnego koryta rzeki występują osady jeziorne, których spąg w rejonie Przechowa k. Świecia datowany był na okres atlantycki (Szupryczyński 1987).

Dopiero w młodszym dryasie nastąpiła pewna stabilizacja procesów erozyjnych w dnie doliny Wdy i zamiana dominującej roli erozji wgłębnej na erozję boczną. Był to także okres intensywnego rozwoju delt wprowadzanych przez rzekę do, już powstałych na linii jej przepływu, zbiorników jeziornych. Wraz z początkiem okresu preborealnego Wda generalnie osiągnęła w odcinkach erozyjnych poziom współczesnej równiny zalewowej. Wtedy to też zaszły ostatnie większe zmiany związane z przebiegiem doliny, m.in. w rejonie Szlagi, gdzie Wda na początku okresu preborealnego porzuciła 5-kilometryowy fragment wyerodowanej przez siebie formy dolinnej na rzecz rynny subglacjalnej. Niewątpliwie zasadniczą przyczyną tej zmiany były procesy wytopiskowe i rozwój jezior w rynnach. Aktualnie forma suchej doliny, jej relacji do doliny Wdy i sąsiadujących z nią rynien subglacjalnych jest przedmiotem szczegółowych badań autora. Ich wyniki powinny przyczynić się do bliższego określenia chronologii zdarzeń fluwialnych w dolinie Wdy.

#### 5.4. TENDENCJE ROZWOJOWE W DOLINACH RZECZNYCH

Zarysowany powyżej obraz późnoglacjalnej i wczesnoholocenijskiej ewolucji dolin Wierzycy, Więcisy i Wdy wskazuje, iż proces tworzenia się dolin rzecznych na obszarach objętych ostatnim zlodowaceniem był bardzo dynamiczny i przebiegał w ścisłym związku z morfogenezą pierwotnych obniżenń włączonych w systemy dolinne, a przede wszystkim z wytapianiem się po-grzebanych brył martwego lodu i rozwojem jezior. Misy jeziorne i doliny rzeczne na obszarach młodoglacjalnych tworzą ewolucyjnie powiązane ze sobą systemy hydrograficzne (Koutaniami, Rachocki 1981; Drwal 1982; Niewiarowski 1988; Florek 1989, 1991; Andrzejewski 1994; Kalicki, San'ko, 1997; Błaszkiwicz 1998; Helbig, De Klerk 2002, Kaiser 2001; Bajkiewicz–Grabowska 2002; Jaworski 2003; Rother 2003; Lorenz, Schult 2004). Jeziora roz-

wijające się w późnym glacie i wczesnym holocenie na linii przepływu rzeczno-geologicznie zasadniczo determinowały przebieg procesów fluwialnych. W oczywisty sposób, głównie poprzez zmniejszanie nieregularności przepływów, wpływały one na reżim hydrologiczny rzek (Bajkiewicz-Grabowska 2002). Powstające jeziora stawały się lokalnymi bazami erozyjnymi w dolinach rzecznych. Pełniły także funkcje naturalnych łapaczek sedymentacyjnych. Przechwytyjąc materiał transportowany przez rzekę znacznie sprzyjały utrzymaniu się tendencji erozyjnej w dolinach rzecznych. Wkraczające do jeziora delty stawały się bazą dla dalszego rozwoju procesów fluwialnych. W ten sposób w odcinkach odziedziczonych powstawały szerokie pasy meandrowe, w obrębie których rzeki (przed regulacją) swobodnie meandrowały. W takich sytuacjach, z jednej strony mamy do czynienia z rzeką młodą wykorzystującą obniżenie powstałe na wskutek działalności czynników pozafluwialnych (Falkowski 1971, 1984 – typ Ib), z drugiej zaś z rzeką dojrzałą, która uzyskiwała możliwość swobodnego kształtowania koryta rzeczno-geologicznego tylko w zależności od warunków hydrodynamicznych (Falkowski 1971, 1984 – typ II). Bardzo interesujący przykład późnoglacialnej delty stożkowej, wkraczającej na osady denne tworzącego się jeziora został zarejestrowany na kontakcie Wdy z rynną wiecką. Współcześnie tworząca się delta typu gilbertowskiego opisana została m.in. w dolinie rynnowej rzeki Płocicznej (dopływ Drawy) na Pomorzu Zachodnim (Chudzikiewicz i in. 1979).

Analiza wzajemnych relacji osadów jeziornych i rzecznych pozwala na przybliżone datowanie późnoglacialnych i wczesnoholocenicznych tendencji rozwojowych, jakie miały miejsce w erozyjnych odcinkach dolin rzecznych. O ile w odcinkach odziedziczonych w tym czasie dominowała akumulacja (narażanie delt, dostawa materiału z brzegowych platform abrazyjno-akumulacyjnych, produkcja pierwotna zbiorników jeziornych), a erozja sprowadzała się do niewielkich podcięć brzegowych i rozcinania progów, to w odcinkach przełomowych dolin rzecznych zdecydowanie przeważały procesy erozyjne, a przede wszystkim erozja wgłębna. Praktycznie tylko młodszy dryas był okresem wyraźniejszego wyhamowania tendencji do pogłębiania koryt rzecznych, a jednocześnie wzrostu roli erozji bocznej. W badanych dolinach utworzyła się wtedy najniższa terasa nadzalewowa, a w rejonie Szlagi Wda płynęła w poziomie równiny zalewowej występującego tam suchego, zawieszono-fragmentu doliny. Przełom młodszego dryasu i początku holocenu był okresem ostatnich większych zmian w przebiegu dolin rzecznych i jednocześnie, po krótkiej fazie erozji wgłębnej, momentem wyraźnej stabilizacji procesów erozyjno-akumulacyjnych w ich dnach, z coraz większą rolą bocznej migracji koryt rzecznych w poszerzaniu równin zalewowych.



W badanych dolinach, w czasie późnoglacialnej fazy wcinania funkcjonowały rzeki jednokorytowe, o niewielkim, ale ciągle zwiększającym się (rozwoj meandrów ześlizgowych w dolinie Wierzycy i częściowo w dolinie Wdy) stopniu krętości. Stałe poszerzanie równiny zalewowej w wyniku bocznej migracji koryta, które miało miejsce w holocenie doprowadziło do rozwoju w znacznej części odcinków erozyjnych t.zw. meandrowania ograniczonego (Popow 1968). Głównym czynnikiem krępującym rzeki w tych odcinkach jest nadal zbyt mała szerokość równiny zalewowej w relacji do przepływów.

W modelowych prezentacjach dla badanego okresu przyjmuje się, klimatycznie uwarunkowane, przejście koryt rzecznych od roztokowego po meandrujący styl rozwinięcia, z krótką fazą wielkich meandrów na początku późnego glacjału (m.in. Falkowski 1975; Kozarski, Rotnicki 1978; Szumański 1983; Florek 1991; Rotnicki 1991; Starkel 1988, 1991b, 2001; Vandenberghe 1993, 1995; Mol i in. 2000; Gębica 2004). Model ten powstał głównie na podstawie badań w dolinach rzecznych położonych na obszarach poza maksymalnym zasięgiem łądolodu vistuliańskiego. W jego nowszych modyfikacjach zwraca się coraz większą uwagę na wpływ lokalnej rzeźby i litologii na przebieg ewolucji koryt rzecznych i czas zaistnienia sytuacji progowych w dolinach rzecznych (Vandenberghe 2003).

Na obszarach młodoglacialnych, już niezależnie od różnic czasowych w reakcjach poszczególnych dolin rzecznych na zmiany klimatyczne, zastosowanie tego modelu jest bardzo ograniczone. Do wyjątków należą doliny rzeczne, jak np. dolina Sprewy w rejonie Unterspreewald (obszar położony na bezpośrednim zapleczu maksymalnego zasięgu łądolodu fazy brandenburskiej-leszczyńskiej), gdzie opisano wszystkie w/w generacje koryt rzecznych (Błaszkiwicz, Juschus 1999). Jednak zaprezentowany w wyżej cytowanej pracy, fragment doliny Sprewy ukształtowany został w obrębie płaskich obszarów sandrowych, zbudowanych z monolitycznych drobnych piasków, gdzie głębokość kolejnych rozcięć nie przekraczała 2 m, a duża szerokość dna doliny sprzyjała zachowaniu się koryt z poszczególnych faz rozwojowych. Rozpatrując rozwój dolin rzecznych na obszarach objętych ostatnim zlodowaceniem na zmiany klimatyczne należy nałożyć także przebieg deglacjacji, a przede wszystkim uwzględnić geomorfologiczne uwarunkowania lokalne, w tym wytapianie się brył martwego lodu i powstawanie jezior (Koutaniemi, Rachocki 1981; Florek 1991; Andrzejewski 1994; Błaszkiwicz 1998; Starkel 2001; Rother 2003).



## 6. ROLA BRYŁ MARTWEGO LODU W MORFOGENEZIE MIS JEZIORNÝCH – RÓŻNOWIEKOWE GENERACJE JEZIOR

Jak to trafnie określił K. Kaiser (2001) martwy lód może służyć w analizach morfogenetycznych obniżeń jako swego rodzaju „*deus ex machina*” rozwiązujący w zbyt łatwy sposób wszelkie niejasności interpretacyjne. W literaturze z jednej strony spotyka się czasami nadinterpretacje nie poparte wyraźnymi dowodami, np. sugerowanie przetrwania brył martwego lodu do okresu atlantyckiego (Gripp, Schütrumpf 1953; Liberacki 1958; Stasiak 1968, 1971; Bokelmann 1991), czy też nawet subborealnego (Bramer 1964 – za Kaiserem 2001), z drugiej zaś poglądy minimalizujące, a nawet pomijające udział brył martwego lodu w morfogenezie obniżeń (Pachur, Röper 1987; Pachur 1989; Wünnemann 1993; Marks 1996).

Pewne zamieszanie w tym względzie wprowadziły także, omówione już wcześniej klasyfikacje genetyczne mis jeziornych, w których nie zawsze oddzielono mechanizmy prowadzące do powstania obniżeń od przebiegu ich dalszej ewolucji, szczególnie w kontekście konserwacji obniżeń przez pogrzebane bryły martwego lodu. Na taką konieczność zwracał już uwagę jeden z pierwszych twórców klasyfikacji genetycznej mis jeziornych P. Woldstedt (1926), a w polskiej literaturze potrzebę rozdzielenia genezy mis jeziornych od powstania jezior, które było uzależnione od przebiegu wytapiania się martwego lodu, akcentował K. Więckowski (1968). Także w niniejszej rozprawie wyraźnie podkreślono, iż martwy lód w większości analizowanych przypadków nie był bezpośrednim czynnikiem sprawczym w powstaniu obniżeń, lecz elementem stymulującym ich dalszą ewolucję, z powstaniem jezior włącznie.

W trakcie badań geomorfologicznych i paleobotanicznych prowadzonych w obrębie mis jeziornych na obszarach młodoglacjalnych dostarczono wielu dowodów na udział brył martwego lodu (fazę konserwacji) w ich późnoglacialnej i wczesnoholocenijskiej ewolucji. Najważniejsze z nich to:

- zachowanie się obniżeń, a szczególnie głęboko wciętych rynien subglacialnych, na obszarach sandrowych i zastoiskowych, a także w obrębie pradolin i dużych dolin rzecznych (Woldstedt 1921, 1926; Bartkowski 1953; Galon 1953, 1982; Niewiarowski 1986a; Nowaczyk 1994a, b). Pośrednim dowodem jest także synchroniczność akumulacji osadów sandrowych znajdujących się obecnie pod osadami jeziornymi w dnach rynien, z akumulacją sandru w strefach przykrawędziowych rynien (Lankauf 1982).

- występowanie w obrębie osadów jeziornych struktur deformacyjnych związanych z wytapianiem się martwego lodu (Kopczyńska-Lamparska i in. 1984; Błaszkiwicz, Krzymińska 1992; Błaszkiwicz 1998; Nitz i in. 1995; Nowaczyk 1998; Kaiser 2001) – patrz fot. 18.

- obecność w spągu osadów jeziornych, na dużych głębokościach t.zw. torfów bazalnych, czy jak to określił K. Więckowski (1966) torfów dolnych. Utwory te mają szczególne znaczenie w odtwarzaniu ewolucji mis jeziornych, są też często przywoływane w niniejszej pracy, stąd zasługują na szersze omówienie.

Torf bazalny jest to zwykle cienka warstewka torfu sedentacyjnej genezy o średniej miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów, z reguły nie przekraczającej 30 cm, leżąca w spągu osadów jeziornych, najczęściej bezpośrednio na podłożu mineralnym misy jeziornej (por. Więckowski 1966; Nowaczyk 1994a). Jednym z pierwszych badaczy, który powiązał występowanie tych torfów z procesami wytapiania pogrzebanych brył martwego lodu w misach jeziornych był H. Gross (1937). W świetle dotychczasowej literatury na wytopiskową genezę torfów bazalnych wskazuje szereg faktów:

- pozycja geomorfologiczna w dnach obniżen. Torfy te mogą występować praktycznie na całych przestrzeniach mis jeziornych z profundalem włącznie, w warstwie współkształtnej z mineralnym dnem misy jeziornej (Woldstedt 1952; Więckowski 1966, 1968). Istotnym elementem jest przy tym określenie synchroniczności akumulacji torfu niezależnie od jego pozycji hipsometrycznej w dnie misy jeziornej (Florek i in. 1999; Kaiser 2001). Jedne z najniższych pozycji torfów bazalnych w stosunku do poziomu lustra wody, czy też górnej powierzchni równin torfowych w misach jeziornych stwierdzono w:

- Jeziorze Mikołajskim – torf allerödski na głębokości 40 m (Więckowski 1966),

- jeziorze Plötzen w południowej Mecklemburgii – torf allerödski, na głębokości 39,5 m (Homann i in. 2002),

- jeziorze Gościąż – torf allerödski na głębokości 38,4 m (Więckowski 1993a, 1998),

- jeziorze Hof w południowej Mecklemburgii – torf preborealny na głębokości 29,1 m (Homann i in. 2002).

- nachylenia warstw torfowych przekraczające  $10^\circ$ , nie odpowiadające pierwotnym warunkom w czasie sedentacji torfu (Kaiser 2001), np. nachylenia allerödskiego torfu mszystego w granicach  $15^\circ$ – $61^\circ$  stwierdzone w małym zagłębieniu wytopiskowym na Rugii (Strahl, Keding 1996), czy też opisywane przez Helbiga (1999a, b) nachylenia torfu z allerödu i preboreału rzędu  $8^\circ$ – $67^\circ$ .

– relacja hipsometryczna allerödskich i preborealnych torfów bazalnych do struktur fluwialnych. Argumentuje to dostarczony poprzez analizę stanowisk osadów jeziornych w dolinach Więcisy, Wierzycy i Wdy, omówiona w niniejszej rozprawie oraz wstępnie zaprezentowanych w poprzednich pracach autora (Błaszkiwicz 2002, 2003b). Ostatnio analiza relacji struktur fluwialnych do osadów jeziornych i torfowych posłużyła także S. Lorenzowi i M. Schultowi (2004) do datowania procesów wytopiskowych w poligenezy dolinie Mildenitz (dopływ Warnow na południe od Rostoku). Cytowani autorzy na podstawie pozycji torfu pod osadami kopalnej delty stożkowej sugerują przetrwalność brył martwego lodu do schyłku okresu preborealnego, a nawet początku borealnego.

Należy zgodzić się z L. Marksem (1996), iż występowanie torfów podścielających typowe osady jeziorne nie musi koniecznie dowodzić pogłębiania zbiornika wskutek wytapiania pogrzebanej bryły martwego lodu. Obecność licznych, naprzemiennych sekwencji osadów torfowych i gytii, interpretowanych jako wyraz zmian wysokości zwierciadła wody jest typowa dla stref litoralnych mis jeziornych oraz w przypadku małych głębokości, już w fazie końcowego zaniku jeziora, także w ich profundalu (Niewiarowski 1995a). Podobna uwaga również dotyczy wypełnień niewielkich i stosunkowo płytkich zagłębień bezodpływowych, w których notuje się liczne następstwa litofacjalne osadów torfowo-bagienny-jeziornych, będące reakcją na późnoglacialne i holocenijskie zmiany klimatyczno-roślinne w zlewniach (Borówka 1992).

Występowanie torfów bazalnych, których genezę autorzy łączą jednoznacznie z procesami wytopiskowymi, jest zjawiskiem stosunkowo powszechnym na młodoglacjalnym obszarze Niżu Środkowoeuropejskiego, od Niemiec (Schlaak 1997; Endtmann 1998; Timmermann 1999; Homann i in. 2002; Schlaak, Schoknecht 2002; Kaiser 2004 a, b) poprzez Polskę (Szafranski 1961; Stasiak 1968, 1971, Więckowski 1966, 1993a, b; Gołębiwski 1976; Lamparski 1979; Niewiarowski 1989; Szupryczyński 1987; Florek 1991; Nowaczyk 1994a; Błaszkiwicz 1998; Molewski 1999; Wojciechowski 2000; Jaworski 2003; Tobolski 2003) po Litwę i Białoruś (m.in. Seibutis, Sudnikaviciene 1959 – za Więckowskim 1966; Zernickaja i in. 2000). W większości mis jeziornych, opisanych w cytowanych powyżej publikacjach, wiek bazalnego torfu powiązany jest z szeroko rozumianym kompleksem bölling–alleröd, a tylko w niektórych obniżeniach udokumentowano początek sedentacji torfu w preboreale.

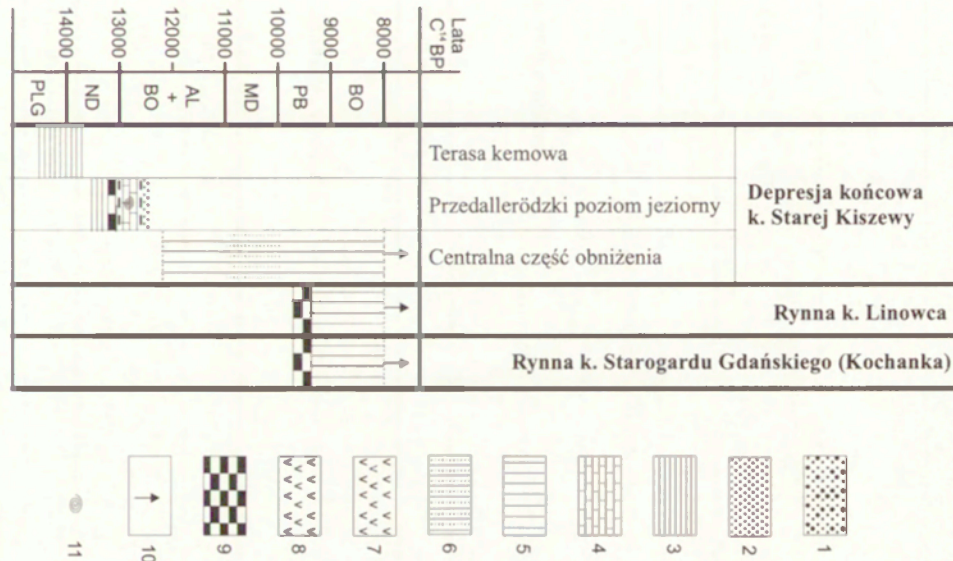
## 6.1. PÓŻNOGLACJALNE I WCZESNOHOLOCEŃSKIE GENERACJE JEZIOR

Przeprowadzone badania na Pojezierzu Kociewskim wykazały dużą złożoność morfogenetyczną mis jeziornych, szczególnie w kontekście ich konserwacji bryłami martwego lodu, czasem jego wytapiania się i momentem pojawienia się jezior. Proces wytapiania się brył martwego lodu i kształtowania się mis jeziornych przebiegał z różnym natężeniem już od momentu zaniku łądolodu, a w niektórych obniżeniach rozpoczął się dopiero z początkiem okresu preborealnego. W części obniżeń wytapianie się martwego lodu przebiegało asynchronicznie i odbywało się etapami na coraz niższych poziomach morfologicznych (ryc. 25; 26).

### 6.1.1. JEZIORA PRZEDALLERÖDZKIE

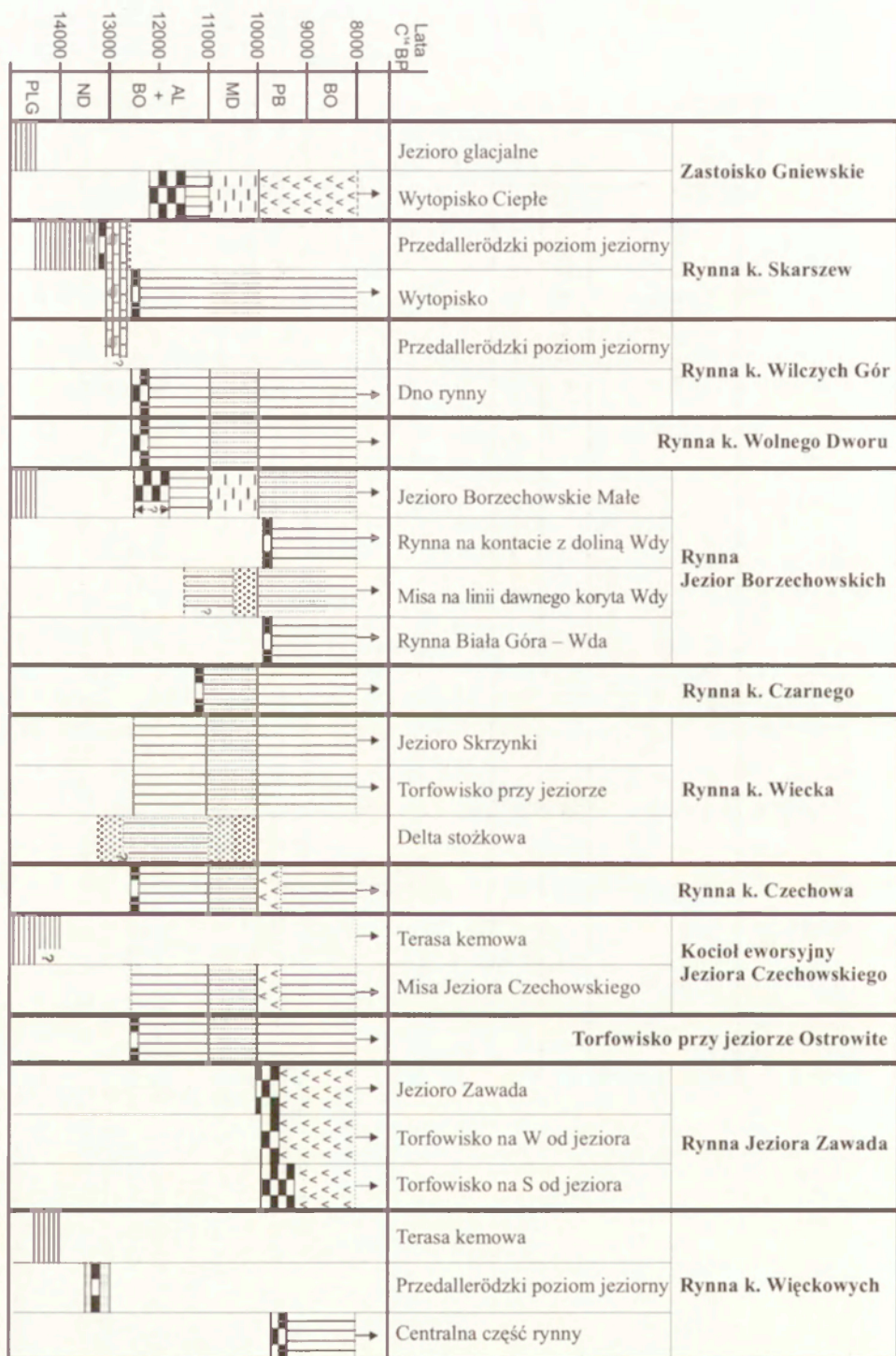
Powstawanie pierwszych jezior na badanym obszarze należy odnieść do okresu przedallerödskiego. Jeziora tej najstarszej, przedallerödskiej generacji udokumentowano w rynnach subglacjalnej k. Skarszew (dolina Wietcisy), rynnach subglacjalnej k. Więckowych (dolina Wierzycy) – (ryc. 26), w depresji końcowej k. Starej Kiszewy (dolina Wierzycy) – (ryc. 25), oraz opisano we wcześniejszych pracach autora (Błaszkiwicz 1998).

W w/w obniżeniach, głównie w ich strefach przyboczowych, wskutek wytapiania się brył martwego lodu powstawały wtedy niewielkie zbiorniki wodne. Zachodziła w nich akumulacja osadów jeziornych, głównie mineralnych, ale już także częściowo o charakterze biogenicznym. Analizy malakologiczne wskazują, że były to zbiorniki zimnostenotermiczne o zasięgu holarktycznym. Ich rozwój odbywał się w warunkach obecności pogrzebanych brył martwego lodu. Lód ten w czasie funkcjonowania tych zbiorników, w miejscu ich występowania, uległ prawie całkowitemu stopieniu (ryc. 27). Zostało to m.in. udokumentowane w obniżeniu glacialnym k. Starej Kiszewy (Błaszkiwicz 1998). Dolna część występujących tam przedallerödskich osadów jeziornych jest porożciniana siecią uskoków antytetycznych, powstałych w wyniku rozciągania podłoża, wywołanego wytapianiem się pogrzebanego lodu. Z kolei górna część tych osadów ma już niezaburzony układ (fot. 18). Jednak obecność niewielkich zagłębień wytopiskowych na powierzchni przedallerödskich poziomów jeziornych wskazuje, iż ostateczne wytopienie się brył martwego lodu na tych poziomach nastąpiło dopiero po zakończeniu ich akumulacji. W przypadku przedallerödskiego poziomu jeziornego w rynnach subglacjalnej k. Skarszew proces ten zakończył się w kompleksie bölling – alleröd (ryc. 26).



Ryc. 25. Zestawienie zbiorcze przebiegu akumulacji glacialimnicznej i limnicznej w obrębie wybranych obniż w dolinie Wierzyca (Błaszkiwicz 1998). 1 – piaski różnoziarniste; 2 – piaski drobnoziarniste; 3 – osady glacialimniczne; 4 – kreda jeziorna; 5 – gytija (głównie węglanowe); 6 – gytija mineralne; 7 – gytija detrytusowe; 8 – gytija detrytusowo-mineralne; 9 – torfy; 10 – kontynuacja sedymentacji jeziornej w holocenie; 11 – malakofauna w osadach przedallerödzkich; PLG – pleniglacjał; ND – najstarszy dryas; BÖ – bölling; AL – alleröd; MD – młodszy dryas; PB – okres preborealny; BO – okres borealny.

Collective breakdown of the course of glacio-limnic and limnic accumulation in the selected basins within the valley of the River Wierzyca (Błaszkiwicz 1998). 1 – various sand; 2 – fine-grained sand; 3 – glacio-limnic deposits; 4 – lacustrine chalk; 5 – gyttja (mainly carbonate); 6 – mineral gyttja; 7 – detritus gyttja; 8 – detritus and mineral gyttja; 9 – peatbog; 10 – continuation of the lacustrine sedimentation in Holocene; 11 – malakofauna in the pre-Alleröd deposits; PLG – pleniglacial; ND – old Dryas; BÖ – Bolling; AL – Alleröd; MD – Younger Dryas; PB – pre-Boreal period; BO – Boreal.





Osadów jezior przedallerödzkich, poza zagłębieniem wytopiskowym w rynie subglacialnej k. Skarszew, nigdzie nie nawiercono pod osadami młodszych generacji jezior, w obecnie najgłębszych partiach mis jeziornych. Stąd też można wnioskować, iż jeziora najstarszej generacji miały ograniczony zasięg przestrzenny w obniżeniach. Jeziora te charakteryzowały się też stosunkowo krótką żywotnością i podlegały sptywom spowodowanym organizowaniem się sieci rzecznej poprzez włączanie poszczególnych obniżeń w systemy dolinne. Powierzchnia odsłoniętych w ten sposób osadów podlegała w młodszym dryasie niewielkiej transformacji eolicznej (ryc. 27). Eoliczne piaski pokrywowe występują między innymi na powierzchni przedallerödskiego poziomu jeziornego w rejonie Starej Kiszewy (stanowisko Boże Pole Szlacheckie – ryc. 3 – BPS)

Określenie dokładnej pozycji chronostratygraficznej jeziornych osadów przedallerödzkich, w związku z brakiem ciągłych zapisów sukcesji roślinności jest bardzo trudne. Wynika to także z małej ilości opracowanych dotychczas w Polsce stanowisk stratotypowych z zapisanym początkiem późnego glaciału (Tobolski, Litt 1994; Tobolski 1998). Nie jest wykluczone, iż w osadach przedallerödzkich k. Starej Kiszewy (Błaszkiwicz 1998) oraz na S od Skarszew, w dolinie Więcisy występuje opisywany w literaturze niemieckiej interstadiał Meiendorf, lokowany tuż przed najstarszym dryasem (m. in. Bock i in. 1985; Litt, Stebich 1999; Wolters 2002).

Sytuacja geomorfologiczna dotychczas opisanych w literaturze stanowisk z jeziornymi osadami przedallerödzkimi jest zbliżona do przedstawionych w niniejszej pracy. W zdecydowanej większości osady te zostały stwierdzone w obrębie wysoko położonych poziomów morfologicznych w strefach zboczowych obniżeń, z reguły od kilku do kilkunastu metrów ponad aktualny poziom jezior, bądź równin torfowych (Niewiarowski 1987, 1988, 1989; Błaszkiwicz, Krzywińska 1992; Nowaczyk 1994a; Błaszkiwicz 1998). Na szczególną uwagę zasługuje obniżenie Biesenthal na N od Berlina, znajdujące się na zapleczu fazy frankfurckiej (poznańskiej) ostatniego zlodowacenia (Nitz 1984; Chrobok i in. 1986; Nitz i in. 1995). Udokumentowane tam przedallerödskie osady jeziorne zawierają malakofaunę o składzie zbliżonym do stanowiska Boże Pole Szlacheckie w dolinie Wierzycy (Błaszkiwicz Krzywińska 1992; Błaszkiwicz 1998) i Skarszewy w dolinie Więcisy. Występują one

---

Ryc. 26. Zestawienie zbiorcze przebiegu akumulacji glacialimnicznej i limnicznej w obrębie badanych obniżeń. Objasnienia jak na rycinie 25

Collective breakdown of the course of glacio-limnic and limnic accumulation within the studied basins. Key as in figure 25

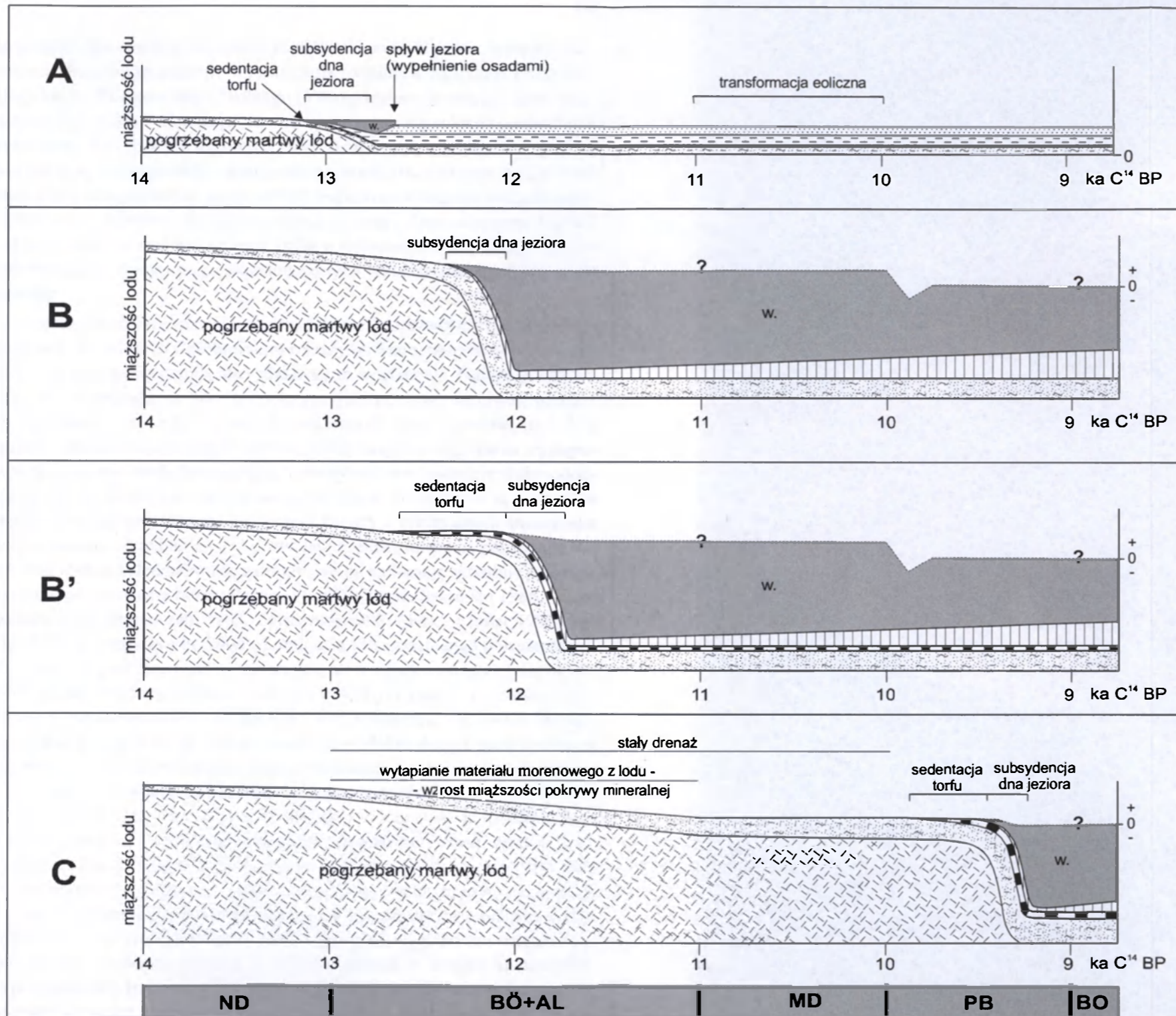
również w formie niewielkich spłaszczeń na zboczach obniżenia. Znamienny jest fakt, iż w centralnych częściach obniżenia Biesenthal nie stwierdzono przedallerödzkich osadów jeziornych, a akumulacja jeziorna w profundalu misy jeziornej rozpoczęła się dopiero na przełomie allerödu i młodszego dryasu. Stąd też można wskazać na występującą tam lukę w sedymentacji jeziornej, trwającą kilka tysięcy lat (Nitz i in. 1995).

Obok osadów przedallerödzkich zajmujących wysokie pozycje geomorfologiczne w obrębie obniżeń, udokumentowano także pojedyncze przypadki ich występowania w obecnie głębszych częściach mis jeziornych, jak np. w rynnie Kersdorfer we wschodniej Brandenburgii (Schulz, Strahl 2001). Jednak w większości takich sytuacji, nawet jeżeli osady te występują pod przykryciem młodszych osadów późnoglacialnych i holocenijskich, to i tak z reguły umiejscowione są w marginalnych częściach mis jeziornych. Osady przedallerödskie w rynnie Jeziora Lednickiego udokumentowano w spągu późnoglacialnych osadów jeziornych wypełniających obecnie zatorfioną, płytką zatokę położoną przy jeziorze, a akumulacja jeziorna zakończyła się w tym miejscu u schyłku młodszego dryasu (Tobolski, Litt 1994; Tobolski 1998). Również w obniżeniu rynnowym Jezior Na Jazach, wśród których znajduje się jezioro Gościąż, najstarsze, przedallerödskie osady biogeniczne stwierdzono nie w najgłębszych częściach mis jeziornych, lecz w płytkich, obecnie najczęściej zatorfionych zatokach (Ralska-Jasiewiczowa, Demske i in. 1998). Kolejny przykład takiego rozmieszczenia najstarszych osadów jeziornych dostarczony został z misy jeziora Mukrz w Borach Tucholskich (Noryśkiewicz 2001).

Część autorów zajmujących się problematyką rozwoju jezior przyjmuje, iż po ustąpieniu lądolodu nastąpił okres bezjeziorny, a pierwsze jeziora zaczęły się pojawiać dopiero wraz z allerödskim wytapianiem się brył martwego lodu (m.in. Stasiak 1971). Coraz większa ilość stanowisk z udokumentowanymi, starszymi osadami jeziornymi, a także, zaprezentowane w niniejszej pracy, ich powiązania z osadami glacialimicznymi pozwalają krytycznie odnieść się do tego poglądu i wskazać na pewną ciągłość sedymentacji zbiornikowej w obniżeniach zachodząca od momentu recesji lądolodu i jednocześnie powiązaną z etapowością wytapiania się brył martwego lodu.

#### 6.1.2. JEZIORA KOMPLEKSU BÖLLING-ALLERÖD

Pomimo udokumentowanych przypadków występowania przedallerödzkich generacji jezior, w większości analizowanych obniżeń absolutny początek sedymentacji jeziornej należy odnieść do kompleksu bölling-alleröd. Wtedy to wraz z największym, późnoglacialnym ociepleniem klimatu nastąpiła główna faza wytapiania się brył martwego lodu. W większości obniżeń



Ryc. 27. Schematyczny przebieg zaniku pogrzebanych brył martwego lodu i rozwoju jezior w późnym glacialu i wczesnym holocenie. A – jeziora przedallerödskie; B – jeziora kompleksu bölling-alleröd; B' – jeziora kompleksu bölling-alleröd z torfem bazalnym; C – jeziora wczesnoholocenijskie; PLG – pleniglacja; ND – najstarszy dryas; BÖ – bölling; AL – alleröd; MD – młodszy dryas; PB – okres preborealny; BO – okres borealny; 1 – pogrzebany martwy lód; 2 – pokrywa mineralna ponad martwym lodem; 3 – piaski jeziorne; 4 – mulki jeziorne; 5 – torf; 6 – gytia; 7 – wody jezior; 0 – poziom współczesnych jezior, bądź równin torfowych.

General course of the wane of the buried dead ice and the development of the lakes in the Late Glacial and early Holocene. A – pre-Alleröd lakes; B – lakes of Bölling-Alleröd system; B' – lakes of Bölling-Alleröd system with basal peatbog; C – early Holocene lakes; PLG – pleniglacial; ND – Old Dryas; BÖ – Bölling; AL – Alleröd; MD – Younger Dryas; PB – pre-Boreal period; BO – Boreal; 1 – buried dead ice; 2 – mineral cover above the dead ice; 3 – lacustrine sand; 4 – lacustrine loam; 5 – peatbog; 6 – gyttja; 7 – lake water; 0 – level of contemporary lakes or peatbog plains.



analizowanych w niniejszej pracy (zagłębienie wytopiskowe Ciepłe k. Gniewu, zagłębienie wytopiskowe w rynn timer subglacialnej k. Skarszew, rynn timer subglacialne k. Wilczych Gór i Wolnego Dworu, Jezioro Borzechowskie Małe, rynn timer subglacialna k. Czarnego) tworzenie się jezior tego okresu poprzedzone było krótką fazą rozwoju torfowisk, których osady po wytopieniu się pogrzebanych brył martwego lodu, zajmują aktualnie najniższe pozycje w dnach mis jeziornych. Bezpośrednio ponad torfem bazalnym występują już późnoglacialne osady głębokowodnej sedymentacji jeziornej. Zarejestrowana ciągłość sedymentacji jeziornej wskazuje na szybkie wytopienie się martwego lodu po pojawieniu się wody i pełną ekshumację tych obniżeń jeziornych już w allerödzie.

Jednak nie zawsze rozwój jezior tej generacji poprzedzony był fazą torfowiskową. W jeziorach Czechowskim i Skrzyńki Małe, bezpośrednio na podłożu mineralnym występują allerödskie gytie węglanowe. Należy przypuszczać, iż ze względu na brak termoizolacyjnej pokrywy torfowej, procesy wytopiskowe rozpoczęły się w tych obniżeniach nieco wcześniej (ryc. 27). Jezioro Czechowskie zasługuje na szczególną uwagę ze względu na występujące tam jeziorne osady laminowane, które były akumulowane prawdopodobnie przez cały okres jego funkcjonowania. Osady laminowane są niezwykle cennym i ciągle poszukiwanym źródłem wiedzy o przemianach środowiska przyrodniczego, tym bardziej, iż pozwalają z jednej strony na precyzyjne datowania w skali kalendarzowej, z drugiej zaś na kalibrację aktualnie stosowanych metod datowania bezwzględnego osadów (m.in. Saarnisto 1986; Więckowski 1991; Hajdas i in. 1993; Zolitschka 1998; Merkt, Müller 1999; Litt i in. 2001; Eusterhues i in. 2002). Laminacja jest stosunkowo powszechnym elementem w profilach osadów jeziornych, ale z reguły występuje tylko w obrębie ich partii dolnych, akumulowanych w późnym glacialu i wczesnym holocenie (Więckowski 1991; Bałaga i in. 1998; Kleinmann i in. 2002). Jednakże opisano także jeziora, np. jezioro Woseriner w Meklemburgii, gdzie laminacja pojawiła się w osadach dennych dopiero w ostatnim czasie, na skutek eutrofizacji jeziora pod wpływem działalności gospodarczej człowieka (Dreibrodt i in. 2002). W Polsce, jak dotychczas, tylko w jeziorze Gościąż, położonym w Kotlinie Płockiej, stwierdzono kompletnie laminowany rdzeń osadów dennych obejmujący około 12 850 rocznych par lamin (Więckowski 1991; Ralska-Jasiewiczowa, Goslar i in. 1998). Autor z tym większą motywacją czyni starania, aby pobrać rdzeń osadów dennych w trzydziesto dwu metrowym głęboczkun Jeziora Czechowskiego. Laminowane gytie węglanowe i węglanowodetrytusowe występują również w jeziorze Jelonek w Borach Tucholskich. Tylko niewielkie fragmenty dwunasto metrowego rdzenia osadów jeziornych, wydobytych przez autora z profundalu tego jeziora (głębokość około 15 m),

są pozbawione makroskopowo widocznej laminacji. Rdzeń tych osadów jest aktualnie opracowywany palinologicznie przez A. Filbrandt-Czaję.

Niestety, pomimo poczynionych prób, nie udało się stwierdzić w badanych późnoglacialnych profilach osadów jeziornych popiołów wulkanicznych „*Lacher See Tuf*” (Bogaard, Schmincke 1985; Juvigne i in. 1995). Może to w pewnym sensie potwierdzać rozprzestrzenienie się tych popiołów, wyznaczone przez w/w autorów. Erupcja wulkanu Lacher See według obecnych poglądów (Litt i in. 2001) miała miejsce w młodszej części okresu allerödskiego, 12 880 lat kalendarzowych BP. Alleröd na podstawie badań jeziornych osadów laminowanych w rejonie Eifel jest datowany na 13 350–12 680 lat kalendarzowych BP (Litt i in. 2001). Jak dotychczas popioły LST udokumentowano w Polsce tylko w dwu stanowiskach: w rynnie Jeziora Domysławskiego na wyspie Wolin i na stanowisku Niechorze w klifie k. Rewała (Juvigne i in. 1995).

Dalsza ewolucja jezior kompleksu bölling-alleröd, po pełnym ukształtowaniu się mis jeziornych nie była przedmiotem prowadzonych badań. Jednak zebrany materiał analityczny, a przede wszystkim przesłanki geomorfologiczne, pozwalają na sformułowanie kilku uwag na ten temat. Po całkowitym wytopieniu się brył martwego lodu poziom wody w jeziorach był nieco wyższy w stosunku do współczesnego. W rynnie wieckiej, jak wskazuje pozycja geomorfologiczna górnej powierzchni kopalnej delty stożkowej, poziom wody w allerödzie był wyższy o około 2 m i utrzymywał się na zbliżonej wysokości także w młodszym dryasie. Dopiero na początku preboreału nastąpiło tam obniżenie zwierciadła wody do poziomu współczesnych jezior Skrzynki Małe i Wieckie. Również w bezodpływowym Jeziorze Czechowskim poziom wody po pełnym odpreparowaniu misy jeziornej nie mógł być wyższy niż 2 m w stosunku do obecnego stanu. Informuje o tym brak osadów jeziornych na płaskiej powierzchni przyjeziornej terasy kemowej. Podobna uwaga dotyczy też torfowiska Czechowo, gdzie nie stwierdzono osadów jeziornych na płaskich powierzchniach obniżonego sandru, zajmującego około 2 m wyższą pozycję w relacji do współczesnej równiny torfowej.

O wiele bardziej skomplikowanym problemem jest określenie zmian paleohydrologicznych jezior na podstawie analiz składu litologicznego dennych osadów jeziornych. W literaturze istnieją na ten temat znaczne rozbieżności interpretacyjne, a niekiedy wręcz sprzeczne opinie. Szczególne kontrowersje wzbudza wskaźnik węglanowości osadów. Zwiększenie udziału węglanów w osadach dennych jest czasem interpretowane jako wynik podnoszenia poziomu wody w jeziorze (Wojciechowski 2000), a niekiedy wręcz przeciwnie obniżania stanów wody (Wicik, Magnuszewski 1996). W tym ostatnim przypadku cytowani autorzy wiążą to ze wzrostem udziału głębszych wód pod-

ziemnych, a więc bardziej zasobnych w węglan wapnia, w zasilaniu jeziora. Również udział części mineralnych nie jest jednoznacznie interpretowany. Z reguły wzrost części mineralnych w osadach dennnych jest wiązany z obniżaniem się poziomu wody co powodowało przesuwanie strefy brzegowej w kierunku centrum jeziora, zaś spadek ze wzrostem głębokości i oddalaniem się strefy brzegowej (Digerfeldt 1986; Wojciechowski 2000). Jednak w części jezior, np. w Jeziorze Biskupińskim podniesienie poziomu wody w jeziorze wywołało zwiększenie zawartości osadów klastycznych. W. Niewiarowski (1995a) tłumaczy ten fakt intensywną abrazją brzegów, która została spowodowana podniesieniem poziomu jeziora. Współcześnie tego typu sytuacje można obserwować przy sztucznym podpiętrzeniu istniejących naturalnych jezior. Podpiętrzenie poziomu wody w Jeziorach Pakoskich o 3–4 m zapoczątkowało rozwój nowej platformy abrazyjno-akumulacyjnej z jednoczesnym wprowadzaniem do misy jeziornej bardzo dużej ilości osadów mineralnych (Grobelska 2002, 2004). Na fakt niejednoznaczności paleohydrologicznej wymowy wykształcenia litologicznego osadów jeziornych zwracał już uwagę G. Digerfeldt (1986). Autor ten wskazał na wiele uwarunkowań lokalnych wpływających w istotny sposób na wykształcenie osadów i w konkluzji stwierdził, iż właściwym podejściem badawczym w rekonstrukcji zmian poziomu jezior jest łączenie większej ilości metod.

Generalnie w allerödzie, w profundalu badanych jezior akumulowane były gytie węglanowo-mineralne, przy czym największą zawartością węglanów charakteryzują się ich najbardziej spągowe partie, zalegające na torfach bazalnych, bądź też bezpośrednio na podłożu mineralnym. W młodszym dryasie, we wszystkich jeziorach zdecydowanie dominowała akumulacja gytii mineralnych oraz mineralnych mułków i ilów jeziornych. Można wskazać, iż profile osadów jeziornych z młodszego dryasu wyznaczane analizami palinologicznymi praktycznie w pełni pokrywają się z, nawet makroskopowo widocznymi, granicami litologicznymi. Początek okresu preborealnego w większości analizowanych jezior zapisał się akumulacją gytii organicznych. W przypadku Jeziora Czechowskiego i rynny subglacialnej k. Czechowa gytie te są całkowicie bezwęglanowe, ale już w środkowej części preboreału powraca akumulacja gytii węglanowych, która dominuje praktycznie przez cały holoцен. W jeziorach już zanikłych, tuż przed momentem całkowitego wypełnienia osadami jeziornymi, a przed wkroczeniem torfowisk, obserwuje się zdecydowany wzrost węglanowości osadów. Gytie węglanowe przechodzą tam praktycznie w kredę jeziorną.

Przeprowadzone analizy składu osadów jeziornych potwierdzają poglądy, iż w jeziorach węglanowych największą zawartością węglanu wapnia cechują się osady akumulowane w strefach litoralnych (Schäfer 1972, 1973; Niewia-

rowski 1999; Tobolski 2000a). Należy przy tym rozwój strefy litoralnej jezior rozpatrywać w dynamicznym układzie przestrzennym, zarówno w czasie powstawania misy jeziornej, jej systematycznego pogłębiania w wyniku wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu, jak i późniejszego zanikania jezior poprzez stopniowe wypełnianie osadami. O ile w drugim przypadku zwiększoną węglanowość w sposób oczywisty tłumaczy odwapnienie wody przez roślinność strefy litoralnej (Magny 1992), to wydaje się, iż duży udział węglanów w osadach jeziornych w początkowej fazie tworzenia się jeziora w znacznej mierze powiązany jest z wprowadzaniem do mis jeziornych kriochemicznego węglanu wapnia (Bukowska-Jania 2003). Według cytowanej autorki ta postać węglanu wapnia, krystalizująca w warunkach peryglacialnych, była najbardziej podatna na ponowne rozpuszczanie oraz migrację, i jako pierwsza trafiała do tworzących się zagłębień wytopiskowych. Jednak nawet w tundrowych zbiornikach wodnych mogła następować akumulacja węglanu wapnia także przy współdziałaniu roślinności wodnej (Nowaczyk, Tobolski 1980).

Niewątpliwie duży udział części mineralnych w osadach jeziornych w młodszym dryasie powiązany był przede wszystkim z intensywnymi procesami erozyjno-denudacyjnymi zachodzącymi na obszarach całych zlewni, prawdopodobnie w warunkach występowania wieloletniej zmarzliny (patrz następny podrozdział). Osady mineralne wprowadzane były do jezior głównie poprzez organizującą się sieć rzeczną, procesy stokowe, a także drogą eoliczną. Młodszy dryas był na obszarze północnej części Borów Tucholskich i Pojezierza Starogardzkiego okresem najintensywniejszego rozwoju procesów eolicznych (Błaszkiwicz – ark. Osiek, w opracowaniu). W niektórych jeziorach, jak np. Jeziorze Borzechowskim Małym stosunkowo duża zawartości części mineralnych w osadach dennych utrzymywała się także w starszej części holocenu, a było to tam przede wszystkim związane ze stałą aktywnością klifu przy platformie abrazyjno-akumulacyjnej.

Generalnie można wskazać, iż jeziora kompleksu bölling–alleröd jeszcze długo po powstaniu charakteryzowały się bardzo dużą dynamiką procesów akumulacyjno-erozyjnych. Wynikała ona zarówno z przemian klimatyczno-roślinnych późnego glacjału, degradacji wieloletniej zmarzliny, zmian stosunków hydrologicznych w zlewniach, jak i „świeżości” rzeźby jeziornej, wyrażającej się głównie rozwojem brzegowych platform abrazyjno-akumulacyjnych. Zróżnicowanie litologiczne osadów późnoglacialnych jezior niżowych, obecność w ich obrębie licznych przewarstwień mineralnych pochodzenia terrygenicznego przypomina jeziora tatrzańskie, w których jest ono interpretowane przede wszystkim jako wyraz bardzo dużej dynamiki procesów stokowych (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993).



Zaprezentowane w niniejszej pracy obniżenia jeziorne, w których udokumentowano początek rozwoju jezior na kompleks bölling – alleröd, dołączają do szeregu jezior tego wieku opisanych w literaturze i potwierdzają poglądy o powszechnym wytapianiu się brył martwego lodu w tym czasie na obszarze Niżu Środkowoeuropejskiego (Kozarski 1963; Więckowski 1966; Stasiak 1971; Niewiarowski 1989; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988; Szupryczyński 1987; Nowaczyk 1994a; Nitz i in. 1995; Żurek 1995, 1996; Davydova, Servant-Vildary 1996; Starkel i in. 1996; Jakuszko 1999; Kaiser 2001, 2004a, b i wielu innych).

### 6.1.3. JEZIORA WCZESNOHOLOCENSKIE

W obrębie trzech obniżów, analizowanych w niniejszej pracy (rynnie subglacjalnej Jezior Borzechowskich na kontakcie z doliną Wdy, rynnie subglacjalnej z jeziorem Zawada i rynnie subglacjalnej k. Więckowych) pogrzebane bryły martwego lodu przetrwały w ich dnach przez cały późny glacjał, aż do początku holocenu. Dopiero w drugiej części okresu preborealnego nastąpiło ich wytopienie i w konsekwencji rozwój jezior najmłodszej, wczesnoholocenkiej generacji.

Jednak każde z tych obniżów przechodziło wcześniej nieco inną drogę ewolucyjną (ryc. 26). W rynnie subglacjalnej k. Więckowych po krótkiej, przedallerödskiej fazie jeziornej, ograniczonej tylko do jej strefy przyboczowej, nastąpił okres bezjeziorny, trwający praktycznie przez cały późny glacjał, aż do początku holocenu. Z kolei w przypadku rynny Jezior Borzechowskich udokumentowano asynchroniczność powstawania jezior w różnych jej odcinkach. W okresie preborealnym, gdy w częściach rynny drenowanych przez Wdę, w wyniku wytapiania się brył martwego lodu zaczęło dopiero tworzyć się jezioro, w części zajętej obecnie przez Jezioro Borzechowskie Małe istniała już od prawie 2 tysięcy lat w pełni odpreparowana misa jeziorna, w której zachodziła głębokowodna sedymentacja jeziorna. Tylko w przypadku rynny subglacjalnej z jeziorem Zawada okres preborealny był w każdej jej części absolutnym początkiem sedymentacji jeziornej.

Rozwój wszystkich jezior wczesnoholocenkiej generacji poprzedzony był fazą torfowiskową. Miąższości preborealnych torfów bazalnych są już znacznie większe niż w przypadku torfów allerödskich i wynoszą średnio 10–40 cm. Torfy te występują bezpośrednio na podłożu mineralnym rynien. Fakt, iż w sągu preborealnych torfów bazalnych nie ma starszych utworów jeziornych, ani torfowych wskazuje, iż misy omawianych jezior w okresie późnoglacialnym nie były basenami sedymentacyjnymi. Ocieplenie kompleksu bölling–alleröd powodowało stopniowe obniżanie stropu pogrzebanego lodu (ryc. 27). Jednak

możliwość odprowadzania wody wpływała hamująco na natężenie tego procesu. Należy również rozważać jednoczesne zwiększanie miąższości pokrywy mineralnej poprzez włączanie do niej materiału morenowego, wytopionego z górnej powierzchni lodu (por. Grześ 1987). Sedentacja torfów bazalnych na pokrywie mineralnej rozpoczęła się generalnie w starszej części okresu preborealnego, a u schyłku tego okresu występuje już głębokowodna akumulacja jeziorna. Wskazuje to na bardzo szybko przebiegający proces wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu prowadzący do pełnego odpreparowania mis jeziornych u schyłku preboreału. W ten sposób powstały na badanym terenie najmłodsze jeziora polodowcowe, których dalszy rozwój uzależniony był od warunków klimatyczno-hydrogeologicznych. Jeziora te w momencie powstania były stosunkowo głębokie. Dla przykładu jezioro w rynnice k. Więckowych miało maksymalną głębokość ponad 30 m, a obecnie jest całkowicie wypełnione osadami jeziornymi, z rozwijającym się na ich powierzchni torfowiskiem niskim.

Autor już wcześniej, m.in. poprzez analizę pozycji geomorfologicznej torfów preborealnych w dnach rynien, zaakcentował ich akumulację ponad pogrzebanym martwym lodem. Szczególnie wymowne, w świetle ciągle dyskutowanej w literaturze możliwości zachowania się brył martwego lodu do okresu preborealnego, bądź jej braku (m.in. Florek 1991; Nowaczyk 1994a; Bose 1995; Nitz i in. 1995; Marks 1996), jest położenie torfu bazalnego w rynnice subglacjalnej k. Więckowych, co najmniej 17 m poniżej aktualnej bazy erozyjnej w dolinie Wierzycy. Te relacje torfów bazalnych do struktur fluwialnych, obok pozostałych argumentów, m.in. synchroniczności akumulacji torfu niezależnie od jego aktualnej pozycji hipsometrycznej w dnach rynien, w sposób jednoznaczny potwierdzają taką możliwość.

## 6.2. PRZYCZYNY RÓŻNOWIEKOWOŚCI JEZIOR

Niewątpliwie główną przyczyną stwierdzonej w niniejszej pracy różnowiekowości jezior był złożony proces wytapiania się brył martwego lodu. Pomimo iż związki pomiędzy wytapianiem się pogrzebanego lodu, a powstawaniem jezior na obszarach młodoglacjalnych Polski, Niemiec, Białorusi i Litwy są powszechnie przyjmowane, to jednak w literaturze istnieją duże rozbieżności w określaniu ram czasowych tego procesu i jego rzeczywistej roli w morfogenezie mis jeziornych (m.in. Kozarski 1963; Gripp 1964; Więckowski 1966; Stasiak 1971; Gołębiewski 1976; Lamparski 1979; Nitz 1984; Niewiarowski 1986b, 1988, 1989, 1995a, 2003; Pachur, Röper 1987; Szupryczyński 1987; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988; Florek 1991; Błaszkiwicz, Krzywińska 1992; Wünnemann 1993; Nowaczyk 1994a; Zernickaja, Pavlovska 1994; Böse 1995; Nitz i in. 1995; Marks 1996; Zernickaja i in. 2000; Kaiser

2001; Błaszczewicz 1998, 2002; Wojciechowski 2000; Brande 2002; Homann i in. 2002; Matwiejew 2002). Związki te podkreślane są także na pozostałych obszarach objętych ostatnim zlodowaceniem plejstoceńskim, m.in. Szwecji (Almquist-Jakobson 1995), Półwyspie Kolskim i Karelii (Dawydowa, Servant-Vildary 1996; Wohlfarth i in. 2002). Dla tego ostatniego obszaru I.E. Ekman (1992) przeprowadził regionalizację początku wytapiania się brył martwego lodu i powstawania jezior. Autor ten wyróżnił cztery strefy o różnym czasie rozpoczęcia tych procesów, od okresu starszego niż 11 800 do 9 200 lat radiowęglowych BP. W przypadku Zachodniej Syberii niektórzy autorzy postulują w wielu miejscach przetrwanie po czasy współczesne brył lodu lodowcowego, pochodzącego z okresu wczesnozyriańskiego (środkowy vistulian), (Drozdowski 1992b). Cytowany autor, m.in. opierając się na analizie lodu występującego w rejonie „Lodowej Góry” na prawym brzegu Jenisieju, na południe od Igarki, zasugerował także w obrębie Basenu Grudziądzkiego możliwość przetrwania brył martwego lodu z okresu środkowego vistulianu (stadiał świecia), aż po schyłek późnego glacjału (Drozdowski 1992b). Jak wskazują badania osadów jeziornych na Nizinie Peczerskiej, bryły lodu lodowcowego zachowały się tam jeszcze dłużej, bowiem poprzez prawie 80 tys. lat, od wczesnego vistulianu po optimum holocenne (Henriksen i in. 2003). Cytowani autorzy podkreślają, iż tak długie opóźnienie w wytapianiu brył martwego lodu przyczyniło się do uzyskania przez ten obszar, powstały we wczesnym vistulianie, cech rzeźby młodoglacialnej z licznymi pagórkami morenowymi i głębokimi zagłębieniami wytopiskowymi.

O dużej roli procesów wytopiskowych w kształtowaniu się mis jeziornych na Bawarskim Przepolu Alpejskim wypowiedają się także J. Gareis (1978), L. Feldmann (1992), W. Bludau i L. Feldmann (1994). Udział pogrzebanego lodu lodowcowego w ewolucji mis jeziornych akcentowany jest także na obszarach objętych zlodowaceniem laurentyjskim (Last, Vance 2002; Schwalb, Dean 2002; Eyles i in. 2003). Tam również zwraca się uwagę na duże różnice czasowe w ostatecznym wytopieniu się brył martwego lodu lodowcowego i ocenia się, iż sięgają one od kilkuset do nawet 7–9 tys. lat (Florin, Wright 1969; Porter, Carson 1971; Driscoll 1980). Na szczególną uwagę zasługują wytopiskowe jeziora Williams i Shingobee w Minnesocie, które powstały na początku holocenu, w wyniku spływu dużego jeziora, podpartego barierą lodową (Schwalb, Dean 2002). W wielu miejscach Arktyki Kanadyjskiej, m.in. w południowej części wyspy Banksa postuluje się przetrwałość brył lodu lodowcowego, pochodzącego ze schyłku ostatniego zlodowacenia (Wisconsin) do chwili obecnej (Worsley 1999). Oczywiście elementem decydującym o tak długim okresie konserwacji jest tam obecność wieloletniej zmarzliny.

Położenie w/w obszarów w różnych strefach morfoklimatycznych, w sposób zasadniczy determinowało czas i przebieg procesów wytopiskowych w miścach jeziornych. Autor, mając na celu zapewnienie porównywalności uzyskanych wyników, odnosi się w niniejszej rozprawie przede wszystkim do prac, które były prowadzone na młodoglacjalnym obszarze Niżu Środkowoeuropejskiego. Coraz większa liczba stanowisk na tym obszarze z różnowiekowymi osadami początkującymi sedymentację jeziorną wskazuje na dużą rozpiętość czasową procesów wytapiania się brył martwego lodu w obniżeniach, trwającą od najstarszego dryasu po schyłek okresu preborealnego (m.in. Nitz 1984; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988; Nowaczyk 1994a; Błaszkiwicz 1998; Timmermann 1999; Kaiser 2001; Niewiarowski 2003). Wśród przyczyn tego zróżnicowania najczęściej wymienia się zmienną miąższość warstwy mineralnej przykrywającej martwy lód (Galon 1953; Niewiarowski 1989; Nowaczyk 1994; Bose 1995). Niewątpliwie był to bardzo ważny czynnik konieczny do dłuższego zachowania się brył martwego lodu i jednocześnie wpływający na przebieg jego wytapiania. Należy jeszcze wziąć tutaj dodatkowo pod uwagę termoizolacyjną rolę narastającego płaszcz torfowego wieku allerödskiego, jak i preborealnego. W przypadku wieloletniej zmarzliny podaje się, iż opóźnienia w jej degradacji, wynikające z zalegania pokrywy torfowej, mogą dochodzić do kilkuset lat, a gdy zmarzlina jest gruba nawet kilku tysięcy lat (Dyke, Brooks 2000). Obok miąższości pokrywy mineralnej istotne znaczenie w przebiegu procesów wytopiskowych miała z pewnością także wielkość i morfologia brył martwego lodu (ryc. 28). Jak już wcześniej podkreślono, przedallerödskie osady jeziorne opisane w niniejszej pracy, jak i prezentowane w literaturze, występują najczęściej w zboczowych, marginalnych częściach obniżeń. Może to wskazywać na szybsze rozpoczęcie wytapiania się brył martwego lodu w miejscach, gdzie jego miąższość była najmniejsza.

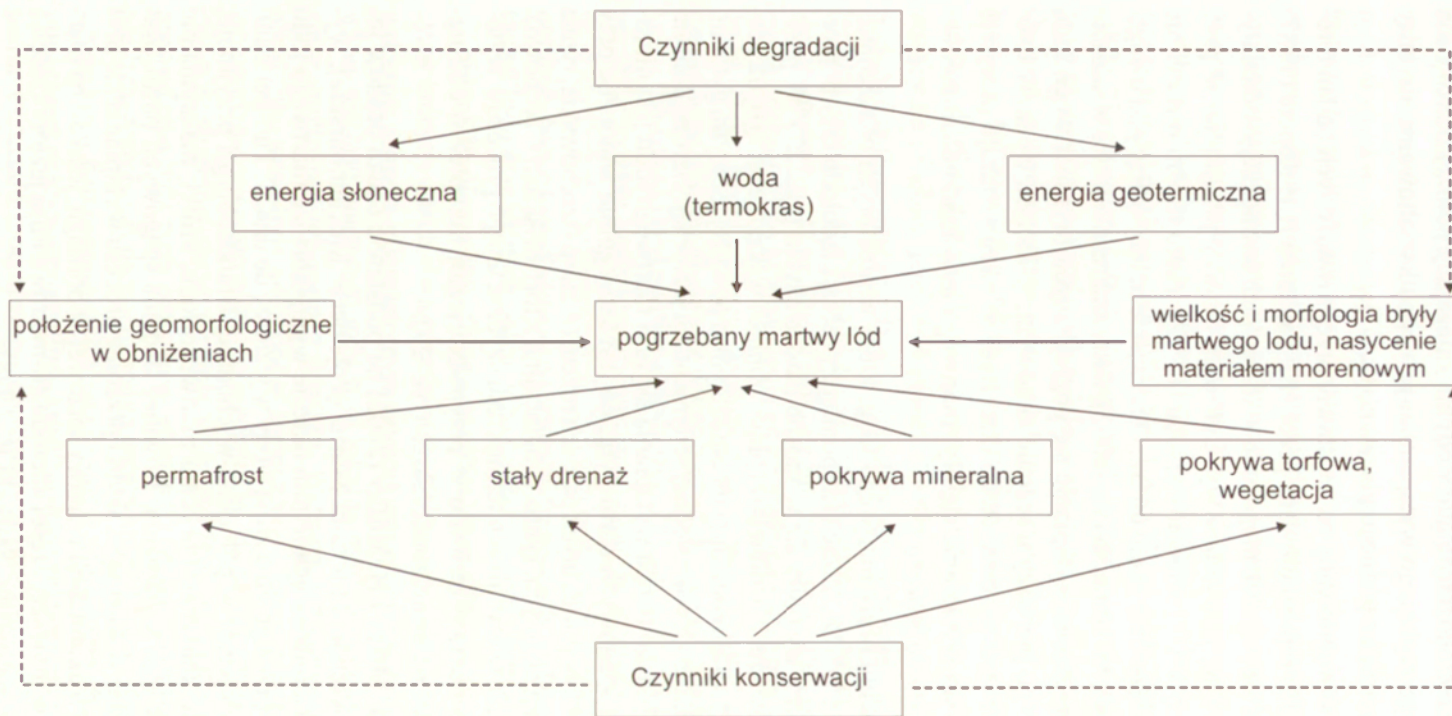
Jednak analiza geomorfologiczna obniżeń analizowanych w niniejszej pracy, w których dnach stwierdzano nisko zalegające preborealne torfy bazalne, wskazuje iż szczególnie istotnym czynnikiem sprzyjającym dłuższemu zachowaniu się brył martwego lodu była lokalna morfologia obniżeń i powiązana z nią możliwość ich stałego drenażu. Warunek ten spełniały szczególnie te obniżenia, które były położone w sąsiedztwie cieków wodnych, podlegających wcinaniu się w czasie późnego glacjału. W takich przypadkach woda pochodząca ze stopniowego wytapiania się martwego lodu oraz woda opadowa odprowadzana była poza obniżenie, które praktycznie przez cały późny glacjał nie było jeziornym basenem sedymentacyjnym. Można przyjąć, iż pewnym czynnikiem hamującym tempo procesów wytopiskowych był także wzrost miąższości pokrywy mineralnej, który następował poprzez sukcesywne wytapianie materiału morenowego zawartego w pogrzebanej bryle lodu. Z kolei

tam gdzie warunki morfologiczne sprzyjały długiemu utrzymywaniu się wód stojących, termiczne oddziaływanie wody na zalegający poniżej martwy lód prowadziło do jego szybkiego wytapiania i pełnego ukształtowania się misy jeziornej już na początku późnego glacjału (ryc. 27).

Wniosek ten, sformułowany na podstawie przeprowadzonych badań terenowych, potwierdza zaprezentowany przez H.J. Pachura i H.P. Ropera (1987) model wytapiania się pogrzebanego lodu w warunkach termicznego oddziaływania znajdującej się powyżej wody. Cytowani autorzy przyjmują, iż przy temperaturze wody 4°C i temperaturze lodu -15°C w ciągu stu dni wytapia się warstwa lodu o miąższości około 60 cm. Oczywiście należy wziąć pod uwagę, o czym wspominają M. Homann i in. (2002), fakt zamarzania jezior w sezonie zimowym. Przyspieszone wytapianie się pogrzebanych brył martwego lodu nastąpiło dopiero po pierwszym sezonie zimowym, w którym woda, w tworzącym się jeziorze nie przemarzała do dna. Było to swego rodzaju przejście progowe, po którym wytapianie się brył martwego lodu miało charakter samowzmacniającego się procesu.

Od tego momentu bryły martwego lodu, które w niektórych obniżeniach przetrwały około 6 tys. lat, licząc czas pomiędzy recesją lądolodu fazy pomorskiej a preboreałem, wytopiły się w sposób bardzo szybki (ryc. 27). W przypadku zaprezentowanych w niniejszej pracy obniżen wskazuje na to ostra granica pomiędzy torfem allreödzkim i preborealnym, a powyżej leżącymi gytiami, będącymi już efektem głębokowodnej sedymentacji jeziornej. Bardzo dobrym wskaźnikiem szybkiego tempa wytapiania się brył martwego lodu jest niezaburzony przebieg spągowych partii gytii, co jest szczególnie widoczne przy występowaniu laminacji w dolnych partiach rdzeni (Jezioro Czechowskie, rynna subglacialna k. Więckowych, rynna subglacialna z torfowiskiem Czechowo). Warto zaznaczyć, iż w warunkach termokrasu szybkie tempo procesów wytopiskowych miało miejsce zarówno w przypadku jezior kompleksu bölling-alleröd, jak i jezior wczesnoholocentrycznych (ryc. 27).

M. Homann, J. Merkt i H. Muller (2002) na podstawie badań osadów jeziora Kreutz, na wschód od jeziora Müritz (Pojezierze Meklemburskie), wypowiadają się o kilkudziesięcioletnim okresie wytapiania się martwego lodu w warunkach nie przemarzania zimą wody w jeziorze do dna. T. Timmermann (1999) dla małych jezior w północno-wschodniej Brandenburgii przyjmuje, po długim okresie konserwacji bryłami martwego lodu, krótki, maksymalnie kilkusetletni czas jego wytapiania. Również badania spągowych partii osadów jeziora Gościąg wskazują na szybki przebieg procesu wytapiania się brył martwego lodu. Po akumulacji warstwy torfowej w böllingu, jeszcze na martwym lodzie, już w młodszej części allerödu 40-metrowa misa jeziora Gościąg była w pełni odpreparowana (Starkel i in. 1998).



Ryc. 28. Zestawienie ważniejszych czynników wpływających na przebieg zaniku pogrzebanych brył martwego lodu

Breakdown of the most important factors influencing the course of waning of the buried dead ice

Rola wody jest podkreślana również w procesach termokrasowych związanych z degradacją wieloletniej zmarzliny, szczególnie zawierającej znaczne ilości różnego rodzaju lodu gruntowego (m.in. Czudek, Demek 1970; Washburn 1979; Weise 1983; Pietrucień, Skowron 1987; Mann i in. 2002). Przykładem bardzo dużej analogii do zaprezentowanego mechanizmu wytopiania się brył martwego lodu jest proces powstawania ałasów, opisywany m.in. z obszaru Jakucji (Czudek, Demek 1970; Jahn 1970), czy też jezior tego typu (ang. thaw lakes) w Arktyce Kanadyjskiej (Murton 1996, 2001; Dallimore i in. 2000). Na rycinie 28 zestawiono ważniejsze czynniki wpływające na przebieg degradacji pogrzebanych brył martwego lodu.

Na koniec pozostaje jeszcze problem regionalnego zróżnicowania czasu wytopiania się martwego lodu i powstawania jezior. Rozpatrując cały młodoglacjalny obszar Polski należałoby się spodziewać pewnych uwarunkowań związanych ze wzrostem kontynentalizmu klimatu z zachodu na wschód oraz z gradientem północ-południe związanym z etapowością zaniku lądolodu. Jednakże niedostateczna ilość zbadanych stanowisk oraz zwykle ich przypadkowy dobór nie pozwalają na jednoznaczne ustalenie prawidłowości w tym zakresie, bądź też zaprzeczeniu ich występowania. Autor nie zna opisanych w literaturze stanowisk, z obszaru Wielkopolski i Brandenburgii, dokumentujących możliwość przetrwania brył martwego lodu do okresu preborealnego. Taką możliwość ostrożnie zasugerowano jedynie w przypadku obniżenia Biesenthal, na północ od Berlina (Nitz i in. 1995). Najstarsze osady jeziorne akumulowane w najniższych partiach tego obniżenia pochodzą ze schyłku allerödu i początku młodszego dryasu. Podobnie na obszarze Pojezierza Brodnickiego wszystkie zbadane stanowiska dokumentowały fakt ostatecznego wytopienia się brył martwego lodu już w allerödzie (Niewiarowski 1989). Tymczasem ostatnio opisane zostało stanowisko w dolinie Welu (Jaworski 2003) wskazujące na przetrwanie tam martwego lodu do okresu preborealnego. Niewątpliwie najwięcej doniesień o tak rozciągniętym w czasie procesie wytopiania się martwego lodu pochodzi z obszaru Pojezierza Pomorskiego i Mazurskiego (m.in. Stasiak 1971; Gołębiowski 1976; Florek 1991; Nowaczyk 1994a; Błaskiewicz 1998) oraz Meklemburgii i Przedniego Pomorza (Kaiser 2001; Hermann i in. 2002; Lorenz, Schult 2004).

Oczywiście trudno oczekiwać istnienia regionalnego zróżnicowania czasu wytopiania się martwego lodu na analizowanym przez autora obszarze, nawet porównując obiekty znajdujące się na zapleczu i przedpolu fazy pomorskiej. Jak już wcześniej podkreślono decydujące były tutaj czynniki lokalne, takie jak: morfologia obniżen, rodzaj i wielkość pokrywy mineralnej, a przede wszystkim stosunek obniżen do organizującej się w późnym glacie, sieci rzecznej.

### 6.3. WIELOLETNIA ZMARZLINA A KONSERWACJA OBNIŻEŃ BRYŁAMI MARTWEGO LODU LODOWCOWEGO

Rozpatrując zagadnienia związane z konserwacją obniżeń przez pogrzebane bryły martwego lodu oraz czasem jego wytapiania nie sposób pominąć, ściśle powiązanej z nimi, problematyki rozwoju i zaniku wieloletniej zmarzliny. W trakcie badań geomorfologicznych na obszarach młodoglacjalnych wypracowano model wkraczania dziedziiny peryglacjalnej na obszary uwalniane od łądolodu (Kliwie 1968; Kozarski 1971, 1974, 1995; Liedtke 1993; Bose 1995; Vaikmae i in. 1995; Kasprzak 2003). Generalnie na przeważającym obszarze młodoglacjalnym Polski przyjmuje się obecność ciągłej wieloletniej zmarzliny, a jedynie na północ od maksymalnego zasięgu łądolodu fazy pomorskiej jej postać nieciąglą (Kozarski 1995; Starkel 2005). Jednak niezależnie od charakteru, wieloletnia zmarzlina w strefie morfogenetycznej przedpola i zaplecza fazy pomorskiej była faktem. Wskazują na to struktury, osady i formy peryglacjalne opisane głównie z Polski północno-zachodniej (Marsz 1973; Kozarski 1971, 1995; Issmer 2000; Bukowska-Jania 2003; Kasprzak 2003) oraz Meklemburgii i Przedniego Pomorza (Liedtke 1957/58, 1993; Helbig 1999a, b).

Także na badanym obszarze Pojezierza Starogardzkiego i północnej części Borów Tucholskich autor zebrał wiele dowodów wskazujących na obecność wieloletniej zmarzliny po ustąpieniu łądolodu. Jako najważniejsze z nich należy wymienić ukierunkowane wytopiska na sandrach. Zostały one udokumentowane w okolicach Starogardu Gdańskiego (zaplecze fazy pomorskiej) na najniższym poziomie topograficznym sandru trzcinińskiego powiązanego z fazą kaszubsko-warمیńska ostatniego zlodowacenia (Błaszkiwicz 1998). Formy te, złożone z charakterystycznych zakolowych rozszerzeń i przewężeń, ciągną się na przestrzeni kilku kilometrów, zgodnie z kierunkiem spływu wód roztopowych (ryc. 29). Ich najgłębsze partie wypełnione są osadami jeziornymi, torfem i gytiami o miąższościach dochodzących do 6 m. Ukierunkowane wytopiska konserwowane były lodami typu naledzi i są ważnym, morfologicznym elementem wskaźnikowym dla występowania wieloletniej zmarzliny (Kozarski 1975, 1977, 1995). Formy te są także powszechne na Pomorzu Zachodnim i Środkowym. Zostały m.in. stwierdzone na sandrze moryńskim i sandrze na południe od Barlinka (Kozarski 1975), sandrze na północ od Szczecinka, w pobliżu Kołtek (Rachlewicz 1991) i ostatnio na sandrze w rejonie Bornego Sulinowa (Bukowska-Jania 2003).

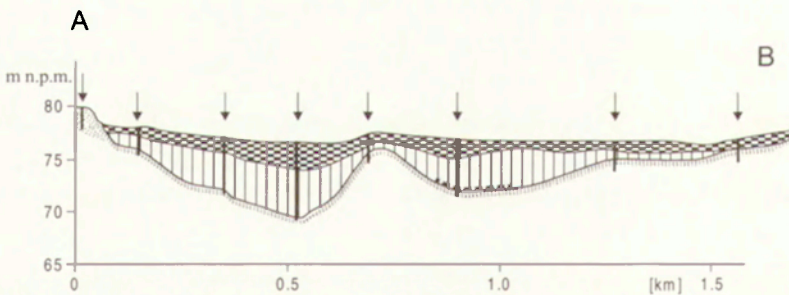
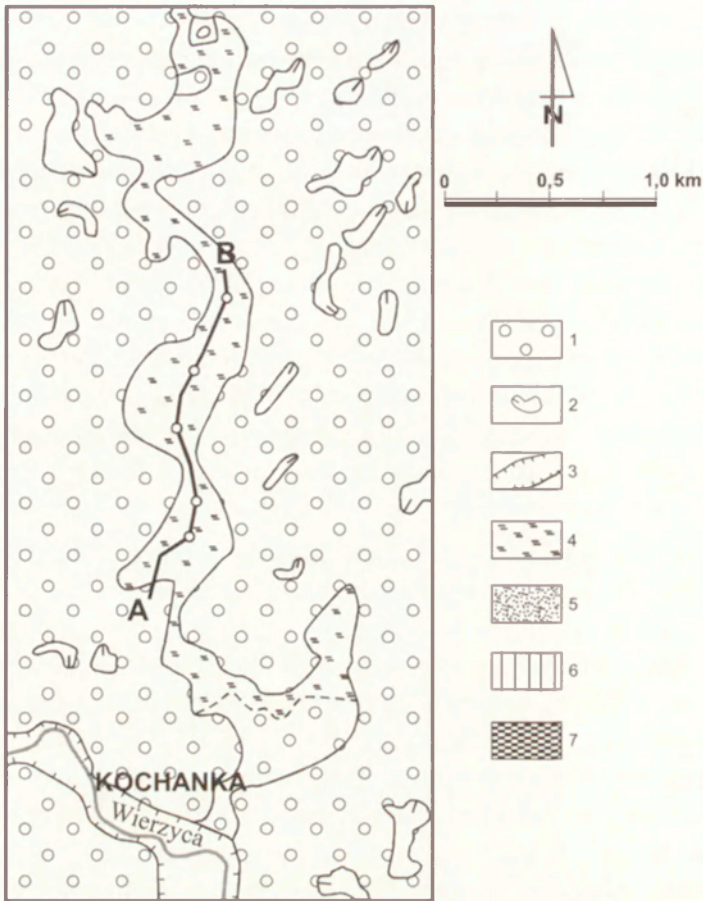
Podobną wymowę paleogeograficzną mają także deformacje postsedymen-tacyjne opisane w osadach wypełniających roztokowe paleokoryto wykształcone w obrębie niskiego poziomu sandrowego, w ujściowym odcinku doliny Wierzycy (Błaszkiwicz 1998). Z kolei w obrębie powierzchniowej partii osa-



dów proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego k. Starej Kiszewy, powiązanego z maksymalnym zasięgiem fazy pomorskiej, stwierdzono warstwę peryglacjalną kontaktu krioiluwalnego (Błaszkiwicz 1999). Sięga ona do znacznych głębokości, niekiedy przekraczających 1 m, i jest wzbogacona w związki żelaza oraz frakcje szkieletowe i ilasto-mułkowe (Angiel 2003). Tego typu struktury są traktowane jako relikt dolnej granicy warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny (Kowalkowski 1988; Kozarski 1995). Obecność wieloletniej zmarzliny umożliwiała także paludyfikację względnie suchych obszarów sandrowych. Stąd też często spotyka się na sandrowym obszarze Borów Tucholskich wysoko położone, połogie i płytkie, obecnie suche zagłębienia bezodpływowe. W ich obrębie występują, niewielkiej miąższości, osady jeziorne, których wyższe położenie względem wód gruntowych wskazuje, iż musiały być akumulowane w warunkach wieloletniej zmarzliny (Błaszkiwicz – ark. Osiek w opracowaniu).

Oprócz w/w wskaźnikowych zjawisk peryglacjalnych dokumentujących wieloletnią zmarzlinę istotnym argumentem, w sposób pośredni informującym o jej obecności, jest także, wykazany w niniejszej pracy, fakt długotrwałej konserwacji obniżeń bryłami martwego lodu lodowcowego. Związki pomiędzy okresem konserwacji obniżeń a obecnością wieloletniej zmarzliny są często podkreślane w literaturze (m.in. Nitz 1984; Bose 1995; Kozarski 1995). Dłuższe zachowanie się brył martwego lodu bez obecności wieloletniej zmarzliny jest trudne do przyjęcia (Marks 1996), aczkolwiek obserwacje stref marginalnych Islandii dowodzą, że możliwe. Na przedpolu m.in. Skeidararjökull i Tungnaarjökull, gdzie nie występuje wieloletnia zmarzlina, a średnia roczna temperatura wynosi około 4°C, udokumentowano martwy lód lodowcowy, który przetrwał w wałach lodowo-morenowych, formach kemowych oraz poziomach sandrowych od schyłku małej epoki lodowej (Wiśniewski i in. 1997; Worsley 1997; Molewski, Olszewski 2000; Andrzejewski 2002). Oczywiście obserwuje się tam stopniowe wytapianie pogrzebanego lodu, a o natężeniu tego procesu decydują przede wszystkim lokalne warunki morfologiczne wpływające na przebieg ruchów masowych oraz wielkość pokrywy mineralnej i stopień rozwoju wegetacji (Kruger, Kjaer 2000; Kjaer, Kruger 2001).

W literaturze od dawna toczy się ciągle otwarta dyskusja na temat określenia czasu ostatecznej degradacji wieloletniej zmarzliny na Niżu Środkowoeuropejskim. Wśród autorów przeważa pogląd, iż całkowite ustąpienie wieloletniej zmarzliny nastąpiło w kompleksie bolling–alleröd (Bose 1995; Kozarski 1995; Marks 1996), jednak część autorów wskazuje alternatywnie na okres preborealny (Gołębiewski 1981; Florek 1991; Florek i in. 1999). Wydaje się, iż przytoczone w niniejszej pracy argumenty wskazujące na przetrwalność brył



Ryc. 29. Ukierunkowane wytopiska na sandrze. Kochanka k. Starogadu Gdańskiego. 1 – obszary sandrowe; 2 – zagłębienia wytopiskowe; 3 – dolina Wierzyca; 4 – równiny torfowe; 5 – piaski; 6 – gyttyja; 7 – torfy. Przekrój sporządzono na podstawie wierzeń z dokumentacji torfowej wykonanej przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Gdańsku (Olszewski 1984)

Directed melt-out basins on the sander „Kochanka” near Starogad Gdański. 1 – sander areas; 2 – kettles; 3 – valley of the River Wierzyca; 4 – peatbog plains; 5 – sand; 6 – gyttja; 7 – peatbog. The cross-section was based on the drillings from the peatbog documentation carried out by Przedsiębiorstwo Geologiczne in Gdańsk (Olszewski 1984)

martwego lodu do okresu preborealnego uzasadniają także tezę o zachowaniu się do tego okresu reliktovej wieloletniej zmarzliny.

W warunkach wieloletniej zmarzliny pełne zakonserwowanie brył martwego lodu lodowcowego następuje w momencie osiągnięcia przez pokrywę mineralną miąższości większej, niż głębokość warstwy czynnej (Boulton 1967; Grześ 1986, 1987; Benn, Evans 1998; Araźny, Grześ 2000) Pogrzebany martwy lód lodowcowy stał się w ten sposób elementem wieloletniej zmarzliny i jego dalsze losy związane były z jej ewolucją. Jednak z drugiej strony pogrzebane bryły martwego lodu w zasadniczy sposób wpływały także na późniejszy przebieg degradacji wieloletniej zmarzliny, tak jak się to obserwuje choćby w przypadku degradacji wieloletniej zmarzliny zawierającej dużą ilość lodu gruntowego w północno-zachodniej Kanadzie (Dyke, Brooks 2000; Murton 1996, 2001), czy też form pingo w centralnej Azji (Babiński 1982). Autor już wcześniej stwierdził, iż w momencie pojawienia się, ponad pogrzebanymi bryłami martwego lodu, zbiorników wodnych nie zamarzających zimą do dna, następowało ich szybkie wytapianie. W konsekwencji, w miejscu występowania brył martwego lodu, powstawały rozprzestrzeniające się taliki, w sposób znaczący przyspieszając degradację wieloletniej zmarzliny.

Jednak pogrzebany lód miał szansę dłuższego zachowania się tam, gdzie ukształowanie terenu sprzyjało drenowaniu. Na zapoczątkowanie zmian fazowych lód-woda wymagane są bardzo duże ilości energii, stąd też martwy lód był tym elementem środowiska geologicznego, który wybitnie opóźniał zmianę reżimu termicznego w najbliższym sąsiedztwie. Można sobie wyobrazić, iż w takich sytuacjach duże bryły lodu, będące potężnymi „rezerwuarami” chłodu wpływały na utrzymywanie się ujemnej temperatury, bądź bliskiej 0°C w jej mineralnym otoczeniu, sprzyjając w ten sposób reliktowemu zachowaniu się wieloletniej zmarzliny przez cały kompleks bölling–alleröd. Zresztą już sama obecność brył martwego lodu w tym czasie może być traktowana jako relik wieloletniej zmarzliny. Oziębienie młodszego dryasu sprzyjało dalszemu zachowaniu się brył martwego lodu. Dominacja utworów mineralnych w osadach dennych, istniejących już w tym czasie jezior, wskazuje na intensywne procesy stokowe rozwijające się w warunkach bardzo skąpej roślinności, typu tundry parkowej (Madeyska 1998). Jest bardzo prawdopodobne, iż w młodszym dryasie nastąpił powrót nieciąglej wieloletniej zmarzliny, a w miejscach jej relikowego przetrwania, nawet częściowa agradacja. Wniosek ten wspierają modelowe symulacje klimatyczne, sugerujące konieczność uwzględnienia nieciąglej wieloletniej zmarzliny w tym okresie, na obszarze Niżu Środkowoeuropejskiego (Renssen i in. 2000). Oczywiście wraz z gwałtownym ociepleniem na początku holocenu, przetrwałe do tego czasu bryły lodu oraz

otaczająca ją zmarzlina uległy szybkiemu zanikowi, a w ich miejscu pod koniec okresu preborealnego pojawiły się jeziora najmłodszej generacji.

W kontekście wyżej zaprezentowanych wniosków bardzo interesująco przedstawiają się wyniki pomiarów temperatury w głębokich rdzeniach na Suwalszczyźnie (m.in. otwór Udryń IG-8, zlokalizowany na zapleczu fazy pomorskiej), gdzie do głębokości około 550 m stwierdzono termiczną inwersję głębokościową, interpretowaną jako echo wieloletniej zmarzliny (Szewczyk 2002, 2005; Safanda i in. 2004). Tak duża miąższość pierwotnej wieloletniej zmarzliny, wskazuje, iż podczas pokrycia tego obszaru przez lądolód nie nastąpiła całkowita degradacja wieloletniej zmarzliny utworzonej w czasie fazy anaglacjalnej ostatniego zlodowcenia, jak to sugeruje model V.N. Ramptona (1988). Stąd też należy przyjąć, iż degradacja wieloletniej zmarzliny pod lądolodem objęła tylko jej górną część, znajdującą się w zasięgu krążenia wód subglacjalnych (French, Harry 1990). Wieloletnia zmarzlina narastająca od powierzchni w czasie recesji lądolodu, mogła następnie połączyć się z głębiej leżącą zmarzliną reliktową. Długotrwała konserwacja niektórych obniżen przez bryły pogrzebanego lodu miałyby przy takiej interpretacji dodatkowe uzasadnienie.

Opracowania paleobotaniczne i paleozoologiczne są podstawowym źródłem wiedzy paleogeograficznej o środowisku późnego glacjału i wczesnego holocenu Polski (Starkel 1977, 1991a; Kozarski 1991; Ralska-Jasiewiczowa 1991). Świat roślin i zwierząt bardzo szybko przystosowuje się do zmian środowiska, wynikających przede wszystkim ze zmian klimatycznych. Reakcja na te zmiany większości elementów abiotycznych środowiska przyrodniczego charakteryzuje się, w mniejszym, bądź większym stopniu, opóźnieniem. Środowisko biotyczne pod koniec allerołu, oczywiście wyłączając młodszy dryas, było już prawie „holoceńskie”. Na obszarze Borów Tucholskich dominowały wówczas sosnowo-brzozowe zbiorowiska leśne z domieszką osiki (Miotk-Szpiganowicz 1992). Tymczasem reakcja „zlodowacenia podziemnego” (Jahn 1970) na zmiany klimatyczne późnego glacjału była zdecydowanie powolniejsza i w dużym stopniu uzależniona od czynników lokalnych, a także rozkładu strumienia ciepłego wnętrza Ziemi.

## 7. ETAPY ROZWOJOWE W PÓŻNOGLACJALNEJ I WCZESNOHOŁOCEŃSKIEJ EWOLUCJI OBNIŻEŃ JEZIORNÝCH – PODSUMOWANIE

Badania przeprowadzone w obrębie obniżeń jeziornych, położonych na Pomorzu Wschodnim, ujawniły bardzo duże zróżnicowanie w ich późnoglacialnym i wczesnoholocenijskim rozwoju geomorfologicznym. Przyczyniła się do tego różnorodność procesów geomorfologicznych, a także ich asynchroniczność w poszczególnych obniżeniach. W sposób szczególny dotyczyła ona przebiegu procesów wytopiskowych i włączania się kolejnych obniżeń jeziornych w systemy fluwialne (tab. 2).

W niniejszej rozprawie autor bliżej nie zajmował się pierwszą fazą w ewolucji obniżeń – aktem ich założenia. Większość z badanych obniżeń jest rynami subglacialnymi, które powstały w wyniku erozyjnej działalności wód subglacialnych, a w niektórych przypadkach także przy pewnym współdziałaniu egzaracji lodowcowej. Tak utworzone obniżenia, jeszcze przed dalszą transformacją, B. Nitz (1984) nazywa *protogenen Becken*. Wszystkie badane obniżenia, niezależnie od genezy, przechodziły następnie fazę konserwacji bryłami martwego lodu.

W niektórych obniżeniach, jeszcze przed zaistnieniem sedymentacji jeziornej miała miejsce sedymentacja glacialimniczna. Z punktu widzenia relacji czasowych pomiędzy nimi można wyróżnić typ obniżeń, w których powstające przedalleródzkie jeziora były pewnym sukcesorem istniejących tam wcześniej zbiorników glacialimnicznych oraz typ obniżeń, gdzie pomiędzy akumulacją glacialimniczną a limniczną był wyraźny hiatus czasowy, trwający do kilku tysięcy lat. Bardzo interesujący przykład relacji osadów glacialimnicznych do limnicznych został zarejestrowany na obszarze zastoiska gniewskiego. Obniżenia jeziorne zostały tam ukształtowane w obrębie powierzchni zastoiskowej, w wyniku wytapiania się zagrzebanych w osadach glacialimnicznych, brył martwego lodu. Różnica czasowa pomiędzy końcem sedymentacji glacialimnicznej, a początkiem sedymentacji limnicznej wynosi tutaj co najmniej cztery tysiące lat.

Niewątpliwie główną przyczyną stwierdzonej różnowiekowości jezior był złożony proces wytapiania się brył martwego lodu. Proces ten przebiegał z różnym natężeniem już od momentu zaniku lądolodu i trwał w niektórych obniżeniach aż do schyłku okresu preborealnego. W części obniżeń miał on fazo-

Tabela 2. Procesy geomorfologiczne w obniżeniach jeziornych i rzecznych na wschodnim Pomorzu w odniesieniu do wyróżnionych przez B. Nitza (1984) faz rozwojowych w ewolucji obniżeń na obszarach młodoglacjalnych

Chronologia	Etapy rozwojowe obniżeń (Nitz 1984)	Procesy geomorfologiczne w obniżeniach jeziornych i rzecznych na wschodnim Pomorzu
Preboreal	Faza zanikania jezior, przechodząca w młodszym holocenie w fazę koluwalną. Przetrawość brył martwego lodu do wczesnego preboreału ?	Ostateczne wytopienie, tkwiących w dnach niektórych obniżeń, brył martwego lodu. Tamże po fazie torfowiskowej rozwój jezior najmłodszej generacji. W jeziorach już istniejących niższy poziom wody – akumulacja gytii organiczno – węglanowych. Ostatnie większe zmiany w przebiegu dolin rzecznych, związane z pojawieniem się niższych dróg odpływu po ostatecznym wytopieniu się brył martwego lodu. W odcinkach przelomowych dolin rzecznych na początku tego okresu występuje faza erozji wglębnej, po której zaczyna dominować boczne przesuwanie koryt. Intensywne wypełnianie mis jeziornych, szczególnie tych znajdujących się na linii przepływu rzecznej. Wprowadzane do jezior delty stają się bazą rozwoju koryt meandrujących
Młodszy dryas	Faza głębokiego topnienia brył martwego lodu.	Rozwój procesów erozyjno – denudacyjnych w strefach zboczowych obniżeń. Akumulacja w dnach jezior gytii mineralnych oraz mułków i ilów jeziornych. Aktywność fluwialna w dnach dolin rzecznych – zmiana dominującego typu erozji rzecznej z wglębnej na boczną.
Alleröd (Starszy Dryas) Bölling	Etapowe wytapianie się brył martwego lodu, szczególnie w allreödzie. Intensywna sedimentacja limniczna.	Intensyfikacja procesów wytapiania się brył martwego lodu. W większości obniżeń, z reguły po krótkiej fazie torfowiskowej, termoabrazja gromadzącej się wody prowadzi do bardzo szybkiego i całkowitego odpreparowania mis jeziornych – głębokowodna akumulacja gytii węglanowo – organiczno – mineralnych. Niektóre obniżenia, z możliwością odprowadzania wody, nadal konserwowane są martwym lodem. W erozyjnych fragmentach dolin rzecznych występuje intensywna erozja wglębna wywołana m.in. obniżaniem się lokalnych, jeziornych baz erozyjnych w odcinkach odziedziczonych – powstawanie meandrów ześlizgowych i erozyjnych teras nadzalewowych.
Najstarszy Dryas	Faza konserwacji bryłami martwego lodu w warunkach wieloletniej zmarzliny. Tworzenie się lokalnych zbiorników wodnych (peryglacjalnych).	Konserwacja obniżeń bryłami martwego lodu. Powstawanie pierwszych, lokalnych zbiorników jeziornych głównie w strefach przykrawędziowych obniżeń; sedimentacja mineralno – biogeniczna, która w niektórych obniżeniach jest kontynuacją fazy kemowej. Początek tworzenia się większych rozcięć w poligenetycznych odcinkach dolin – przelomów przelewowych związanych z łączeniem się (spływaniem) tych zbiorników.

Pleniglacjał	Faza zaniku lądolodu. Częściowe odpreparowanie obniżeń. Przykrycie martwego lodu w dnach obniżeń utworami glacyjfluwio - limnicznymi	Degradacja brył martwego lodu w otoczeniu obniżeń oraz częściowo w ich obrębie – powstawanie form kemowych w obniżeniach – akumulacja mineralna (głównie rytmy glacjolimniczne). Kontynuacja tworzenia się pokrywy mineralnej ponad martwym lodem. Koncentracja odpływu wód w pojawiających się obniżeniach – powstawanie pomiędzy nimi pierwszych połączeń.
		Sedymentacja glacyjlimniczna i glacyjfluwialna w strefie marginalnej lądolodu. Rozwój krótkotrwałych zastoisk i wysoko położonych form kemowych – zanik stagnującego lądolodu. Tworzenie się pokrywy mineralnej ponad pogrzebanym lodem (materiał z transportu i materiał in situ, z wytapiania fragmentów mineralnych zawartych w lodzie)

wy charakter i odbywał się w różnym czasie na kolejnych poziomach morfologicznych, co wiązało się z rozwojem lokalnej sieci rzecznej i stało się przyczyną występowania luk w sedymentacji jeziornej.

Z punktu widzenia czasu zaistnienia sedymentacji jeziornej oraz jej późnoglacialnego przebiegu, wydzielono trzy zasadnicze grupy morfogenetyczne obniżeń jeziornych:

- 1) obniżenia jeziorne, w których początek sedymentacji jeziornej związany jest z okresem przedallerödskim,
- 2) obniżenia, gdzie jeziora zaczęły tworzyć się w kompleksie bölling–alleröd,
- 3) obniżenia jeziorne, w których absolutny początek sedymentacji nastąpił dopiero w okresie preborealnym.

Jednocześnie szczegółowe badania całych jeziornych basenów sedymentacyjnych ujawniły występowanie licznych luk w sedymentacji jeziornej. Najdłuższa, udokumentowana przerwa w sedymentacji jeziornej wynosiła około trzech tysięcy lat (od najstarszego dryasu do okresu preborealnego).

Analiza geomorfologiczna obniżeń, w których dnach stwierdzano nisko zalegające torfy preborealne, wskazuje iż szczególnie istotnym czynnikiem sprzyjającym zachowaniu się brył martwego lodu do preboreału, obok przykrycia mineralnego, był stały drenaż obniżeń. Warunek ten spełniały szczególnie te obniżenia, które były położone w sąsiedztwie cieku wodnego, podlegającego wcinaniu się w czasie późnego glacjału. Z kolei tam gdzie warunki morfologiczne sprzyjały dłuższemu utrzymywaniu się wód stojących, termiczne oddziaływanie wody na zalegający poniżej martwy lód prowadziło do jego wytapiania i pełnego ukształtowania się mis jeziornych już na początku póź-

nego glacjału. Proces wytapiania pogrzebanych brył martwego lodu, niezależnie od długości konserwacji obniżen, miał w warunkach termokrasu bardzo szybki przebieg.

Wniosek o możliwości zachowania się, w szczególnych sytuacjach brył martwego lodu do początku holocenu, ma szersze znaczenie w paleogeografii późnego glacjału na obszarach młodoglacialnych. Sugeruje on, że w kompleksie bölling – alleröd nie nastąpił całkowity zanik wieloletniej zmarzliny. Mogła ona w stanie reliktowym przetrwać do młodszego dryasu, kiedy to nastąpiła nawet częściowa jej agradacja. Całkowity zanik wieloletniej zmarzliny należy wiązać dopiero z okresem preborealnym.



## LITERATURA

- Alexandrowicz S.W., 1987, *Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych*, Geologia, 12, 1–2, AGH, Kraków.
- 1999, *Bithynia tentaculata* (Linnaeus, 1758) as an indicator of age and deposition environment of Quaternary sediments, *Folia Malacologica*, 7 (2), s. 79–88.
- Almquist-Jacobson H., 1995, *Lake-level fluctuations at Ljustjarnen, central Sweden and their implications for the Holocene climate of Scandinavia*, *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118, s. 269–290.
- Andrzejewski L., 1984, *Dolina Zgłowiączki – jej geneza oraz rozwój w późnym glacie i holocenie*, *Dokum. Geogr.*, 3, 84 ss.
- 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, *Rozprawy UMK*, Toruń, 112 ss.
- 2002, *The impact of surges on the ice-marginal landsystem of Tungnaarjokull, Iceland*, *Sedimentary Geology*, 149, s. 59–72.
- Angiel 2003, *Cechy teksturalne osadów sandrowych lodowców Flaajökull i Falljökull (SE Islandia) oraz sandru Wdy i ich znaczenie w rekonstrukcji środowisk sedymentacji*, Maszynopis pracy magisterskiej, Biblioteka Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, 73 ss.
- Arażny A., Grześ M., 2000, *Thermal conditions and seasonal thawing of the ice-cored moraines of the Aavatsmark glacier*, *Polish Polar Studies*, XXVII Polar Symposium, Toruń, s. 135–152.
- Ashley G.M., 1975, *Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut*, [w:] A.V. Jopling, B.C. Mc Donald (red.), *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 23, s. 304–320.
- 1988, *Classification of glaciolacustrine sediments*, [w:] R.P. Goldthwait, C.L. Matsch (red.), *Genetic classification of glacial deposits*, Balkema, Rotterdam, s. 243–260.
- 1995, *Glaciolacustrine environments*, [w:] J. Menzies (red.), *Modern glacial environments. Processes, dynamics and sediments*, 1, Butterworth-Heinemann Ltd 1995, s. 417–444.
- Augustowski B., 1974, *Rzeźba terenu*, [w:] J. Moniak (red.), *Studium przyrodnicze i ekonomiczne województwa gdańskiego*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk, s. 37–90.
- 1982, *Charakterystyka geomorfologiczna*, [w:] B. Augustowski (red.), *Dolina dolnej Wisły*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Wrocław, s. 61–79.
- Augustowski B., Sylwestrzak J., 1973, *Z morfogenezy centralnej części Pojezierza Kaszubskiego*, *Przegl. Geogr.*, 45, 1, s. 51–64.

- Babiński Z., 1982, *Pingo degradation in the Bayan-Nuurin-Khotnor Basin, Khangai Mountains, Mongolia*, Boreas, 11, s. 291–98.
- Bajkiewicz-Grabowska E., 2002, *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych*, Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, 274 ss.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1998, *Hydrologiczna terminologia jeziorna*, Zeszyty Terminologiczne, seria: Nauki o Ziemi, 2, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, 30 ss.
- Bałaga K., Goslar T., Kuc T., 1998, *A comparative study on the Late-Glacial/early Holocene climatic changes recorded in laminated sediments of Lake Perespilno – introductory data*, [w:] M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.), *Lake Gościąg, Central Poland*, A Monographic Study, Part I, W. Szafer Institute of Botany, Kraków, s. 175–185.
- Banerjee J., 1973, *Part A. Sedimentology of Pleistocene glacial varves in Ontario, Canada*, Geol. Surv. Can. Bull., 3226, 44 ss.
- Bartkowski T., 1953, *The role of buried „dead” ice in the formation of the postglacial landscape of central Great Poland*, Bull. Soc. Amis. Sci. Pozn., B, 12.
- 1968, *Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 21, s. 7–77.
- 1972, *Strefa marginalna stadiu pomorskiego w aspekcie deglacjacji strefowej na wybranych przykładach z pojezierzy: Drawskiego i Miastkowskiego na Pomorzu*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 25, Ser. A, Geografia Fizyczna, s. 7–60.
- Basalykas A., 1968, *Różnorodność morfogenetyczna dolin krajobrazu polodowcowego na przykładzie terenów Litewskiej SSR*, Przegl. Geogr., 40, 4.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993, *Późnoglacialne i holoceneskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, [w:] A. Kotarba (red.), *Z badań fizyczno-geograficznych w Tatrach*, Dokum. Geogr., 4–5, s. 9–30.
- Bauriegel A., Hannemann J., Kühn D., 1998, *Typische Böden und Substrate sowie ihre Vergesellschaftung im Raum südlich von Berlin*, [w:] J.H. Schroeder, G. Schirrmeister, A. Brunsmann (red.), *Terra Nostra 98/4: Exkursionsführer zur Gemeinsamen Jahrestagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Gesellschaft für Geowissenschaften und Paläontologischen Gesellschaft, Berlin, s. 49–60.
- Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1999, *Geografia gleb*, Wyd. Nauk., PWN, Warszawa.
- Bengtsson L., Enell M., 1986, *Chemical analysis*, [w:] B.E. Berglund (red.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*, Wiley, s. 423–451.
- Benn D.I., Evans D.J.A., 1998, *Glaciers and glaciation*, Arnold, London.
- Berendt G., 1865, *Marine Diluvialfauna in Westpreussen*, Schr. K. Phys.-Ökon. Ges. Königsb.
- 1888, *Die südliche baltische Endmoräne in der Gegend von Joachimsthal*, Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., 9, s. 301–310.

- Berglund B., Bogaczewicz-Adamczak B., Miotk-Szpiganowicz G., 1993, *Vegetation history, human impact and development of the lakes in the Bory Tucholskie, Pomerania*, Quaestiones Geographicae, 15/16, s. 11–22.
- Berthling I., Błaszkiwicz M., Sollid J.L., 1999, *Osady glacialimiczne w dolinie Lagen (Norwegia)*, Przegł. Geogr., 71, 1–2, s. 127–141.
- Bludau W., Feldmann L., 1994, *Geologische, geomorphologische und pollen-analytische Untersuchungen zum Toteisproblem im Bereich der Osterseen südlich von Seeshaupt (Starnberger See)*, Eiszeitalter und Gegenwart, 44, s. 114–128.
- Błaszkiwicz M., 1988, *Formy kemowe w rynnice Rużca*, Przegł. Geogr., 60, 1–2, s. 127–141.
- 1998, *Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie*, Dokum. Geogr., 10, 116 ss.
  - 1999, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. Stara Kiszewa, Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
  - 2002, *Spätglaziale und frühholozäne seebeckenentwicklung im östlichen Teil von Pommern (Polen)*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 26, s. 11–14.
  - 2003a, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. Zblewo, Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
  - 2003b, *Wybrane problemy późnoglacialnej i wczesnoholocenońskiej ewolucji jezior na wschodnim Pomorzu*, Przegł. Geogr., 75, 4, s. 569–589.
- Błaszkiwicz M., Gierszewski P., 1989, *Ewolucja rzeźby ujściowego odcinka doliny Wierzycy w świetle analizy form rzeźby*, Przegł. Geogr., 61, 3, s. 319–341.
- Błaszkiwicz M., Juschus O., 1999, *Late-glacial and Early-Holocene development of the Spree River Valley at the Back of the Brandenburg Phase (Unterspreewald – Germany)*, Quaternary Studies in Poland, Special Issue, Poznań, s. 249–252.
- 2001, *Morphology and composition of the Gniew drumlins*, [w:] J.A. Piotrowski, W. Wysota (red.), *Drumlins: The unsolved problem Field*, Excursion Guide Book 6th International Drumlin Symposium, Toruń, s. 78–80.
- Błaszkiwicz M., Juschus O., Krzywińska J., 2002, *Stratygrafia i geneza osadów z fauną morską w rejonie Gniewu*, Przegł. Geogr., 74, 4, s. 529–545.
- Błaszkiwicz M., Krzywińska J., 1992, *Późnoglacialna faza jeziorna w dolinie Wierzycy*, Przegł. Geogr., 64, 3–4, s. 369–380.
- 2000, *Przedallerödзка generacja jezior w dolinie Więcisy*, V Zjazd Geomorfologów Polskich, 2000, Instytut Geografii UMK, Toruń, s. 132–137.
- Błaszkiwicz M., Woronko B., Jastrzębski E., 2004, *Rozwój procesów eolicznych w czwartorzędzie na Pojezierzu Starogardzkim zapisany w cechach teksturalnych osadów*, Prace Geogr., 200, s. 27–45.
- Bock W., Menke B., Strehl E., Ziemus H., 1985, *Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig – Holstein*, Eiszeitalter und Gegenwart, 35, s. 161–180.

- Bogaard V.D., Schmincke H.U., 1985, *Laacher See Tephra: a widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe*, Geological Society of America Bulletin 96, s. 1554–1571.
- Bogaczewicz-Adamczak B., 1990, *Paleolimnologia jezior Borów Tucholskich w świetle badań kopalnych okrzemek*, Zeszyty Naukowe UG, Rozprawy i monografie, 150.
- 1994a, *Okrzemki w osadach jeziora Mały Suszek i ich wymowa paleo-hydrologiczna*, [w:] B. Nowaczyk (red.), *Geomorfologia i osady strefy litoralnej jezior*, Instytut Badań Czwartorzędu UAM, Poznań, s. 40–45.
- 1994b, *Okrzemki kopalne jeziora Gacno Wielkie (krótka informacja)*, [w:] B. Nowaczyk (red.), *Geomorfologia i osady strefy litoralnej jezior*, Instytut Badań Czwartorzędu UAM, Poznań, s. 54.
- Bojarski J., Bokinić E., Chudziak W., Gackowski J., Kukawka S., 2001, *Sprawozdanie z ratowniczych prac wykopaliskowych przeprowadzonych w 1999 roku w strefie planowanej budowy autostrady A-1 na odcinku województwa kujawsko-pomorskiego*, [w:] Z. Bukowski (red.), *Wstępne wyniki konserwatorskich badań archeologicznych w strefie budowy autostrad w Polsce za lata 1996–1999*, Zeszyty Ośrodka Ratowniczych Badań Archeologicznych, seria B, Warszawa, s. 49–77.
- Bokelmann K., 1991, *Duvensee, Wohnplatz 9, Ein präborealzeitlicher Lagerplatz in Schleswig-Holstein*, Offa, 48, s. 75–96.
- Borowiak D., 1993, *Pochodzenie i morfografia mis jeziornych*, [w:] W. Lange (red.), *Metody badań fizycznolimnologicznych*, Uniwersytet Gdański, s. 20–42.
- Borówka K.R., 1992, *Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego vistulianu i holocenu*, Geografia, 54, UAM, Poznań, 177 ss.
- Böse M., 1995, *Problems of dead ice and ground ice in the central part of the North European Plain*, Quaternary International, 28, s. 123–125.
- Boulton G.S., 1967, *The development of a complex supraglacial moraine at the margin of Sørbreen, Ny Friesland, Vestspitsbergen glaciers*, Journal of Glaciology, 6, s. 717–736.
- 1987, *A theory of drumlin formation by subglacial deformation*, [w:] J. Menzies, J. Rose (red.), *Drumlin Symposium*, A.A. Balkema, Rotterdam, s. 161–173.
- Boulton G.S., Hindmarsh R.C.A., 1987, *Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences*, J. Geophys. Res., 92, (B9), s. 9059–9082.
- Boulton G.S., Paul M.A., 1976, *The influence of genetic processes on some geotechnical properties of glacial tills*, Q.J. Engng. Geol., 9, s. 159–194.
- Bouma A.H., 1962, *Sedimentology of some Flysch Deposits*, Amsterdam, Elsevier.
- Bramer H., 1964, *Das Haffstausee-Gebiet: Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte im Spät- und Postglazial*, Rozprawa habilitacyjna, Archiwum Instytutu Geografii, Uniwersytet w Greifswaldzie.
- Brande A., 2002, *Zur Palynologie des Grossen Stechlinsees (Brandenburg)*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 26, s. 135–138.
- Brodzikowski K., 1992, *Przestrzenne zróżnicowanie procesów sedymentacyjnych w zbiornikach glacialimnicznych*, Materiały I Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, tom U.Ł., s. 89–119.

- 1993, *Sedymentacja glacialimniczna, część I, Procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacjalna*, Acta Geogr., Lodz., 62.
- Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1991, *Glacigenic sediments*, Developments in Sedimentology, 49, Elsevier, Amsterdam, 674 ss.
- Brodzikowski K., Van Loon A.J., Zieliński, T., 1997, *Development of a lake in a subsiding basin in front of a Saalian ice sheet (Kleszczów Graben, central Poland)*, Sedimentary Geology, 113, s. 55–80.
- Brodzikowski K., Zieliński T., 1992, *Cechy transgresywnych, zastoiskowych osadów terminoglacjalnych w warunkach drobnofrakcyjnej dostawy materiału (na przykładach z obszaru rowu Kleszczowa)*, Materiały I Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, tom. U.L., s. 167–186.
- Bryczyński M., 1986, *O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Niżu Polskiego w czwartorzędzie*, Przegl. Geogr., 53, 3, s. 411–440.
- Bukowska-Jania E., 2003, *Rola systemu lodowcowego w obiegu węgla wapnia w środowisku przyrodniczym*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 2103, 247 ss.
- Cant D.J., 1978, *Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation*, Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., 5, s. 627–639.
- Cant D.J., Walker R.G., 1978, *Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada*, Sedimentology, 25, s. 625–648.
- Choiński A., 1988, *Wybrane zagadnienia z limnologii fizycznej Polski*, UAM, Poznań, 115 ss.
- 1995, *Zarys limnologii fizycznej Polski*, UAM, Poznań, 298 ss.
- Chrobok S., Nass A., Nitz B., 1986, *Litologische Charakteristik spatpleistozaner bis holozaner karbonatischer Sedimentation im Rückland der Frankfurter Eisrandlage (Biesenthaler Becken/Barmin)*, Acta Univ., N. Copernici, Geogr., 21, s. 97–102.
- Chudziak W., 2003, *Mezoregion osadniczy Warlubie-Plochocinek: Krajobraz przyrodniczy i kulturowy – wyniki badań archeologicznych*, [w:] M. Łanczont, J. Nogaj-Chachaj (red.), *FNP dla Archeologii. Podsumowanie programów*, Trakt i Archeol., Lublin, s. 73–77.
- Chudziak W., Noryśkiewicz B., 2003, *Przemiany osadnicze w mezoregionie Warlubie-Plochocinek na tle przekształceń lokalnej szaty roślinnej*, [w:] M. Łanczont, J. Nogaj-Chachaj (red.), *FNP dla Archeologii. Podsumowanie programów*, Trakt i Archeol., Lublin, s. 77–80.
- Chudzikiewicz L., Doktor M., Gradziński R., Haczewski G., Leszczyński S., Łaptaś A., Pawelczyk J., Porębski S., Rachocki A., Turnau E., 1979, *Sedymentacja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno (Pomorze Zachodnie)*, Studia Geologica Polonica, 62, s. 1–3.
- Czudek T., Demek J., 1970, *Thermokarst in Siberia and development of lowland relief*, Quaternary Res., 1, 1, s. 103–120.
- Dallimore A., Schroder-Adams C.J., Dallimore S.R., 2000, *Holocene environmental history of thermokarst lakes on Richards Island, Northwest Territories, Canada: thecamoebians as paleolimnological indicators*, Journal of Paleolimnology, 23, s. 261–283.

- Davydova N., Servant-Vildary S., 1996, *Late Pleistocene and Holocene history of the Lakes in the Kola Peninsula, Karelia and the North-Western part of the East European Plain*, Quaternary Science Reviews, 15, s. 997–1012.
- De Geer G., 1912, *A geochronology of the last 12 000 years*, 11 Geologique International Congress, Comptes Rendus, 1, Stockholm, s. 241–253.
- 1940, *Geochronologia Suecica Principes*, Kungliga Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar, 3, 18, 6, 367 ss.
- Digerfeldt G., 1986, *Studies on past lake-level fluctuations*, [w:] B.E. Berglund (red.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*, Wiley, s. 127–143 ss.
- Dreibrodt S., Bork H.R., Negendank J.F.W., 2002, *Laminierte Oberflächensedimente im Woseriner See (Mecklenburg)*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 26, s. 107–110.
- Driscoll F.G., 1980, *Wastage of the Klutlan ice-cored moraines, Yukon Territory*, Quaternary Research, 14, s. 31–49.
- Drozdowski E., 1967, *Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000, ark. Chełmno*, Dokum. Geogr., 2, s. 1–48.
- 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, Prace Geogr., IGiPZ PAN, 104.
- 1982, *The evolution of the Vistula river valley between the Chełmno Basin and the Grudziądz Basin*, Geogr., Stud., Spec. Iss., 1, s. 131–148.
- 1986, *Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia wistulian w północnej części dolnego Powiśla*, Prace Geogr., IGiPZ PAN, 146.
- 1992a, *Geomorphological effects of the ice sheet activity in lower Vistula region during the Pomeranian Phase*, Quaestiones Geographical, Special Issue 3, s. 43–52.
- 1992b, *Ławice podziemnego lodu pochodzenia lodowcowego w Syberii Zachodniej i rola geomorfologiczna ich plejstocenijskich odpowiedników na Niżu Polskim*, Przegl. Geogr., 64, 1–2, s. 121–134.
- Drozdowski E., Berglund B.E., 1976, *Development and chronology of lower Vistula valley, North Poland*, Boreas, 5, s. 95–107.
- Drwal J., 1982, *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych*, Zesz. Nauk. UG, Rozprawy i Monografie, 33, Gdańsk.
- Dyke L.D., Brooks G.R., 2000, *Introduction to the physical environment of the Mackenzie Valley*, [w:] L.D. Dyke, G.R. Brooks (red.), *Northwest territories: a baseline for the assessment of environmental change*, Geological Survey of Canada Bulletin, 547, s. 7–10.
- Ekman I.M., 1992, *Karelia*, [w:] N.N. Davydova (red.), *The history of lakes of the East European Plain (in Russian)*, Nauka, St Petersburg, s. 45–50.
- Endtmann E., 1998, *Untersuchungen zur spät- und nacheszeitlichen Vegetationsentwicklung des Leckerpfuhls (Mönchsheider Sander, NE-Brandenburg)*, Verhandlungen des Botanischen Vereins, Berlin, Brandenburg, 131, s. 137–166.
- Eusterhues K., Lechterbeck J., Schneider J., Wolf-Brozio U., 2002, *Late- and Post-Glacial evolution of Lake Steisslingen (I). Sedimentary history, palynological record and inorganic geochemical indicators*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 187, s. 341–371.

- Eyles N., Doughty M., Boyce J.I., Mullins H.T., Halfman J.D., Koseoglu K., 2003, *Acoustic architecture of glaciolacustrine sediments deformed during zonal stagnation of the Laurentide Ice Sheet; Mazinaw Lake, Ontario, Canada*, *Sedimentary Geology*, 157, 1–2, s. 133–151.
- Falkowski E., 1971, *Historia i prognoza rozwoju koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*, *Biul. Geol.* 12, s. 5–121.
- 1975, *Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene*, *Biul. Geol. UW*, 19, Warszawa, s. 45–78.
- 1984, *Sposoby poziomego rozwinięcia koryta rzecznego w morfogenetycznie zróżnicowanych odcinkach dolin rzecznych*, *Przegl. Geofiz.*, 29, 4, s. 497–501.
- Feldmann L., 1992, *Ehemalige Ammerseestände im Hoch- und Spätglazial des Würm*, *Eiszeitalter und Gegenwart*, 42, s. 52–61.
- Florek W., 1989, *Postglacialna ewolucja doliny Słupi*, *Studia i Materiały Oceanologiczne*, 56, *Geologia Morza*, 4, s. 237–249.
- 1991, *Postglacialny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, *WSP, Słupsk*, 238 ss.
- Florek W., Alexandrowicz S.W., Pazdur A., 1999, *Zmiany poziomu wody w jeziorze Jasień na tle ewolucji środowiska w późnym wistulianie i holocenie*, [w:] A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*, Wrocław, s. 199–206.
- Florin M., Wright Jr. H.E., 1969, *Diatom evidence for the persistence of stagnant glacial ice in Minnesota*, *Geological Society of America Bulletin*, 80, s. 694–704.
- French H.M., Harry D.G., 1990, *Observations on buried glacier ice and massive segregated ice, western arctic coast, Canada*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, s. 31–43.
- Gadomska A., 1936, *Die Eemfauna an der unteren Weichsel*, III Intern. Quartar-Konf. in Wien, Verh.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, *Bad. Geogr. nad Polską półn.-zach.*, 12–13.
- 1936, *Zagadnienie teras jeziornych w Prusach Wschodnich*, *Czasop. Geogr.*, 2–3.
- 1938, *Stratygrafia dyluwium wzdłuż prawego brzegu doliny Wisły od Gardei do Malborka i w okolicy Elbląga*, Poznań.
- 1953, *Morfologia doliny i sandru Brdy*, *Stud. Soc. Sc.*, C, 1, 6., Toruń.
- 1961, *Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway*, *Geograph. Studies Inst. of Geography PAS*, 29.
- 1965, *Some new problems concerning subglacial channels*, *Geogr. Polonica*, 6, s. 19–28.
- 1967, *Czwartorzęd Polski Północnej*, [w:] R.Galon, J. Dylik (red.), *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa, s. 106–166.
- 1968, *New facts and problems pertaining to the origin of the Noteć-Warta Pradolina and the valleys linked with it*, *Przegl. Geogr.*, 40, 2, s. 307–315.
- 1972, *Geomorfologia Polski*, tom II, PWN Warszawa.

- 1982, *Zagadnienie genezy i wieku rynien podlodowcowych na Niżu Polskim na przykładzie rynny strzyżyńskiej w Borach Tucholskich (w okolicy Zamrzenicy)*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geographia, 17, s. 1–9.
- Gareis J., 1978, *Die Toteisfluren des Bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis für die Art des Spätwürmzeitlichen Eisschwundes*, Würzburger Geogr. Arb., 46, 101 ss.
- Gębica P., 2004, *Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej*, Prace Geogr., 193, 229 ss.
- Gilbert G.K., 1890, *Lake Bonneville*, U.S. Geol. Survey. Monographs, 1, 438 ss.
- Gilbert R., Shaw J., 1981, *Sedimentation in proglacial Sunwapta Lake, Alberta*, Canadian Journ. of Earth Sciences, 18, s. 81–93.
- Gołębiewski R., 1976, *Osady denne jezior Raduńskich*, GTN, Gdańsk, 89 ss.
- 1981, *Kierunki i intensywność denudacji na obszarze zlewni górnej Raduni w późnym würmie i holocenie*, Rozprawy i monografie, 26, Uniwersytet Gdański, 165 ss.
- Goslar T., 1998, *Late Glacial sediments of Lake Gościąg – chronological background*, [w:] M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.), *Lake Gościąg, Central Poland, A Monographic Study, Part I*, W. Szafer Institute of Botany, Kraków, s. 119–124.
- Gripp K., 1964, *Erdgeschichte von Schleswig-Holstein*, Wachholtz-Verlag, Neumünster.
- Gripp K., Schütrumpf R., 1953, *Ein nacheiszeitliches ungewöhnliches Torflager und über das Tieftauen in Holstein*, Die Naturwissenschaften 40, s. 55.
- Grobelska H., 2002, *Strefa brzegowa zbiornika pakoskiego na Noteci Zachodniej – morfologia i osady platformy przybrzeżnej*, Przegl. Geogr., 74, 4, s. 547–567.
- 2004, *Charakterystyka i dynamika platformy przybrzeżnej zbiornika pakoskiego (1975–2003)*, [w:] A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – funkcjonowanie, rewitalizacja i ochrona*, Sosnowiec, s. 57–69.
- Gross H., 1937, *Nachweis der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiet*, Beihefte zum Botanischen Centralblatt 57, Abt. B, s. 167–218.
- Gruszka B., 1992, *Wstępna charakterystyka transgresyjnych osadów zastoiskowych formacji Kuców w rowie Kleszczowa (w świetle badań w okresie 1991–1992)*, Materiały I Szkoły Sedymologicznej, Murzynowo k. Plocka, wrzesień 1992, tom U.Ł., s.187–198.
- 2001, *Climatic versus tectonic factors in the formation of the glaciolacustrine succession (Belchatów outcrop, central Poland)*, Global and Planetary Change, 28, s. 53–71.
- Gruszka B., Zieliński T., 1996, *Gravity flow origin of glaciolacustrine sediments in a tectonically active basin (Pleistocene, central Poland)*, Ann. Soc. Geol. Polon., 66, s. 59–81.
- Grześ M., 1986, *The active layer of permafrost on the western coast of Spitsbergen*, Quaest. Geogr., 11.
- 1987, *Eksperymentalne badania pokryw morenowych na wybranych lodowcach południowo-zachodniego Spitsbergenu*, Przegl. Geogr., 59, 3, s. 351–366.



- Gustavson T.C., Ashley G.M., Boothroyd J.C., 1975, *Depositional sequences in glaciolacustrine deltas, Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publ., 23, s. 264–280.
- Hajdas I., Ivy S.D., Beer J., Bonani G., Imboden D., Lotter A., Sturm M., Suter M., 1993, *AMS radiocarbon dating and varve chronology of Lake Soppensee: 6000 to 12,000 <sup>14</sup>C years BP*, *Climate Dynamics*, 9, s. 107–116.
- Helbig H., 1999a, *Die spätglaziale und holzäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern*, *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 17, s. 1–110.
- 1999b, *Die periglaziäre Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern*, *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 143, 5+6, s. 373–386.
- Helbig H., De Klerk P., 2002, *Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns, Eiszeitalter und Gegenwart*, 51, s. 51–66.
- Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A., Paus A., Svendsen J.I., 2003, *Lake stratigraphy implies an 80 000 yr delayed melting of buried dead ice in northern Russia*, *Journal of Quaternary Science*, 18, 7, s. 663–679.
- Hercman H., 1999, *Grupa metod wykorzystujących zaburzenia równowagi w naturalnych szeregach promieniotwórczych*, [w:] A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*, Wrocław, s. 57–69.
- Hjelmroos-Ericsson M., 1981, *Holocene development of Lake Wielkie Gacno area, northwestern Poland*, Univ. of Lund, Dept. of Quat. Geol., Thesis 10, 101 ss.
- Hjelmroos M., 1982, *The holocene development of Lake Wielkie Gacno, NW Poland, A palaeoecological study*, *Acta Palaeobotanica*, 22, 1, s. 23–46.
- Homann M., Merkt J., Müller H., 2002, *Sedimentologische und pollenanalytische Untersuchungen einiger mecklenburgischer Seen – ein West – Ost – Transekt*, *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 26, s. 35–38.
- Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 1996.
- Issmer K., 2000, *Późnoplejstocenne osady lessowe na seriach glacialnych północno-zachodniej Polski oraz ich paleogeograficzne znaczenie*, *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, 27, 153 ss.
- Iversen J., 1954, *The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil*, *Denmarks Geologiske Undersogelse*, 2, 80.
- Jahn A., 1970, *Zagadnienia strefy peryglacialnej*, PWN, Warszawa, 202 ss.
- Jakuszko O.F., 1999, *Ewolucja ozier Bielaruskowo Poozierija w pozdnielednikowie i golocenie*, [w:] A. Choiński, J. Jańczak (red.), *Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, s. 89–97.
- Jańczak J., 2002, *Morphogenetic types of Polish Lowland postglacial lakes and their evolution*, *Limnological Review* 2, s. 181–189.

- Jaworski T., 2003, *Morfogeneza rynny i doliny Welu*, Maszynopis pracy doktorskiej w IG UMK, Toruń.
- Jentzsch A., 1888, *Über die neueren Fortschritte der Geologie Westpreussens*, Naturf. Ges. Danzig. Schr. N. F. vol. 7, fasc. 1.
- Johnsen S., Clausen H.B., Dansgaard W., Fuhrer K., Gundestrup N., Hammer C.U., Iversen P., Jouzel J., Stauffer B., Steffensen J.P., 1992, *Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core*, Nature, 359, s. 311–313.
- Junge F.W., 1998, *Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete. Ein regionaler Beitrag zur quartären Inlausee-Entwicklung im Randbereich des elsterglazialen skandinavischen Inlandeises*, Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, 9, 210 ss.
- Juschus O., Błaszczewicz M., 2002, *Zur Genese fossilführender Sedimente in Nordpolen und Brandenburg – die Gniewer Folge (Seria gniewska) und der Rixdorfer Horizont*, Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, Kleinmachnow, 9, 1/2, s. 85–96,
- Juvigne' E., Kozarski S., Nowaczyk B., 1995, *The occurrence of Laacher See Tephra in Pomerania, NW Poland*, Boreas, 24, s. 225–231.
- Kaiser K., 2001, *Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg – Vorpommern*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 24, 208 ss.
- 2004a, *Geomorphic characterization of the Pleistocene – Holocene transition in Northeast Germany*, [w:] T. Terberger, B. V. Eriksen (red.), *Hunters in a changing world. Environment and archaeology of the Pleistocene – Holocene transition (ca. 11000–9000 B.C.) in Northern Central Europe*, Rhaden/Westf., s. 53–73.
- 2004b, *Lake basin development in the Endinger Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Late Pleistocene and Early Holocene*, Zeitschrift für Geomorphologie, 48, 4, s. 461–480.
- Kalicki T., Sańko A., 1997, *Ewolucja doliny Łuczosa w późnym glacialu i holocenie*, Dokum. Geogr., 6, s. 5–82.
- Karczewski A., 1965, *Z zagadnień geomorfologicznych Niziny Pyrzyckiej*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 15.
- 1968, *Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej*, Prace Komisji Geogr.-Geol., PTPN, Poznań, 8, 3, 105 ss.
- 1989, *Morfogeneza strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w vistulianie (Pomorze Środkowe)*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Seria Geografia, 44, s. 1–48.
- 1998, *The North Pomeranian Baltic-facing slope as a privileged area for the formation of ice-dammed lakes*, Quaest. Geogr., 19–20, s. 51–56.
- Kasprzak L., 2003, *Model sedymentacji lodolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej*, Uniwersytet Im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Geografia, 66, 214 ss.
- Kasza I., 1992, *Laserowa metoda określania składu granulometrycznego utworów gliniastych, pylastych i ilastych*, Przegl. Geol., 5, s. 323–325.

- Keilhack K., 1897, *Glaciale Hydrographie*, [w:] *Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glacialgeologie in Norddeutschland erläutert an einigen Beispielen*, Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., 18, Berlin.
- 1898, *Die Stillstandlagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes*, Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., 10, Berlin, s. 90–152.
- 1904, *Die grosse baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal*, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 56, Monatsber., s. 132–141.
- Kjaer K.H., Krüger J., 2001, *The final phase of dead-ice moraine development; processes and sediment architecture*, Kötlujökull, Iceland, *Sedimentology*, 48, s. 935–952.
- Kleinmann A., Merkt J., Müller H., 2002, *Sedimentologische und palynologische Untersuchungen an Ablagerungen des Siethener Sees und Blankensees (Brandenburg) – erste Ergebnisse*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 26, s. 59–62.
- Kliewe H., 1968, *Periglazialphänomene im Spätglazialgebiet der Weichsel-Vereisung*, Przegl. Geogr., 40, 2, s. 351–362.
- Klimek K., 1972, *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia)*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 94.
- Klimek K., Lewandowski J., 2002, *Stanowisko nr 5 – Liszkowo*, [w:] R. Dobracki, J. Lewandowski, T. Zieliński (red.), *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty*, IX Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski – Szczecin i Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Sosnowiec, s. 161–166.
- Kłysz P., 1990, *Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego*, Wyd. Nauk. UAM, Seria Geografia, 47.
- Kondracki J., 1994, *Geografia Polski, Mezoregiony fizyczno-geograficzne*, PWN, Warszawa.
- Kopczyńska-Lamparska K., Cieśla A., Skompski S., 1984, *Evolution of fossil lake bassins of the Late Glacial and Holocene in the cliff near Niechorze (Pomeranian Lakeland)*, *Quaternary Studies in Poland*, 5, s. 39–58.
- Kordowski J., 2004, *Osady i rzeźba doliny Wisły w okolicach Chelмна i Świecيا*, [w:] W. Chudziak (red.), *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*, *Studia przyrodniczo-archeologiczne*, Wydawnictwo UMK, Toruń, s. 43–68.
- Kotański Z.J., 1956, *Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław*, *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 100, *Z Badań Czwartorzędu w Polsce*, 7, s. 291–354.
- Koutaniemi L., Rachocki A., 1981, *Palaeohydrology and landscape development in the middle course of the Radunia basin, North Poland*, *Fennia*, 159, 2, s. 335–342.
- Koutaniemi L., Rachocki A.H., 1987, *Origin of pradolinias*, *Zeitschr. für Gletscherkunde u Glazialgeologie*, 23, s. 65–76.
- Kowalkowski A., 1988, *Wiek i geneza gleb*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Wszechnica PAN, Ossolineum, Wrocław, s. 45–85.

- Kozarski S., 1962, *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci-Warty*, Prace Kom. Geogr.-Geol., PTPN, 2, 3, Poznań.
- Kozarski S., 1963, *O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce Zachodniej*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., XI, s. 51–60.
- 1965, *Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci-Warty*, Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN, 5, 1, Poznań.
- 1966, *The origin of subglacial channels in the North Polish and North German Plain*, Bulletin de la Societe des Amis des Sciences et des Lettres de Poznan, Serie B, Livraison 20, s. 21–36.
- 1971, *Ślady działalności późnowürmskich procesów peryglacialnych w regionie dolnej Odry i dolnej Warty*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., A, 24, s. 97–177.
- 1974, *Evidences of Late-Würm permafrost occurrence in North-West Poland*, Quaest. Geogr., 1, s. 65–86.
- 1975, *Oriented kettle holes in outwash plains*, Quaest. Geogr., 2, s. 99–112.
- 1977, *Ukierunkowane wytopiska na sandrach*, Stud. Geol. Polonica, 52, s. 234–248.
- 1986, *Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niziu Polskim*, Czas. Geogr., 57, 2, s. 247–270.
- 1991, *Paleogeografia Polski w vistulianie*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski, Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 80–105.
- 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka › 10 ka BP)*, Dokum. Geogr., 1, 82 ss.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1978, *Problemy późnowürmskiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niziu Polskim*, Prace Kom. Geogr.-Geol., PTPN, 19.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1958, *Terasy pradoliny Noteci między Naklem a Milczem*, Przegl. Geogr., 30, 4, s. 671–681.
- Kozłowska M., 1972, *Morfogeneza rynny kokoszczyńsko-bledzewskiej w okolicach Sierpca*, Acta Geol. Pol., 22, 1, s. 159–168.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1985, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kwidzyń*, Inst. Geol. Warszawa.
- Krienke K., 2002, *Sedimentation in Eisstauseen und lokalen Becken des Weichsel – Hochglazials innerhalb der Küstenregion Vorpommerns (NE – Deutschland)*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 26, s. 63–66.
- Krüger J., Kjaer K.H., 2000, *De-icing progression of ice-cored moraines in a humid, subpolar climate, Kötlujökull, Iceland*, The Holocene, 10, s. 737–747.
- Krupiński K.M., 1995, *Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacjalna mazowieckiego w świetle badań osadów z Podlasia*, Acta Geographica Lodziensia, 70, 200 ss.
- Krygowski B., 1950, *Materiały do chronologii dyluwium*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 2, 1, s. 9–24.
- Krzywińska J., 1990, *Późnoglacialne i holocenijskie mięczaki słodkowodne na obszarze Bałtyku południowego*, Kw. Geol., 34, 3, s. 566.

- 2001, *Zespoły mięczaków w osadach czwartorzędowych południowego Bałtyku*, Biuletyn PIG, 397, s. 15–60.
- Krzyszkowski D., 1993, *Pleistocene glaciolacustrine sedimentation in a tectonically active zone, Kleszczów Graben, Central Poland*, *Sedimentology*, 40, 623–644.
- Kuenen P.H., 1951, *Turbidity currents as the cause of glacial varves*, *J. Geol.*, 59, s. 507–508.
- Kugler T., 2000, *Kilka uwag o stanie badań rzeźby doliny Wdy*, *Rocznik Fizycznogeograficzny UG*, V, s. 107–114.
- Lamparski Z., 1979, *Geneza i rozwój rynny janoszyckiej na Wysoczyźnie Płockiej*, *Biul. Geol.*, 23, s. 103–116.
- Landowski R., 1999, *O ludzie i położeniu*, [w:] J. Ellwart (red.), *Kociewie i Bory Tucholskie*, Wydawnictwo Region, Gdynia, s. 181–183.
- Lankauf K.R., 1982, *Budowa geologiczna rynny (podwójnej) Strzyżyńskiej wraz z jej najbliższym otoczeniem w Borach Tucholskich oraz charakterystyka sedymentologiczna osadów profilu Zamrzenica*, *Ann. Univ. Nicolae Copernici, Geografia*, 17, s. 10–26.
- Last W.M., Vance R.E., 2002, *The Holocene history of Oro Lake, one of the western Canada's longest continuous lacustrine records*, *Sedimentary Geology*, 148, s. 161–184.
- Liberacki M., 1958, *Formy wytopiskowe na obszarze sandru i doliny Brdy*, *Zesz. Nauk. UMK, Nauki Matem.-Przyr.* 4, *Geografia*, s. 47–70.
- Liedtke H., 1957/58, *Frostbodenstrukturen aus dem norddeutschen Jungmoränengebiet*, *Wiss. Z. Humboldt-Univ., Berlin, Math.-Naturwiss.*, VII, s. 359–376.
- 1975, *Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Erläuterung zu einer farbigen übersichtskarte im Masstab 1:1 000 000*, Bonn-Bad Godesberg.
- 1993, *Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichseleiszeit im norddeutschen Tiefland*, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 93, s. 69–94.
- Lippstreu L., Hermsdorf N., Sonntag A., 1997, *Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1:300 000*, Landesvermessungsamt Brandenburg, Potsdam.
- Listkowska H., 1985, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. *Skórcz*, Inst. Geol. Warszawa.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Bałaga K., Müller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M., Negendank J.F.W., 2001, *Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments*, *Quaternary Science Reviews*, 20, s. 1233–1249.
- Litt T., Stebich M., 1999, *Bio- and chronostratigraphy of the Lateglacial in the Eifel region, Germany*, *Quaternary International*, 61, s. 5–16.
- Lorenz S., Schult M., 2004, *Das Durchbruchstal der Mildenitz bei Dobbertin (Mecklenburg) – Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Talentwicklung an Terrassen und Schwemmfächern*, *Meyniana*, 56, s. 47–68.

- Ludlam S.D., 1979, *Rhythmite deposition in lakes of the northeastern United States*, [w:] Schlüchter (red.), *Moraines and varves, Origin, genesis, classification*, Proc. INQUA Sympos. Zürich 1978, A.A. Balkema, Rotterdam, s. 287–294.
- Ludwig A.O., 1992, *Zur Vererbung von Formelementen der Landschaft im Quartär*, [w:] K. Biliwicz, W. Janke, K.D. Jäger (red.), *Jungquartäre Landschaftsräume – Genese, Diagnose und Dynamik*, Berlin, s. 23–29.
- Madeyska T., 1998, *Zróżnicowanie roślinności Polski u schyłku ostatniego zlodowacenia*, *Studia Geologica Polonica*, 113, s. 137–180.
- Magny M., 1992, *Holocene lake level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: regional pattern and climatic implication*, *Boreas*, 21, s. 319–334.
- Majdanowski S., 1947, *Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim*, *Przegl. Geogr.*, 21, 1–2, s. 37–71.
- 1950, *Zagadnienie rynien jeziornych na Niżu europejskim*, *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, 2, 1, s. 35–122.
- 1954, *Jezióra Polski*, *Przegl. Geogr.*, 26, 2, s. 17–50.
- Makhtari Fard A., Van Loon A.J., 2004, *Deformation of an early Preboreal deposit at Nykvarn (SE Sweden) as a result of the bulldozing effect of a grounding iceberg*, *Sedimentary Geology*, 165, 3–4, s. 355–369.
- Makowska A., 1979a, *Interglacial eemski w Dolinie Dolnej Wisły*, *Stud. Geol. Pol.*, 63, s. 1–90.
- 1979b, *Gniew*, Symposium on Vistulian Stratigraphy, Poland 1979, Guide-book of excursion, Warszawa, (5.18–5.22).
- 1986, *Morza plejstocenijskie w Polsce – osady, wiek, paleogeografia*, Pr. Inst. Geol., 120.
- 1989, *Dziewięć plejstocenijskich transgresji morskich na Dolnym Powiślu*, *Stud. Mater. Ocean.*, 56, s. 83–92.
- 1990, *Nowe stanowisko plejstocenijskich osadów morza krastudzijskiego na Dolnym Powiślu*, *Kwart. Geol.*, 34, 3, s.465–488.
- 1992, *Stratigraphy of the Younger Pleistocene in the Dolne Powiole and the Elbląg Elevation based on mapping and boreholes*, *Kwart. Geol.*, 36, 1, s. 97–120.
- Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J.J., 1974, *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*, *Boreas*, 3, 3, s. 109–128.
- Mann D.H., Peteet D.M., Reanier R.E., Kunz M.L., 2002, *Responses of an arctic landscape to Lateglacial and early Holocene climatic changes: the importance of moisture*, *Quaternary Science Reviews*, 21, 8–9, s. 997–1021.
- Markowski S., 1980, *Struktura i właściwości podtorfowych osadów jeziornych rozprzestrzenionych na Pomorzu zachodnim jako podstawa ich rozpoznania i klasyfikacji*, Materiały pokonferencyjne naukowo-technicznej konferencji „Kreda jeziorna i gytie”, Gorzów Wlkp., Zielona Góra.
- Marks L., 1995, *Correlation of the Middle Pleistocene ice-dam lacustrine sediments in the Lower Vistula and the Lower Elbe regions*, *Acta Geol. Polon.*, 45, 1–2, s. 143–152.

- 1996, *Rola martwego lodu w kształtowaniu mis jeziornych obecnych pojezierzy*, Acta Geographica Lodziensia, 71, s. 181–193.
- 2002, *Last Glacial Maximum in Poland*, Quaternary Science Reviews, 21, s. 103–110.
- Marks L., Pavlovskaya I., 2002, *Korelacja stratygraficzna środkowo-plejstocenijskich osadów zastoiskowych środkowo-wschodniej Polski i zachodniej Białorusi*, [w:] R. Dobracki, J. Lewandowski, T. Zieliński (red.), *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty*, IX Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Państwowy Instytut Geologiczny Oddział Pomorski – Szczecin i Uniwersytet Śląski Wydział Nauk o Ziemi, Sosnowiec, s. 39–40.
- Marsz A., 1973, *Niektóre zagadnienia geomorfologii bezpośredniego przedpola zasięgu stadiału pomorskiego na Pojezierzu Drawskim*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 26, Seria A, Geografia Fizyczna, s. 97–143.
- Matwiejew A.W., 2002, *Paleogeografija kajnozoja Belarusi*, Nacionalnaja Akademija Nauk Belarusi, Minsk, 163 ss.
- Merkt J., Lüttig G., Schneekloth H., 1971, *Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente*, Geologisches Jahrbuch, 89, s. 607–628.
- Merkt J., Müller H., 1999, *Varve chronology of Lateglacial in North-west Germany from lacustrine sediments of the Hamelsee/Lower Saxony*, Quaternary International, 61, s. 41–9.
- Merta T., 1978, *Extraglacial varved deposits of the Warsaw Ice-Dammed Lake (younger Pleistocene), Mazovia Lowland, Central Poland*, Acta Geol. Polon., 28, 2, s. 241–272
- Miall A.D., 1977, *A review of the braided river depositional environment*, Earth Sci. Rev., 13, s. 1–62.
- 1978, *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits*, [w:] A.D. Miall (red.), *Fluvial sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., 5, s. 597–604.
- 1983a, *Glaciofluvial transport and deposition*, [w:] *Glacial geology*, An introduction for engineers and Earth scientists, s. 168–183.
- 1983b, *Glaciomarine sedimentation in the Gawganda formation (Huronian), northern Ontario*, J. Sediment. Petrol., 53, s. 477–491.
- Milecka K., Bogaczewicz-Adamczak B., Bubak I., 2002, *Przeszłość jeziora Nierówno i jego otoczenia w późnym glacyale i starszym holocenie na podstawie analizy pyłkowej i okrzemek kopalnych*, [w:] J. Banaszak, K. Tobolski (red.), *Park Narodowy Bory Tucholskie, Park Narodowy „Bory Tucholskie”*, wyd. Homini, Charzykowy, s. 75–98.
- Milecka K., Szeroczyńska K., 2002, *Tymczasowa informacja o paleoekologii i paleolimnologii jeziora Ostrowite na podstawie głębokowodnego rdzenia (z SW części zbiornika)*, [w:] J. Banaszak, K. Tobolski (red.), *Park Narodowy Bory Tucholskie, Park Narodowy „Bory Tucholskie”*, wyd. Homini, Charzykowy, s. 61–74.
- Milewski J., 1984, *Pojezierze Kociewskie i okolice*, Wydawnictwo Morskie, Gdańsk, 314 ss.
- Miotk G., 1986, *Badania palinologiczne osadów z północnego obrzeża Jeziora Godziszewskiego koło Tczewa (Województwo Gdańskie)*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 36, A, s. 123–136.

- Miotk-Szpiganowicz G., 1992, *The history of the vegetation of Bory Tucholskie and the role of man in the light of palynological investigations*, Acta Palaeobotanica, 32, 1, s. 39–122.
- 1994a, *Historia roślinności i osady jeziora Mały Suszek*, [w:] B. Nowaczyk (red.), *Geomorfologia i osady strefy litoralnej jezior*, Instytut Badań Czwartorzędu UAM, Poznań, s. 36–40.
- 1994 b, *Rozwój roślinności w późnym wistulianie i holocenie w okolicy jeziora Wielkie Gacno*, [w:] B. Nowaczyk (red.), *Geomorfologia i osady strefy litoralnej jezior*, Instytut Badań Czwartorzędu UAM, Poznań, s. 49–54.
- Mojski J. E., 1969, *Kemy jako wskaźnik deglacjacji obszaru północno-wschodniej Polski podczas zlodowacenia środkowopolskiego*, Folia Quatern., 30.
- 1979, *Zarys stratygrafii plejstocenu i budowy jego podłoża w rejonie gdańskim*, Biul. IG, 317, Z Badań Czwartorzędu w Polsce, 22, s. 5–50.
- 1982, *Geologiczne warunki powstania i rozwoju Doliny Dolnej Wisły*, [w:] B. Augustowski (red.), *Dolina Dolnej Wisły*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, s. 19–60.
- Mojski J.E., Orłowski A., 1978, *Późnoplejstocenska forma rynnowa okolic Słupska*, Kwart. Geol., 20, 1, s. 171–179.
- Mojski J.E., Sylwestrzak J., 1978, *Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Gdańsk wraz z objaśnieniami*, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Mol J., Vandenberghhe J., Kasse C., 2000, *River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe*, Geomorphology, 33, s. 131–148.
- Molewski P., 1996, *Nowe fakty dotyczące genezy zagłębień wytopiskowych na sandrach przedpola lodowca Skeidarar (Islandia)*, Przegl. Geogr., 68, 3–4, s. 405–426.
- 1999, *Rynna Gopla – problem jej genezy i roli w odpływie wód roztopowych podczas zlodowacenia wistuliańskiego*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, X, 6, 172 ss.
- Molewski P., Olszewski A., *Sedimentology of the deposits and their palaeomorphological significance in the Gigjukvisl river gap, marginal zone of the Skeidararjökull, Iceland*, Polish Polar Studies, XXVII Polar Symposium, Toruń, s. 235–258.
- Mrózek W., 1961, *Pleistocene profile with Eemian fauna at Gniew*, [w:] *From the Baltic to the Tatras. Part I. North Poland*, Guide-book of excursion, PWN, Łódź, s. 81–84.
- Muchowska Z., Muchowski J., 1989, *Warunki występowania młodoglacjalnych osadów jeziornych w okolicach Sterlawek Wielkich koło Giżycka (Pojezierze Mazurskie)*, Studia i Mat. Oceanolog., 56, Geol. Morza, 4, s. 293–300.
- Murawski T., 1963, *Zagadnienie zmian biegu górnej Brdy*, Zesz. Nauk. UMK, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 5, Geografia 2, s. 25–44.
- Murton J. B., 1996, *Thermokarst-lake-basin sediments, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada*, Sedimentology, 43, s. 737–760.
- 2001, *Thermokarst sediments and sedimentary structures, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada*, Global and Planetary Change, 28, s. 175–192.



- Nechay W., 1932, *Studia nad genezą jezior Dobrzyńskich*, Przegł. Geogr., 12, s. 124–177.
- Nemec W., 1990, *Deltas – remarks on terminology and classification*, Special Publication International Association of Sedimentologists, 10, s. 3–12.
- Nemec W., Steel R.J., 1988, *What is a fan-delta and how do we recognize it?*, [w:] W. Nemec, R.J. Steel (red.), *Fan Deltas – Sedimentology and tectonic settings*, Blackwell Scientific Publ., London, s. 3–3.
- Niewiarowski W., 1961, *Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi*, Przegł. Geogr., 33, 3, s. 443–476.
- 1963, *Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland and their compared with kames known from other regions*, Report VIth INQUA Congress, Warsaw 1961, Łódź, s. 475–487.
- 1965, *Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemowych na terenie Peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia*, Zesz. Nauk. UMK, Nauki Mat.-Przyr., 11.
- 1968, *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny Drwęcy*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, 6, 6, sec. C.
- 1983, *The origins and development of marginal channels and valleys: a case study of the Kuyavian Lake District*, [w:] D.J. Briggs, R.S. Waters (red.), *Studies in Quaternary Geomorphology*, International Symposia Series.
- 1986a, *Morfogeneza sandru brodnickiego na tle innych form polodowcowych Pojezierza Brodnickiego*, AUNC, Geografia 19, s. 3–30.
- 1986b, *The phases of transformation of subglacial channels into river valleys: a case study of the Lower Vistula Region*, AUNC, Geografia, 21, s. 61–72.
- 1987, *Evolution of the lower Vistula valley in the Unislaw Basin and the river gap to the north of Bvdgoszcz-Fordon*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, wyd. spec. 4, s. 233–252.
- 1988, *Levels in subglacial channels and their significance in determining the channel origin and evolution*, Geogr. Polonica, 55, s. 113–127.
- 1989, *Wahania poziomu jezior w późnym glacie i w holocenie na przykładzie jezior Pojezierza Brodnickiego*, Studia i materiały oceanologiczne, 56, s. 277–288.
- 1993, *Geneza i ewolucja rynny znińskiej w okresie pełnego i późnego vistulianu*, AUNC, Geografia, Toruń, 25, s. 3–30.
- 1995a, *Osady denne Jeziora Biskupińskiego i osady bagiennie – jeziorne z zanikłych (zarośniętych) jego części*, [w:] W. Niewiarowski (red.), *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacie i holocenie*, Oficyna Wydawnicza „Turpress”, Toruń, s. 121–146.
- 1995b, *Diagnostic features of subglacial channels of glacial and glacio-glaciofluvial origin, exemplified by channels of the Chełmno-Dobrzyń and the eastern Gniezno Lakelands*, Quaestiones Geographicae, Special Issue 4, s. 225–231.

- 1999, *O metodach określania zmian i wahań poziomu jezior*, AUNC, Geografia, Toruń, 29, 103, s. 59–76.
- 2003, *Pleni- and late Vistulian glacial lakes, their sediments and landforms: a case study from the young glacial landscape of northern Poland*, [w:] A. Kotarba (red.), *Holocene and late Vistulian paleogeography and paleohydrology*, Prace Geogr., 189, s. 61–85.
- Niewiarowski W., Wysota W., 1986, *Poziomy wysoczyznowe Wysoczyzny Brodnickiej i ich geneza*, AUNC, Geografia 19, s. 31–46.
- Nitz B., 1984, *Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland – Modell einer Sediment- und Reliefgenese*, Petermanns Geographische Mitteilungen, 128, 2, s. 133–141.
- Nitz B., Schirrmeister L., Klessen R., 1995, *Spätglazial – altholozäne Landschaftsgeschichte auf dem nördlichen Barnim – zur Beckenentwicklung im nordostdeutschen Tiefland*, Petermanns Geographische Mitteilungen, 139, 3, s. 143–158.
- Noryśkiewicz A. M., 2001, *Historia cisa we Wierchlesie na tle rozwoju postglacjalnej roślinności*, Maszynopis pracy doktorskiej w Instytucie Biologii UMK, Toruń.
- Noryśkiewicz B., 1982, *Roślinność i historia torfowiska w okolicy Zamrzenicy w Borach Tucholskich*, AUNC, Geografia, 17, s. 27–5.
- 2004, *Vegetation and settlement history in the area of Lake Zawada, in the north-eastern part of Świecie District (northern Poland)*, Acta Palaeobotanica, 44, 2, s. 195–215.
- Noryśkiewicz B., Tobolski K., 2003, *Analizy palinologiczne i znaleziska makroskopowe w sąsiedztwie stanowisk archeologicznych w Warlubiu*, [w:] M. Łanczont, J. Nogaj-Chachaj (red.), *FPN dla Archeologii. Podsumowanie programów*, Trakt i Archeol., Lublin, s. 80–83.
- Nowaczyk B., 1994a, *Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy*, AUNC, Geografia 27, s. 97–110.
- 1994b, *Geomorfologia okolic Chojnic*, [w:] B. Nowaczyk (red.), *Geomorfologia i osady strefy litoralnej jezior*, Instytut Badań Czwartorzędu UAM, Poznań, s. 25–31.
- 1994c, *Geomorfologia strefy litoralnej jezior, litologia i stratygrafia teras jeziornych i delty Chociny*, [w:] B. Nowaczyk (red.), *Geomorfologia i osady strefy litoralnej jezior*, Instytut Badań Czwartorzędu UAM, Poznań, s. 61–64.
- 1994d, *Geomorfologia rynny glacialnej jezior Małe Głuche i Duże Głuche; cechy fizykochemiczne kredy jeziornej: przyczyny zaniku jezior Małe Głuche i Duże Głuche*, [w:] B. Nowaczyk (red.), *Geomorfologia i osady strefy litoralnej jezior*, Instytut Badań Czwartorzędu UAM, Poznań, s. 67–70.
- 1998, *Struktura osadów budujących formy limniglacialne, terasy jeziorne oraz wały brzegowe i jej wymowa paleogeograficzna*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedimentacyjne i postsedimentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, Uniwersytet Warszawski, s. 261–281.

- Nowaczyk B., Alexandrowicz S.W., Hałas S., Pazdur A., 1999, *Rozwój rynny glacialnej jezior: Male Guche i Duże Gluche*, [w:] A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*, Wrocław, s. 207–213.
- Nowaczyk B., Tobolski K., 1980, *W sprawie późnoglacialnych osadów wapiennych akumulowanych w środowisku wodnym*, *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, 33, A, s. 65–78.
- Okołowicz W., 1956, *Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego*, *Biuletyn Instytutu Geologicznego 100, Z Badań Czwartorzędu w Polsce 7*, s. 355–394.
- Olszewski J., 1984, *Sprawozdanie ze zwiadu generalnego w poszukiwaniu złóż kredy jeziornej w południowej części woj. gdańskiego*, *Archiwum Przedsiębiorstwa Geologicznego w Gdańsku*.
- Pachur H.J., 1989, *Geocological aspects of the late Pleistocene and Holocene evolution of the Berlin Lakes*, *Catena Supplement*, 15, s. 107–119.
- Pachur H.J., Roper H.P., 1987, *Zur Palaolimnologie Berliner Seen*, *Berliner Geographische Abhandlungen 44*.
- Paluszkiewicz R., 2004, *Warunki sedymentacji osadów rytmicznie warstwowych w zastoisku zlocienieckim na Pojezierzu Drawskim*, *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, 34, 101ss.
- Pasierbski M., 1979, *Remarks on the genesis of subglacial channels in northern Poland*, *Eisz. u. Gegenw.*, 29, s. 185–200.
- Paterson W.S.B., 1981, *The physics of glaciers*, Pergamon Press, Oxford, 330 ss.
- Petelski K., 2001, *Czy „Zastoisko Pasłęckie”?*, *Geneza, litologia i stratygrafia osadów czwartorzędowych*, *Geografia*, 64, 3, UAM, Poznań, s. 319–325.
- 2003, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. Skarszewy, Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Piasecki D., 1982, *Ewolucja dolin rzek Przymorza*, *Przeegl. Geogr.*, 54, 1–2, s. 49–68.
- Pietrucień Cz., Skowron R., 1987, *Wpływ zjawisk wodnych na głębokość rozmarzania gruntu na Ziemi Oscara II (NW Spitsbergen)*, *XIV Sympozjum Polarne*, Lublin, s. 119–127.
- Popow J.W., 1968, *Typy rzecznych pojm i ich swjazy z opriedielajuszczimi faktorami*, [w:] *Morfologičeskije i gidrowliczeskije isledowanija riek i wodojemow*, *Trudy wyp.*, 155, Leningrad.
- Porter S. C., Carson R. J., 1971, *Problems of interpreting radiocarbon dates from dead-ice terrain, with an example from the Puget Lowland of Washington*, *Quaternary Research*, 1, s. 410–414.
- Postma G., 1984 a, *Slumps and their deposits in delta fronts and slopes*, *Geology*, 12, s. 27–30.
- 1984 b, *Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Abrioja Fan-delta, Pliocene, southeast Spain*, [w:] E.H. Koster, R.J. Steel (red.), *Sedimentology of gravels and conglomerates*, *Can. Soc. Petrol. Geol.*, 10, s. 237–258.

- 1990, *Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis*, Special Publication International Association of Sedimentologists, 10, s. 13–27.
- Prusinkiewicz Z., 1999, *Środowisko i gleby w definicjach*, Oficyna Wydawnicza „Turpress”, Toruń.
- Prusinkiewicz Z., 2001, *Smolnice gniewskie, właściwości, geneza, systematyka*, Roczniki gleboznawcze, LII, 1/2, s. 5–21.
- Rabek W., 1987, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. Starogard Gdański wraz z objaśnieniami, Inst. Geol., Warszawa.
- Rachlewicz G., 1991, *Morfogeneza stożka sandrowego w strefie marginalnej fazy pomorskiej koło Kołtek w świetle badań osadów przypowierzchniowych*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 42, A, Geografia Fizyczna, Poznań, s. 205–228.
- Rachocki A.H., 1992, *Przetrawność pradolin Pobrzeża Kaszubskiego*, Uniwersytet Gdański, Zeszyty Naukowe – Geografia, 18, s. 97–118.
- Rachocki A.H., Koutaniemi L., 1993, *The origin of pradolinas: A reassessment*, Zeitschr. für Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 27–28, s. 37–50.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1991, *Ewolucja szaty roślinnej*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski, Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 106–127.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Demske D., van Geel B., 1998, *Late-Glacial vegetation history recorded in the Lake Gościąg sediments*, [w:] M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.), *Lake Gościąg, Central Poland*, A Monographic Study, Part I, W. Szafer Institute of Botany, Kraków, s. 128–143.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L., 1998, *Lake Gościąg, Central Poland*, A Monographic Study, Part I, W. Szafer Institute of Botany, Kraków.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1988, *Record of the hydrological changes during the Holocen in the lake, mire and fluvial deposits of Poland*, Folia Quaternaria 57, s. 91–127.
- Rampton V.N., 1988, *Quaternary geology of the Tuktoyaktuk coastlands, Northwest Territories*, Geological Survey of Canada, Memoir, 423.
- Renssen H., Isarin R.F.B., Vandenberghe J., Lautenschlager M., Schlese U., 2000, *Permafrost as a critical factor in paleoclimate modelling: the Younger Dryas case in Europe*, Earth d Planetary Science Letters, 176, s. 1–5.
- Roman M., 2003, *Rzeczba rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina*, Acta Geographica Lodziensia, 84, 154 ss.
- Rosa B., 1996, *Rzeźba terenu*, [w:] J. Szukalski (red.), *Pojezierze Starogardzkie*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk, s. 31–82.
- Rozzko L., 1961, *End moraines near Tczew. From the Baltic to the Tatras, Part 1*, VI INQUA Congr., Warszawa, s. 84–86.
- 1968, *Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski*, [w:] *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*, Prace Geogr. IG PAN, 74, s. 65–100.
- 1971, *Zastoisko Pastęckie*, Zeszyty Naukowe UMK, Geografia, 8, s. 3–4.
- Rozzkówna L., 1956, *Zagadnienie zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą*, Stud. Soc. Sci. Torun., Sect. C, 3.
- 1963, *L'influence de la surface sansquaternaire sur le developpement du relief de la Pomeranie*, Rep. VI th Intern. Cong. Quatern., Warsaw 1961, s. 309–314.

- Rother H., 2003, *Die jungquartäre Landschaftsgenese des Nebeltales im Bereich der Pommerschen Hauptendmoräne bei Kuchelmiss (Mecklenburg)*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 29, s. 105–141.
- Rotnicki K., 1991, *Retrodiction of paleodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its paleoclimatic implications*, [w:] L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.), *Temperate paleohydrology*, Wiley, Chichester s. 431–470.
- 2001, *Stratygrafia i paleogeografia vistulianu Niziny Gardnieńsko-Łebskiej*, [w:] K. Rotnicki (red.), *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w vistulianie i holocenie*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 19–29.
- Rotnicki K., Borówka K., 1994, *Stratigraphy, palaeogeography and dating of the North Polish Stage in the Gardno-leba Coastal Plain*, [w:] K. Rotnicki (red.), *Changes of the Polish Coastal Zone*, A. Mickiewicz University, Poznań, s. 84–88.
- 1995, *The last cold period in the Gardno-Leba Coastal Plain*, *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 22, s. 225–229.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1989, *Późnowistuliańskie i holocenijskie formy i osady korytowe w dolinie środkowej Prosnicy i ich paleohydrologiczna interpretacja*, *Geografia*, 43, UAM, Poznań.
- Różycki S.Z., 1967, *Zarys stratygrafii plejstocenu Polski Środkowej*, Czwartorzęd Polski, Warszawa.
- Rust B.R., 1978, *A classification of alluvial channel systems*, [w:] A.D. Miall (red.), *Fluvial sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 5, s. 187–198.
- Rzepecki P., 1983, *Klasyfikacja i główne typy litologiczne osadów jeziornych*, *Zesz. Nauk., AGH, Geol.*, 9, 1, s. 73–91.
- Saarnisto M., 1986, *Annually laminated lake sediments*, [w:] B.E. Berglund (red.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, Wiley, s. 343–370.
- Safanda J., Szewczyk J., Majorowicz J., 2004, *Geothermal evidence of very low glacial temperatures on a rim of the Fennoscandian ice sheet*, *Geoph. Research Letters*, 31, 100, s. 1–4.
- Schäfer A., 1972, *Petrographische und stratigraphische Untersuchungen an den rezenten Sedimenten des Untersees/Bodensee*, *N. Jb. Miner. Abh.*, Stuttgart, 117, 2, s. 117–142.
- 1973, *Zur Entstehung von Seekreide – Untersuchungen am Untersee (Bodensee)*, *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 4, Stuttgart, s. 216–230.
- Schirrmeister L., 1997, *Sedimentstrukturen und Deformationen in Eisstauseeablagerungen NE-Brandenburgs und ihre fazielle Deutung*, [w:] B. Nitz, A. Nass (red.), *Beiträge zu ausgewählten Fragen des Quartärs in Ost- und Mitteleuropa*, Berliner Geographische Arbeiten, 84, s. 113–146.
- Schlaak N., 1997, *Äolische Dynamik im brandenburgischen Tiefland seit dem Weichsel-Spätglazial*, *Geographisches Institut der Humboldt-Universität, Arbeitsberichte* 24, 58 ss.
- Schlaak N., Schoknecht T., 2002, *Geomorphologische und palynologische Untersuchungen im Vorland der Pommerschen Eisrandlage am Beispiel der Bugsinseerinne (Nordbrandenburg)*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 26, s. 101–105.

- Schwalb A., Dean W. E., 2002, *Reconstruction of hydrological changes and response to effective moisture variations from North-Central USA lake sediments*, *Quaternary Science Reviews* 21, s. 1541–1554.
- Schulz I., Strahl J., 2001, *Die Kersdorfer Rinne als Beispiel subglazialer Rinnenbildung im Bereich der Frankfurter Eisrandlage – Ergebnisse geomorphologischer und pollenanalytischer Untersuchungen in Ostbrandenburg*, *Zeitschrift der geologische Wissenschaft*, 29, 1/2, s. 99–107.
- Seibutis A., Sudnikaviczene F., 1959, *K woprosu ob obrazowaniu podsapropliewych proslojek torfa w bolotach Litwy*, *Trudy AN, Lit. SSR.*, B, I, 17.
- Shaw J., Archer J., 1978, *Winter turbidity deposits in Late Pleistocene glaciolacustrine varves, Okanagan Valley, British Columbia, Canada*, *Boreas*, 7, s. 123–130.
- Shaw J., Archer J., 1979, *Deglaciation and glaciolacustrine sedimentation conditions, Okanagan Valley, British Columbia, Canada*, [w:] Schlüchter (red.), *Moraines and varves; Origin, genesis, classification*, *Proc. INQUA Sympos. Zürich 1978*, A.A. Balkema, s. 347–355.
- Skompski S., 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, *Biul. PIG*, 220, s. 175–258.
- 1991, *Fauna czwartorzędowa Polski. Bezkregowce*, Wyd. UW.
- Słowański W., 1961, *Wczesnoholocenijskie osady jeziorne w Lasce koło Brus*, *Kwart. Geol.*, 5, 3, s. 719–736.
- Sonntag P., 1911, *Geologischer Führer durch die Danziger Gegend*, Danzig.
- 1913, *Die Urstromtäler des unteren Weichselgebietes*, *Naturf. Ges. Danzig. Schr.*, 13, H. 3–4.
- 1919, *Geologie von Westpreussen*, Danzig.
- Stangenberg M., 1938, *Skład chemiczny osadów głębinowych jezior Suwalszczyzny*, *Inst. Bad. Lasów Państw.*, A, 31.
- Starkel L., 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa, 362 ss.
- 1988, *Historia dolin rzecznych w holocenie*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Wszechnica PAN, Ossolineum, s. 87–107.
- 1991a, *Rola holocenu w ewolucji środowiska i jego stratygrafia*, [w:] L. Starkel, (red.), *Geografia Polski, Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 105–106.
- 1991b, *Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone*, [w:] L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.), *Temperate paleohydrology*, Wiley, Chichester, s. 473–491.
- 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, *Monografie*, 2, IGI PAN, Warszawa, 263 ss.
- 2005, *Współczesna rzeźba Polski dziedziczy cechy peryglacjalne*, *Przegl. Geogr.*, 77, 1, s. 11–19.
- Starkel L., Pazdur A., Pazdur M.F., Wicik B., Więckowski K., 1996, *Lake-level and groundwater-level changes in the Lake Gościąg area, Poland: palaeoclimatic implications*, *The Holocene*, 6, 2, s. 213–224.
- Starkel L., Wicik B., Więckowski K., 1998, *Formation and evolution of the Na Jazach lakes in the late Vistulian*, [w:] M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar,

- T. Madeyska, L. Starkel (red.), *Lake Gościąg, Central Poland*, A Monographic Study, Part I, W. Szafer Institute of Botany, Kraków, s. 117–119.
- Stasiak J., 1968, *Próba odtworzenia przemian klimatycznych w okresie subborealnym i subatlantyckim w północno-wschodniej Polsce*, Folia Quaternaria, 29, s. 135–143.
- 1971, *Holocen Polski północno-wschodniej*, Rozpr. UW, 47, 110 ss.
- Strahl J., Keding E., 1996, *Pollenanalytische und karpologische Untersuchung des Aufschlusses „Hölle“ unterhalb Park Dwasieden (Halbinsel Jasmund, Insel Rügen), Mecklenburg-Vorpommern*, Meyniana, 48, s. 165–184.
- Strömberg B., 1983, *The Swedish varve chronology*, [w:] J. Ehlers (red), *Glacial deposit in North-West Europe*, A.A. Balkema, Rotterdam, s. 97–106.
- Stuiver M., Grootes P. M., Braziunas T. F., 1995, *The GISP 2<sup>o</sup> 18O climate record of the past 16 500 years and the role of the Sun, ocean and volcanoes*, Quaternary Research, 44, s. 341–354.
- Sturm M., 1979, *Origin and composition of clastic varves*, [w:] Schlüchter (red.), *Moraines and varves; Origin, genesis, classification*, Proc. INQUA Sympos. Zurich 1978, A.A. Balkema, s. 281–285.
- Succow M., 1988, *Landschaftsökologische Moorkunde*, wyd. 1, Jena, 340 ss.
- Succow M., Joosten H., 2001, *Landschaftsökologische Moorkunde*, wyd. 2, Stuttgart, 622 ss.
- Sylwestrzak J., 1973a, *Rozwój sieci dolinnej na tle recesji lądolodu w północno-wschodniej części Pomorza*, Uniwersytet Gdański, Praca habilitacyjna 14.
- 1973b, *Z zagadnień czwartorzędu Kościerzyny*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 43, 4, s. 535–543.
- 1978a, *Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe.
- 1978b, *Zagadnienie morfologii i typizacji dolin północnego skłonu Pomorza*, Biul. IG, 306, 21, s. 199–226.
- 1984, *Zagadnienie recesji zachodniego skrzydła lobu Wisły na Pojezierzu Kociewskim*, Kwart. Geol., 28, 2, s. 367–386.
- Sywula T., 1974, *Fauna słodkowodna Polski*, Małżoraczki, 24.
- Szafański F., 1961, *Polodowcowa historia lasów obszaru na północ od Wysoczyzny Staniszewskiej (Pojezierze Kartuskie)*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 8, s. 91–136.
- Szewczyk J., 2002, *Ślady zmian klimatycznych plejstocenu oraz holocenu w profilach temperatury w głębokich otworach wiertniczych na Niżu Polskim*, Przegl. Geol., 50, 11, s. 1109–1114.
- 2005, *Wpływ zmian klimatycznych na temperaturę powierzchniową Ziemi*, Przegl. Geol., 53, 1, s. 77–86.
- Szumański A., 1983, *Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland*, Quater. Stud. in Poland, 4, s. 207–216.
- Szupryczyński J., 1968, *Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu*, Prace Geogr., IG PAN, 71.
- 1987, *Reliefentwicklung des Wda-Sanders*, Math.-nat. wiss. Reihe, 36, 2-3, Greifswald, s. 15–19.

- 1988, *Morphology and ice melting in a pomeranian outwash plain, Wda valley*, Geogr. Polonica, 55, s. 173–179.
- Thomas G.S.P., Connell R. J., 1985, *Iceberg drop, dump and grounding structures from Pleistocene glacio – Lacustrine Sediments. Scotland*, J. Sedim. Petrol., 55, s. 243–249.
- Timmermann T., 1999, *Sphagnum-Moore in Nordostbrandenburg: Stratigraphischhydrodynamische Typisierung und Vegetationswandel seit 1923*, Dissertationes Botanicae, 305, Berlin und Stuttgart, 175 ss.
- Tobolski K., 1998, *Późnoglacialna historia zbiornika w Imiolkach*, [w:] K. Tobolski (red.), *Paleoekologiczne studium późnoglacialnych osadów Jeziora Lednica w Imiolkach (Lednicki Park Krajobrazowy)*, Biblioteka Studiów Lednickich, IV, s. 69–80.
- 2000a, *Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych*, Vademecum Geobotanicum, 2, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- 2000b, *Opis litologiczny osadów dennych z Jeziora Zawada*, [w:] *Mezoregion osadniczy Warlubie – Plochocinek: krajobraz przyrodniczy i kulturowy*, Archiwum Instytutu Archeologii UMK Toruń, s. 11.
- 2003, *Torfowiska na przykładzie Ziemi Świeckiej*, Towarzystwo Przyjaciół Dolnej Wisły, Świecie, 255 ss.
- 2004, *Kryterium geologiczne w badaniach zbiorników akumulacji biogenicznej*, Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego, 5, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce, s. 119–126.
- Tobolski K., Litt T. 1994, *Vorallerödzeitliche Seeablagerungen in Wielkopolska („Grosspolen“)*, Dissertationes botanicae 234, s. 487–496.
- Tomczak A., Krzywińska J., Pazdur A., 1999, *Problemy interpretacji dat radiowęglowych fauny morskiej z utworów górnego czwartorzędu*, [w:] A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*, Wrocław, s. 243–250.
- Troels-Smith J., 1955, *Karakterisering af lose jordarter (Characterization of unconsolidated sediments)*, Danmarks Geologiske Undersogelse, 4, 3, 73 ss.
- Vaikmāe R., Böse M., Michel F.A., Moormann B.J., *Changes in permafrost conditions*, Quaternary International 28, s. 113–118.
- Vandenberghe J., 1993, *Changing fluvial processes under changing periglacial conditions*, Zeitschrift für Geomorphologie, 88, s. 17–28.
- 1995, *The role of rivers in palaeoclimatic reconstruction*, [w:] B. Frenzel, J. Vandenberghe, C. Kasse, S. Bohncke, B. Glasco (red.), *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*, Palaoklimaforschung, 14, s. 11–19.
- 2003, *Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas*, Quaternary Science Reviews, 22, s. 2053–2060.
- Washburn A. L., 1979, *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*, London, 406 ss.
- Weise O. R., 1983, *Das Periglazial. Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen*, Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 199 ss.



- Wicik B., Magnuszewski A., 1996, *Paleohydrologia doliny Wisły w Kotlinie Płockiej w świetle osadów dennych jeziora Gościąg*, [w:] Z. Mikulski, E. Bajkiewicz-Grabowska (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych (na przykładzie Wisły pod Płockiem)*, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, s. 113–126.
- Więckowski K., 1959, *Pierwsze próby z sondą rdzeniową do pobierania monolitów osadów dennych jezior*, *Przegl. Geogr.*, 31, 2.
- 1966, *Osady denne Jeziora Mikołajskiego*, *Prace Geogr.*, 57, 112 ss.
- 1968, *Geneza, wiek i ewolucja jezior północno-wschodniej Polski*, *Folia Quaternaria*, 29, s. 145–151.
- 1970, *New type of lightweight piston core sampler*, *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Geol.- Geogr.*, 18(1), s. 57–62.
- 1991, *Rola laminowanych osadów jeziornych w badaniach paleolimnologicznych*, *Przegl. Geogr.*, 63, 3–4, s. 325–342.
- 1993a, *Dotychczasowy stan rozpoznania osadów dennych jezior „Na Jazach” – cechy makroskopowe*, *Polish Bot. Stud. Guidebook*, 8, s. 77–92.
- 1993b, *Procesy sedymentacji i tempo akumulacji osadów dennych w wybranych jeziorach*, [w:] I. Dynowska (red.), *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, Kraków, s. 88–97.
- 1998, *Sediments of lake Gościąg*, [w:] M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.), *Lake Gościąg, Central Poland, A Monographic Study, Part I*, W. Szafer Institute of Botany, Kraków, s. 85–89.
- Williams P.F., Rust B.R., 1969, *The sedimentology of a braided river*, *J. Sediment. Petrol.*, 39, s. 649–679.
- Winnicki J., Skompski S., 1991, *Sytuacja geologiczna stanowisk fauny czwartorzędowej z okolic Trzebnicy*, *Biul. PIG* 365, s. 73–94.
- Wiśniewski E., 1965, *Formy drumlinowe okolic Gniewu*, *Przegl. Geogr.*, 37, 1, s. 171–182.
- 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 119.
- 1982, *The geomorphological evolution of the Vistula river valley between Włocławek and Ciechocinek during the last 15 000 years*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley, part I*, 1, *Geogr. Studies. Issue*, 1, s. 93–108.
- 1985, *Wiek terasy zalewowej Wisły pomiędzy Wyszogrodem a Płockiem w świetle datowań metodą radiowęglową*, *Przegl. Geogr.*, 57, 4, s. 553–559.
- 1990, *The lower Vistula Valley*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, *Geogr. Stud. Spec. Issue*, 5, s. 146–153.
- Wiśniewski E., Karczewski A., 1978, *O rzeźbie sandrów utworzonych na lodzie*, *Przegl. Geogr.*, 50, 2, s. 269–292.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., Molewski P., 1997, *Fluctuations of the snout of Skeidararjokull Iceland in the last 100 years and some of their consequences in the central part of its forefield*, *Landform Analysis*, 1, s. 73–78.

- Wohlfarth B., Filimonova L., Bennike O., Björkman L., Brunnberg L., Lavrova N., Demidow I., Possnert G., 2002, *Late-glacial and early Holocene environmental and climatic change at Lake Tambichozero, southeastern Russian Karelia*, Quaternary Research, 58, s. 261–272.
- Wojciechowski A., 2000, *Zmiany paleohydrologiczne w środkowej Wielkopolsce w ciągu ostatnich 12 000 lat w świetle badań osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 236 ss.
- Woldstedt P., 1921, *Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland*, Jahrbuch der Preussischen geologischen Landesanstalt, 42, s. 1–49.
- 1926, *Probleme der seenbildung in Norddeutschland*, Zeitschrift Ges. f. Erdkunde zu Berlin, s. 103–124.
- 1952, *Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten*, Eis. u. Gegenw., 2, s. 146–153.
- Wolters S., 2002, *Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsentwicklung in der Döberitzer Heide (Brandenburg)*, Dissertationes Botanicae, Berlin–Stuttgart, 157 ss.
- Worsley P., 1997, *The 1996 volcanically induced glacial mega flood in Iceland – cause and consequence*, Geology Today, 13, s. 211–216.
- 1999, *Context of relict Wisconsinan glacial ice at Angus Lake, SW Banks Island, western Canadian Arctic and stratigraphic implications*, Boreas, 28, s. 543–550.
- Wrotek K., 1986, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Gniew i objaśnienia do mapy*, Inst. Geol., Warszawa.
- Wünnemann B., 1993, *Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langseerinne Südangelns in Schleswig – Holstein*, Berliner Geographische Abhandlungen, 55.
- Wysota W., 1992, *Morfogeneza środkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego w świetle badań osadów i form zlodowacenia vistulianskiego*, maszynopis w Instytucie Geografii UMK w Toruniu.
- 2002, *Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia Wisły w południowej części dolnego Powiśla*, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Rozprawa Habilitacyjna, 144 ss.
- Zernickaja W.P., Pavlovska I. E., 1994, *Novye dannye o paleogeografii bassejna Zapadnoj Dviny w pozdnelednikovie i golocenie*, Dokłady AN Belorusi 38, 2, s. 115–119.
- Zernickaja W.P., Wlasow B.P., Kalkowski W.M., Pawłowa I.D., 2000, *Nowe dane do historii rynny Gińkawa-Swiadawa-Dolgoje*, [w:] A.W. Matwiejew, J.I. Anoszka, W.P. Zernickaja (red.), *Problemy paleogeografii późnego plejstocenu i holocenu*, Materiały Białorusko-Polskiego Seminarium, Grodno, s. 84–85.
- Zieliński T., 1992, *Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Uniwersytet Śląski, Katowice.
- 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Uniwersytet Śląski, Katowice.
- 1995, *Kod litofacjalny i litogeniczny – konstrukcja i zastosowanie*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, s. 220–235.

- Zolitschka B., 1998, *Paläoklimatische Bedeutung Laminiertes Sedimente: Holzmar (Eifel, Deutschland), Lake C2 (Nordwest-Territorien, Kanada) und Lago Grande di Monticchio (Basilicata, Italien)*, Relief, Boden, Paläoklima, 13, Borntraeger, 176 ss.
- Żurek S., 1995, *The development of the peat forming processes versus the lowland relief of Poland and hydrological changes in the Postglacial period*, Quaest. Geogr., 17/18, s. 95–100.
- 1996, *Wiek torfowisk i jezior w świetle datowań radiowęglowych*, Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, 80, 14, s. 59–77.

## LATE GLACIAL AND EARLY HOLOCENE EVOLUTION OF THE LAKE BASINS IN THE KOCIEWSKIE LAKELAND (EASTERN PART OF THE POMERANIAN LAKELAND)

### Summary

Lake deposits are a very sensitive indicator of the environmental changes. Thus, their complex analysis takes a growing share in the paleogeographical research. Holocene history of the lakes, especially concerning the hydrological changes, has been studied in detail, while numerous issues referring to the Late Glacial evolution of the lake basins are still problematic. They mainly include determining the course of the melt-out processes, the age of the lakes, as well as the existence of various lake generations in individual land depressions. If the latter issue is taken into consideration, a larger and larger number of the studied lake basins show a significant diversification. This fact inspired the author to carry out the research on the lake basins located in varied geomorphological and hydrological conditions. The comparative analysis aimed at both establishing the reasons for such a morphogenetic differentiation and explaining the interrelations between the lakes of different ages. The research focused on reconstructing the processes which took place within the lake basins between the recession of the last ice sheet and the thermokarst phenomenon with a final melting out of the buried dead ice, i.e. the full development of the lake basins.

### METHODS

#### Field studies

- Geomorphological and geological surveying based on maps in the scale 1:25 000 and 1:10 000.
- Studying drill cores of lake deposits of undisturbed structure with a sounder constructed by K. Więckowski. In total, about 1500 running metres of lake and peat deposits were collected.

#### Laboratory work

- Palynological analysis (B. Noryśkiewicz) – 300 samples were analysed in total;
- Analysis of plant macro-remains within the pre-Allerod organic deposits (B. Noryśkiewicz, T. Szubert);
- Radiocarbon dating (Laboratory C-14 in Gliwice – A. Pazdur) – 15 conventional dates BP;

- Dating with the use of an uranium and thorium method (H. Hercman) – two carbonate samples of pre-Allerød deposits;
- Malacological analysis of pre-Allerød carbonate deposits (J. Krzyminska);
- Content analysis of the organic matter (losses due to heating) and carbonates (Scheibler's method and heating at 925 °C);
- Granulometric analysis (a granulometry laser analyzer of the Fritsch company).

#### THE STUDY AREA AND THE STUDY OBJECT

The study area includes the Starogardzki Lakelands and the northern part of the Tucholskie Forests (the ethnic name of this area is Kociewskie Lakelands). It was completely covered with the ice sheet of the upper stage of the Vistula glaciation. During the recession from the maximum range of the ice sheet, the marginal zone connected with the Pomeranian phase stretched across the central part of the study area. It must be stressed, however, that the course of the maximum range of the Pomeranian phase is problematic here. It is distinctly visible in the existing landforms only at a short section in the vicinity of Stara Kiszewa and to the east of Lakes Borzechowskie (fig. 1; 3). Ten testing areas were selected for the detailed research. Half of them are located at the back of the maximum range of the ice sheet of the Pomeranian phase, while the other half – at its front (fig. 1).

The research was carried out in the following margin and lake sedimentation basins:

- the margin basin of Gniew with a kettle hole of Lake Ciepłe (fig. 1 – A; 4; 5; photos 1; 2; 3; 4; 5; 6),
- the subglacial channel near Skarszewy (fig. 1 – C; 6; 7; photo 7),
- the subglacial channel near Wilcze Góry (fig. 1 – E; 6; 8),
- the subglacial channel near Wolny Dwór (fig. 1 – D; 6; 9),
- the subglacial channel near Lakes Borzechowskie at the contact with the valley of the River Wda (fig. 1 – F; 10; 11; 12; 13; photos 8; 9; 10; 11),
- the subglacial channel near Czarnie (fig. 1 – G; 14; 15),
- the subglacial channel near Wiecko (fig. 1 – H; 16; 17; photo 12),
- the subglacial channel near Czechowo and a pothole with Czechowskie Lake (fig. 1 – I; 18; 19; 20; photos 13; 14),
- the subglacial channel with Zawada Lake (fig. 1 – J; 21; 22; photo 15),
- the subglacial Channel near Więckowy (fig. 1 – B; 6; 23; 24; photos 16; 17).

#### CONCLUSIONS

The research carried out within the lake basins located in the Eastern Pomerania show large diversification in their Late Glacial and Early Holocene geomorphological development (fig. 25; 26). The paper does not refer to the first phase of the basins' development – the very act of their origin. Most of the studied basins are subglacial channels, which have originated as a result of the activity of subglacial water, and, in a few cases, of glacial exaration. The basins formed in that way, still before their further transformation, are referred to as *protogenen Becken* by B. Nitz (1984). All the studied basins, independently of their genesis, underwent the phase of conservation by blocks of dead ice.

In some basins lake sedimentation was preceded by glaciolimnic sedimentation. As far as the time relations between them are concerned, two types of basins can be distinguished. The first one includes the basins in which pre-Allerød lakes were a kind of a successor to the glaciolimnic basins formerly existing there. The second type includes the basins in which glaciolimnic and limnic sedimentations were separated by a time interval of up to a few thousand years.

A very interesting example of the relation of glaciolimnic and limnic deposits was recorded within the area of the margin basin of Gniew. Lake basins there were formed within the margin area as a result of melting out of the blocks of dead ice which had been buried in glaciolimnic deposits. The time interval between the end of glaciolimnic sedimentation and the beginning of the limnic sedimentation amounts to at least four thousand years.

The main reason for the proved differentiation in the lake age was undoubtedly a complex process of the melting out of the blocks of dead ice. The intensity of this process varied right from the moment of the ice sheet waning. In some basins it lasted as long as to the end of the pre-Boreal period. In some basins the melting process showed stages, and it took place at different time at the successive morphological levels. This was connected with the development of the local river system and was the reason for breaks in lacustrine sedimentation. The longest recorded gap in lacustrine sedimentation was about three thousand years (from Old Dryas to pre-Boreal).

Concerning the time of lacustrine sedimentation and its Late Glacial course, three significant morphogenetic groups of lake basins have been distinguished:

1) The lake basins in which the beginning of lacustrine sedimentation is connected with pre-Allerød. These were small water basins, located predominantly within the edge zones of the basins. There accumulation of lacustrine deposits took place – mainly mineral but partly also of biogenic character. The malacological analysis proves that these basins were cold-stenothermal of Holarctic range. Their development took place at the presence of the blocks of buried dead ice. At the time of the these basins' existence, the ice almost totally melted. The deposits of the pre-Allerød lakes have not been drilled underneath the deposits of the younger generation of lakes, in presently the deepest parts of the lake basins. It can be concluded, thus, that they were limited as far as their area within the basins is concerned. These lakes were active during relatively short period of time, as they were quickly filled up or drained as a result of the development of the river pattern which, step by step, included the basins within the valley systems.

2) The basins where lakes started to form during the Bolling–Allerød period. At that time the main stage of melting out of blocks of dead ice took place. In the majority of the studied basins lake formation in this period of time was preceded by a short peatbog phase. After the blocks of dead ice had melted out, the basal peat took the lowest position at the bottoms of the basins and was covered with gyttja – the deposits of deep sedimentation.

3) The lake basins in which the absolute beginning of the sedimentation took place only in the pre-Boreal period. The blocks of buried dead ice survived in them throughout the entire Late Glacial and until the beginning of Holocene. The development of all the Early Holocene lakes was preceded by a peatbog stage. The fact that in the floor of the basal pre-Boreal peat there are neither older lake nor peat deposits

proves that the basins of the lakes discussed were not sedimentation basins during the Late Glacial period. The rise in temperature during the Bölling-Alleröd complex brought a gradual lowering of the dead ice ceiling (fig. 27). The possibility of the outflow of water slowed down the intensity of this process. Sedimentation of basal peat on the mineral cover generally started in earlier part of pre-Boreal. At the end of this period fully developed deep lacustrine sedimentation took place.

Geomorphological analysis of the basins, in the bottoms of which low-lying pre-Boreal peat was found, proves, that besides mineral covering, constant draining of the basins was an important factor which favoured the survival of the blocks of dead ice until pre-Boreal. This condition was fulfilled mainly by the basins located close to a water course which was cutting into the bottom during Late Glacial. In the basins where morphological conditions favoured a longer existence of stagnant water, the thermal influence of the water over the underlying dead ice ended in its melting and a full formation of the lake basins as early as at the beginning of Late Glacial. The process of melting out the buried blocks of dead ice in the conditions of thermokarst was very fast irrespective of the length of time during which the basins were preserved (fig. 27). A faster pace of melting out of the buried blocks of dead ice took place only after the first winter season during which the water in the forming lake froze down to the bottom. This was a kind of a threshold after which melting out of the blocks of dead ice turned into a self-amplified process. Since then the blocks of dead ice, which in some basins were preserved for about 6 thousand years, i.e. from the recession of the Pomeranian phase ice sheet to pre-Boreal, melted out very quickly (fig. 27). In the case of the basins presented in the paper this is supported by a distinctive border between Alleröd and pre-Boreal peat, and the overlying gyttja, which is the effect of the deep water lacustrine sedimentation.

The conclusion that in specific situations it was possible for the blocks of dead ice to be preserved as long as to the beginning of Holocene, is of large importance in paleogeography of Late Glacial within the Young Glacial areas. It suggests that within the Bölling-Alleröd complex the total disappearance of permafrost did not take place. Thus, it could have survived in a relic form until Young Dryas when its partial aggradation took place. The total disappearance of permafrost should be dated only on pre-Boreal.

Translated by Aleksandra Zaparucha

*Adres autora:*

*Mirosław Blaszkiewicz*

*Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizów w Toruniu, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN*

*ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń*

*E-mail: mirek@geopan.torun.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. Błazejczyk, B. Krawczyk, 1997, *Bioklimatologia człowieka*.
- 2 – L. Starkel, 2001, *Historia Doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*.
- 3 – T. Kozłowska-Szczęsna, K. Błazejczyk, 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., Księżak 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., Błazejczyk 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.

**ERRATA**  
Prace Geograficzne nr 201

Strona	Wiersz	Jest	Powinno być
137	2 od góry	Argumentuje to dostarczony poprzez analizę stanowisk osadów jeziornych w dolinach Wietcisy, Wierzycy i Wdy, omówiona ...	Argumenty te dostarczyła analiza stanowisk osadów jeziornych w dolinach Wietcisy, Wierzycy i Wdy, omówionych ...
		Fot. 16. Rynna subglacialna k. Więckowych. 1 – górne krawędzie rynny subglacialnej; 2 – erozyjny odcinek doliny Wierzycy. Lokalizacja i oznaczenie przekrojów jak na rycinie 6 i 23 (autor zdjęcia W. Stępień). Subglacial channel near Więckowe. 1 – upper edges of the subglacial channels; 2 – erosive section of the valley of the River Wierzycy. Location and key to the cross-sections as in Figure 6 and 23. 1 – edges of the subglacial channels; 2 – gorge section of the valley of the River Wda. (photo by W. Stępień).	Fot. 16. Rynna subglacialna k. Więckowych. 1 – górne krawędzie rynny subglacialnej; 2 – erozyjny odcinek doliny Wierzycy. Lokalizacja i oznaczenie przekrojów jak na rycinie 6 i 23. (autor zdjęcia W. Stępień). Subglacial channel near Więckowe. 1 – upper edges of the subglacial channels; 2 – erosive section of the valley of the River Wierzycy. Location and key to the cross-sections as in Figure 6 and 23. (photo by W. Stępień).



Obniżenia jeziorne są wszechobecnym elementem krajobrazu młodoglacjalnego Polski, a występujące w nich osady bardzo dobrym wskaźnikiem zmian paleośrodowiskowych. W trakcie badań, o coraz bardziej interdyscyplinarnym charakterze, zebrano wiele faktów wskazujących na bardzo duże zróżnicowanie ewolucyjne tych form, szczególnie w kontekście przebiegu procesów wytopiskowych. Wcześniejsze prace badawcze autora w dolinie Wierzycy oraz wyniki prac zaprezentowanych w niniejszej rozprawie, potwierdzają dużą różnorodność morfogenetyczną obniżeń jeziornych, także na obszarze Pojezierza Kociewskiego.

Obok dominującej grupy jezior, które powstały w kompleksie bölling-alleröd udokumentowano tutaj również, starsze, przedalleródzkie generacje jezior oraz jeziora, których funkcjonowanie rozpoczęło się dopiero pod koniec okresu preborealnego. Stwierdzono, iż główną przyczyną różnowiekowości jezior był złożony proces wytapiania się brył martwego lodu, który przebiegał z różnym natężeniem już od momentu zaniku lądolodu i trwał w niektórych obniżeniach aż do schyłku okresu preborealnego. W części obniżeń miał on fazowy charakter i odbywał się w różnym czasie na kolejnych poziomach morfologicznych. Szczególnie istotnym czynnikiem sprzyjającym dłuższemu zachowaniu się brył martwego lodu był stały drenaż obniżeń w późnym glacie. Jednocześnie proces wytapiania pogrzebanych brył martwego lodu miał w warunkach termokrasu, niezależnie od długości konserwacji obniżeń, bardzo szybki przebieg.

PRACE GEOGRAFICZNE - 201