

**Edward Wiśniewski**

Instytut Geografii  
Pomorska Akademia Pedagogiczna  
Słupsk

## **PROBLEM DROGI ODPLYWU WÓD Z JEZIORA ZAPOROWEGO W KOTLINIE WARSZAWSKIEJ PODCZAS FAZY LESZCZYŃSKIEJ**

### **Wprowadzenie**

Wśród problemów z zakresu geomorfologii glacialnej czy paleogeografii czwartorzędu istnieje jeszcze wiele takich, które określane są jako otwarte albo dyskusyjne, a mimo to przedstawiane w literaturze jako kanony. Na przykład, niemal w każdym podręczniku szkolnym za klasyczne pradoliny w Polsce uznaje się pradolinę toruńsko-eberswaldzką (Noteci-Warty) i warszawsko-berlińską, a tymczasem istnienie tej ostatniej podczas zlodowacenia vistulian na całej długości, począwszy od Kotliny Warszawskiej, gdzie utworzyło się w tym czasie zastoisko proglacialne, było niemożliwe.

Na temat zastoiska warszawskiego, jego powstania, wieku oraz stosunku do pradoliny warszawsko-berlińskiej wypowiadało się w ciągu minionych 120 lat wielu badaczy niemieckich i polskich. Jedni, np. G. Berendt (1879), F. Wahnschaffe (1881), K. Keilhack (1898), J. Siemiradzki (1909), J. Samsonowicz (1922) i R. Galon (1972) byli zwolennikami koncepcji płynięcia wód Wisły z Kotliny Warszawskiej na zachód przez pradolinę warszawsko-berlińską, natomiast inni, np. L. Henkel (1909), S. Lencewicz (1922), J. Mikołajski (1927) i S. Jewtuchowicz (1967) wykluczali taką możliwość, mimo słabego wówczas rozeznania stosunków geomorfologicznych doliny Wisły poniżej Kotliny Warszawskiej oraz w jej sąsiedztwie.

Do problemu relacji między zastoiskiem warszawskim a pradoliną warszawsko-berlińską wrócił w 1999 r. L. Marks, który wypowiedział sąd, że: *Wprawdzie powstanie Kotliny Warszawskiej w jej obecnym kształcie wiąże się dopiero ze schyłkiem stadiału (zlodowacenia) Warty, lecz decydującą rolę w jej ostatecznym uformowaniu odegrać miał przepływ wód pradoliną warszawsko-berlińską, a później toruńsko-eberswaldzką u schyłku zlodowacenia Wisły oraz że: Najbardziej problematyczna jest wzajemna relacja utworzonego w Kotlinie Warszawskiej zbiornika zastoiskowego oraz systemu pradolinowego, stanowiącego istotny fragment równoleżnikowego drenażu ekstraglacialnego na Niżu Środkowoeuropejskim.*



Przez wiele lat autor tego artykułu zajmował się zagadnieniami rozwoju geomorfologicznego doliny Wisły pomiędzy Kotliną Warszawską a Kotliną Toruńską oraz prowadził badania geomorfologiczne i geologiczne proglacialnych dolin rozcinających Równię Kutnowską (ryc. 1). Doliny te, biorące początek od postępu łądolodu podczas fazy leszczyńskiej i uchodzące do „pradoliny warszawsko-berlińskiej”, są kluczem do rozstrzygnięcia kwestii kierunku spływu wód z jeziora zaporowego, istniejącego w tym czasie w Kotlinie Warszawskiej, tj. do poznania relacji między tym zastoiskiem a „pradolina warszawsko-berlińska”. Nadto cennym dopełnieniem wiedzy na ten temat okazały się wyniki badań geomorfologicznych i geologicznych doliny dolnej Bzury, prowadzonych przez L. Andrzejewskiego (1991, 1994).

W 1994 r. autor we wspólnym artykule z L. Andrzejewskim, opierając się na wynikach swoich badań, zakwestionował możliwość odpływu wód „pradolina warszawsko-berlińska” podczas vistulianu, począwszy od Kotliny Warszawskiej, którą musiało przecież do pewnej wysokości wypełniać jezioro zaporowe. Postawione zostało w związku z tym pytanie, na które trudno było dać wówczas odpowiedź, czy jezioro to mogło istnieć przez ponad 2 tys. lat, tj. między maksymalnym zasięgiem łądolodu vistuliańskiego datowanym na około 20 tys. lat a subfazą kujawską datowaną na około 17 200 lat, bez kanału ulgi, tj. rzeki odprowadzającej z niego nadmiar wód, przy stałym zasilaniu jeziora przez Wisłę i jej dopływy z południa oraz przez wody roztopowe płynące z północnego wschodu pradolina Biebrzy-Narwi. Wydaje się, iż warto jeszcze raz wrócić do tego pytania i spróbować odpowiedzieć na nie po poczynionych obserwacjach i doświadczeniach zdobytych w trakcie badań, które na obszarach współcześnie zlodowaconych prowadził autor, jak i inni badacze.

Zajęcie stanowiska w rozpatrywanej kwestii wymaga jednak krótkiego przedstawienia stanu wiedzy o rzeźbie Kotliny Warszawskiej oraz stosunku proglacialnych dolin rozcinających Równię Kutnowską do „pradoliny warszawsko-berlińskiej”.

### **Poglądy na genezę i wiek poziomów i teras Kotliny Warszawskiej**

W rozległym obniżeniu Kotliny Warszawskiej S.Z. Różycki (1967) wyróżnił od góry następujące poziomy i terasy: a. poziom radzywiński-błoński, b. terasę otwocką (IIc), c. terasę faleniczną (IIb), d. terasę praską (IIa). Poziom radzywiński położony jest po prawej stronie kotliny, a jego odpowiednik – poziom błoński po stronie lewej (ryc. 1). Na powierzchni tych poziomów występują łąły. Według M.D. Baranieckiej i K. Koneckiej-Betley (1987) poziom radzywiński w okolicy Otwocka ma wysokość 103 m n.p.m. i obniża się w kierunku północnym do wysokości 88-90 m n.p.m. w okolicy Radzimina i Marek. Po lewej stronie kotliny poziom błoński w pobliżu ujścia Bzury ma wysokość 81-82 m n.p.m. Występuje on dalej w przelomowym odcinku doliny Wisły między Kotliną Warszawską a Kotliną Płocką na wysokości 82-83 m n.p.m. (21-22 m nad poziomem Wisły).

Terasa otwocka (IIc) w południowej części kotliny ma wysokość 100-103 m n.p.m. (16-19 m nad poziomem Wisły), u ujścia Bzury 71-72 m n.p.m. (7-8 m nad poziomem Wisły), a w pobliżu Płocka 63-64 m n.p.m.

Terasa faleniczna (IIb) w okolicy Otwocka ma wysokość 96-97 m n.p.m., następ-

nie stanowi obniżenie między wypami terasy otwockiej. Jej wysokość w pobliżu ujścia Bzury wynosi 69-72 m n.p.m., a we wschodniej części Kotliny Płockiej 60 m n.p.m.

Terasa praska (IIa), nadzalewowa, w południowej części kotliny ma wysokość 90-92 m n.p.m. (7-9 m nad poziomem Wisły), a w pobliżu ujścia Bzury łączy się w jeden poziom z terasą falenicą.

Według S.Z. Różyckiego (1967) ily warwowe pokrywające poziom radzywińsko-błoński osadziły się w czasie stadium Wkry zlodowacenia Odry. Poziom otwocki (IIc) utworzył się na skutek zablokowania biegu Wisły na północ podczas fazy leszczyńskiej. Zasypanie Kotliny Warszawskiej osadami piaszczysto-żwirowymi sięgnęło do niższych części poziomu radzywińsko-błońskiego. Po okresie erozji ponowny okres akumulacji nastąpił podczas fazy poznańskiej. Powstała wówczas terasa niższa, falenicka. Podczas fazy pomorskiej, zdaniem S.Z. Różyckiego, powstała terasa praska.

Późniejsze badania wykazały, że pod iłami warwowymi, leżącymi na powierzchni poziomu radzywińsko-błońskiego, zalegają osady ze szczątkami organicznymi z okresu interglacjału eemskiego (Janczyk-Kopikowa 1975; Karaszewski 1975; Sarnacka 1982). Sedymentację wspomnianych iłów należy zatem wiązać ze zlodowaceniem vistuliańskim.

M.D. Baraniecka i K. Konecka-Betley (1987), ufając wynikom datowań iłów metodą termoluminescencyjną (51 000 i 53 000 lat), ich wiek odniosły do transgresji lądolodu środkowovistuliańskiego, którego zasięg tak daleko na południe nie został udowodniony. Zdaniem tych badaczek w górnym vistulianie podczas fazy leszczyńskiej doszło w Kotlinie Warszawskiej do akumulacji osadów początkowo rzecznych i glaciofluwialnych, a na końcu mułków i iłów. Osady te budują najwyższą terasę kotliny, tj. terasę otwocką (IIc). W böllingu włożona została seria piaszczysta terasy faleniczej (IIb), a w allerödzie terasy praskiej (IIa).

### **Stosunek „pradoliny warszawsko-berlińskiej” do zastoiska warszawskiego**

Jeśli się przyjmie, że w Kotlinie Warszawskiej podczas maksymalnego zasięgu zlodowacenia vistulian około 100 km od czoła lądolodu osadziły się ily warwowe zalegające u ujścia Świdra do Wisły na wysokości około 102 m n.p.m., to konsekwentnie należałoby przyjąć, że lustro wody w tym rozległym zastoisku winno sięgać ponad tę wysokość. Przy takim poziomie wody zalaniu uległyby duże przestrzenie sąsiadujących z doliną Wisły wysoczyzn i mogłyby istnieć odpływ nadmiaru wód z zastoiska warszawskiego na zachód „pradolina warszawsko-berlińska”. Dno pradoliny na dziale wodnym pod Łęczycą, w odległości około 70 km od Kotliny Warszawskiej, leży bowiem na wysokości 102 m n.p.m. Od okolic Łęczycy „pradolina warszawsko-berlińska” obniża się w kierunku zachodnim i wschodnim. Część zachodnią pradoliny na znacznej długości wykorzystuje Warta z Nerem, a część wschodnią Bzura, która uchodzi do Wisły w Kotlinie Warszawskiej.

Powyższe rozważania nad możliwością odpływu wód z zastoiska warszawskiego przeprowadzono na podstawie stosunków hipsometrycznych istniejących obecnie

w „pradolinie warszawsko-berlińskiej”. Nie oznacza to jednak, że jej dno w okolicy Łęczycy podczas fazy leszczyńskiej czy poznańskiej leżało na tej samej wysokości, co obecnie. Należy wziąć pod uwagę fakt, że w poprzek „pradoliny warszawsko-berlińskiej” przebiega struktura tektoniczna zwana antyklinorium kujawsko-pomorskim, które – jak się często sądzi – ulega ruchom wznoszącym. Dotąd jednak nie stwierdzono jednoznacznie, czy ono rzeczywiście im podlega. W świetle powyższych uwag nie należy wykluczać, że dno „pradoliny warszawsko-berlińskiej” na dzisiejszym dziale wodnym między dorzecziami Wisły i Odry leżało podczas maksymalnego zasięgu zlodowacenia vistulian na innej wysokości. Mogło leżeć niżej i być następnie wyniesione w wyniku neotektonicznych ruchów wznoszących, lecz mogło także leżeć wyżej, jako skutek zjawiska glacjaizostazji, tj. wyniesienia przedpola lądolodu pod wpływem jego nacisku na podłoże mineralne, które przykrył. Ponadto niewykluczone, że do deformacji dna pradoliny mogły przyczynić się także ruchy halokinetyczne.

### **Stosunek proglacialnych dolin Ochni i Przysowy-Słudwi do „pradoliny warszawsko-berlińskiej”**

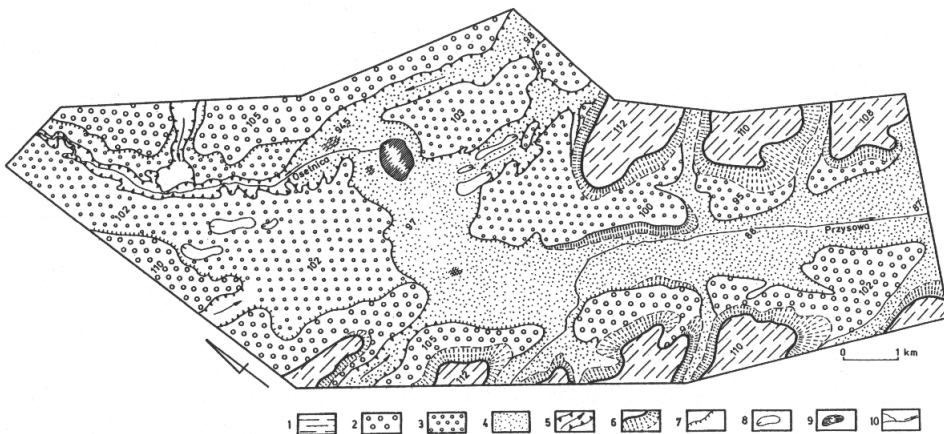
Inaczej przedstawia się problem wysokości poziomu wody w zastoisku warszawskim oraz istnienia z niego odpływu „pradolina warszawsko-berlińska” w świetle badań geomorfologicznych dwóch dolin proglacialnych wspomnianych na wstępie, rozcinających Równinę Kutnowską, którymi wody roztopowe płynęły do tej pradoliny (ryc. 1).

Pierwsza z nich, którą obecnie płynie Ochnia, uchodzi do pradoliny około 50 km na zachód od Kotliny Warszawskiej, a druga, wykorzystywana przez Przysowę i Słudwie, około 25 km od tej kotliny. Obie doliny stanowią przedłużenie rynien subglacialnych, które wyznaczają maksymalny zasięg zlodowacenia vistulian. Jak wynika z literatury, doliny Ochni i Przysowy-Słudwi są już znane od wielu lat (Lencewicz 1922; Kotarbiński, Urbaniak-Biernacka 1975; Baraniecka 1979; Dylík 1984). Wyrażano pogląd, że płynęły nimi wody roztopowe na południe, jednak brakuje szczegółowych opracowań geomorfologicznych tych dolin.

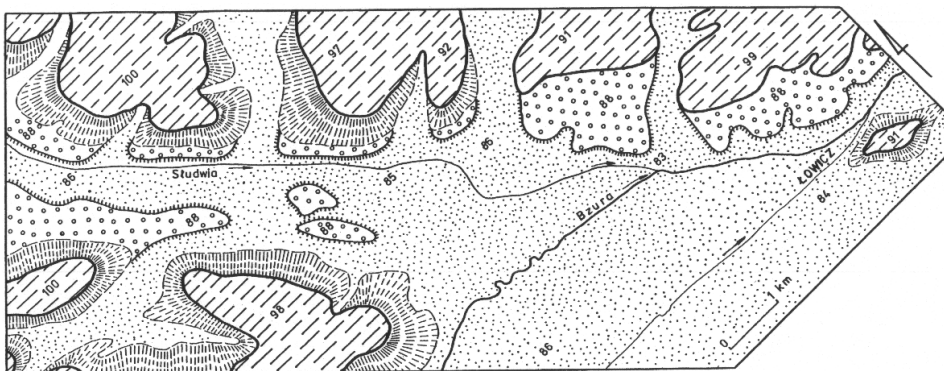
Dolina Ochni, długości 41 km i szerokości 1-2 km, rozpoczyna się około 3 km na zachód od Lubienia Kujawskiego. Jej dno w górnym odcinku ma wysokość 120 m n.p.m., a u ujścia do „pradoliny warszawsko-berlińskiej” 95 m n.p.m. Zbocza doliny są długie, łagodnie nachylone. Na 11 kilometrów przebiegu z doliną Ochni kontaktuje się proglacialna dolina Lublinianki, długości około 7 km i szerokości około 0,5 km, która jest kontynuacją rynny subglacialnej Jeziora Lubińskiego. W odległości 2 km na północny zachód od Kutna uchodzi do doliny Ochni druga proglacialna dolina Głogowianki, która rozpoczyna się od rynny subglacialnej na południowy zachód od Gostynina. Dolina ta, długości około 13 km, ma szerokość 1-4 km. Wzdłuż doliny Ochni, ponad jej dnem, występują różnej szerokości i długości fragmenty wyżej położonego poziomu, który był kształtowany przez wody roztopowe. W jej górnej części poziom ten ma wysokość około 122 m n.p.m., a w okolicy Kutna 107 m n.p.m. Poniżej Kutna do tego poziomu nawiązuje dno zachodniego odgałę-

zienia doliny Ochni, które kontaktuje się z „pradolina warszawsko-berlińska” na wysokości około 98 m n.p.m. Dno wschodniej odnogi, którą płynie Ochnia, ma u wylotu do pradoliny wysokość 95 m n.p.m. Ponad dnem nie stwierdzono wyżej leżącego poziomu, który pod względem wysokości odpowiadałby położeniu dna odnogi zachodniej. Prawdopodobnie uległ on tu zniszczeniu przez płynące wody, które w późniejszym okresie wykorzystywały wyłącznie tę część doliny.

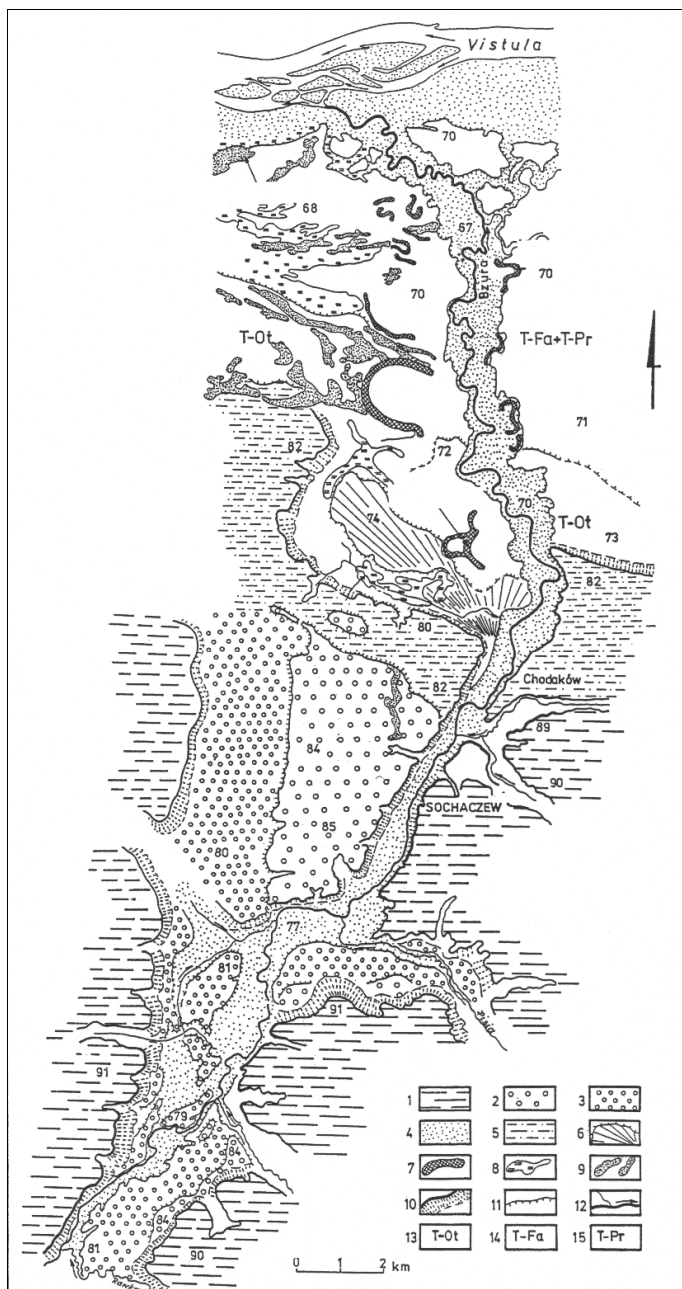
Druga proglacialna dolina, długości 35 km, Przysowy-Słudwi, rozpoczyna się u wylotu rynny subglacialnej Osetnicy na wysokości około 97 m n.p.m. i stopniowo obniża się do 84 m n.p.m. przy wlocie do „pradoliny warszawsko-berlińskiej” w okolicy Łowicza. Początkowo ma ona szerokość około 3,5 km, a przy końcu 2 km. Od początku doliny Przysowy-Słudwi występują ponad dnem dolinnym dwa



Ryc. 2. Szkic geomorfologiczny górnego odcinka proglacialnej doliny Przysowy-Słudwi: 1 – wysoczyzna morenowa z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, 2 – wyższy poziom sandrowy, 3 – niższy poziom sandrowy, 4 – dno doliny, 5 – rynna Osetnicy i doliny wód roztopowych, 6 – zbocza, 7 – krawędzie, 8 – wytopiska, 9 – jeziora, 10 – rzeki



Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny ujściowego odcinka proglacialnej doliny Przysowy-Słudwi do „pradoliny warszawsko-berlińskiej”. Objaśnienia jak na ryc. 2



Ryc. 4. Szkic geomorfologiczny doliny dolnej Bzury (wg Andrzejewskiego 1991): 1 – wysoczyzna morenowa z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, 2 – wyższy poziom wód roztopowych, 3 – niższy poziom wód roztopowych, 4 – dno doliny, 5 – poziom błoński, 6 – stożek aluwialny Bzury, 7 – paleomeandry, 8 – obszary torfowe, 9 – wydmy, 10 – zbocza, 11 – krawędzie, 12 – rzeki, 13 – terasa otwocka, 14 – terasa falenicka, 15 – terasa praska

poziomy sandrowe, zbudowane z utworów glacyofluwialnych (piaski i żwiry). Pierwszy, wyższy, leżący początkowo na wysokości 105 m n.p.m. po prawej stronie doliny, zanika po 9 km (ryc. 2). Poziom drugi, niższy, po lewej stronie doliny, początkowo ma wysokość 100 m n.p.m. i biegnie nieprzerwanie po ujście doliny do „pradoliny warszawsko-berlińskiej”, gdzie ma już wysokość 88 m n.p.m. Leży więc tu 3-5 m ponad dnem doliny i ma szerokość około 200 m (ryc. 3).

Jakie były dalsze losy wód roztopowych, które wspomnianymi dolinami proglacialnymi dopływały do „pradoliny warszawsko-berlińskiej”? To zagadnienie wyjaśniają wyniki badań geomorfologicznych doliny dolnej Bzury, które przeprowadził L. Andrzejewski (1991, 1994; ryc. 4).

Ponad dnem równiny zalewowej Bzury występują 2 poziomy zbudowane z utworów piaszczystych i żwirowych. Pierwszy, niższy, o wysokości 80-81 m n.p.m., stanowi dno pradoliny szerokości około 2 km w pobliżu ujścia Rawki. Drugi poziom, o wysokości 83-84 m n.p.m., występuje w postaci wąskich listew lub wysp. Na podobnej wysokości pomiędzy ujściem Pisi a Utratą, po zachodniej stronie Bzury, leży rozległy poziom długości około 6 km i szerokości 3 km. Jest on odpowiednikiem wspomnianych fragmentów wyższego poziomu występującego pomiędzy ujściem Rawki a ujściem Pisi. Poziom ten pokrywa warstwa laminowanych piasków drobnoziarnistych o miąższości około 2 m, leżących najczęściej na iłach. Należy dodać, że ily te występują w wielu miejscach doliny dolnej Bzury pod utworami piaszczystymi i żwirowymi. Badania strukturalne osadów budujących oba poziomy wykazały, że były one deponowane przez wody płynące do Kotliny Warszawskiej.

### **Zagadnienie odpływu wód „pradolina warszawsko-berlińska”**

Wyniki badań geomorfologicznych dolin proglacialnych Ochni i Przysowyska-Słudwi oraz dolnego odcinka doliny Bzury podważają w sposób zasadniczy pogląd na możliwość przepływu wód pradolina od zastoiska warszawskiego na zachód podczas maksymalnego zasięgu zlodowacenia vistulian. Pogląd ten wypowiedany był wyłącznie wtedy, gdy przyjęto w sposób dedukcyjny wysoki poziom wody w zastoisku warszawskim na podstawie dotychczasowego stanu wiedzy o rzeźbie i budowie geologicznej Kotliny Warszawskiej.

Wlot wód roztopowych do „pradoliny warszawsko-berlińskiej” w stosunkowo niskich poziomach (98 i 88 m n.p.m.), a następnie kierowanie się ich na wschód tym odcinkiem pradoliny do Kotliny Warszawskiej w poziomie 83-84 m n.p.m., wyklucza nie tylko istnienie w tym czasie zastoiska warszawskiego, w którym poziom wody sięgał powyżej tej wysokości, ale niemożliwa staje się także droga odpływu wód z tego zastoiska przez „pradolina warszawsko-berlińska” na zachód.

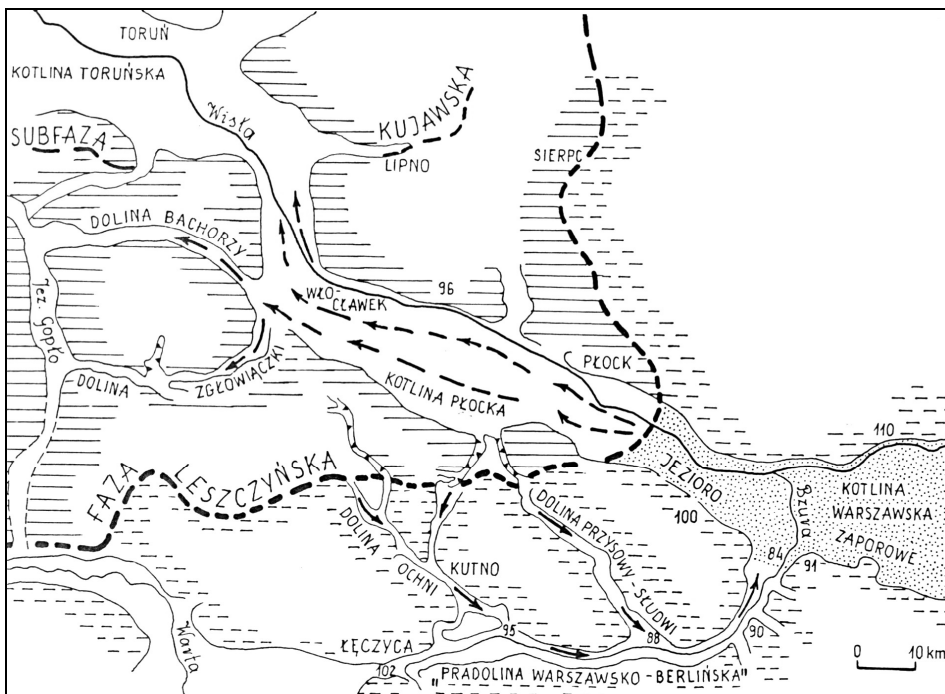
Z takiego stanowiska autora wynikają inne problemy. Na przykład, w jakich warunkach i kiedy doszło do sedymentacji iłów na poziomie radzywińskiego-błońskiego, leżących 10-20 m wyżej od poziomu, w którym wody roztopowe dopływały do Kotliny Warszawskiej ze wschodu? Najważniejszy jest jednak problem postawiony już wcześniej (Wiśniewski, Andrzejewski 1994), czy zastoisko warszawskie mogło ist-

nieć przez około 2 tys. lat bez kanału ulgi, tj. rzeki odprowadzającej nadmiar wód, przy stałym jego zasileniu przez wody Wisły z południa oraz roztopowe podążające z północnego wschodu pradoliną Biebrzy-Narwi.

### Problem kanału ulgi z zastoiska warszawskiego

Warunki zbliżone do powstania jeziora zaporowego w dolinie Wisły, jak przed 20 000 lat, stworzył człowiek w 1969 r., kiedy to zatamowano rzekę w związku z wybudowaniem stopnia piętrzącego pod Włocławkiem. Różnica między tymi wydarzeniami polegała na tym, że ładolód, zanim dotarł pod Gąbin i przegradził dolinę Wisły we wschodniej części Kotliny Płockiej, przez cały czas swego rozprzestrzeniania się utrudniał lub uniemożliwiał rzece jej spływ na północ, przez co prawdopodobnie stale istniało przed jego czołem jezioro zaporowe spychane w górę doliny Wisły (ryc. 5). Czy miało ono już wtedy swoje kanały ulgi, trudno jest obecnie cokolwiek na ten temat powiedzieć.

Przegrodzenie Wisły w 1969 r. nastąpiło szybko. W ciągu zaledwie roku Wisła przy zaporze pod Włocławkiem została podpiętrzona o 11 m. Powstał zbiornik zaporowy, którego długość wynosi 58 km. Wody zbiornika mają swój „kanał ulgi” poprzez turbiny elektrowni i jazy zapory, przez co ich poziom w zbiorniku nie ulega istotnym wahaniom.



Ryc. 5. Prawdopodobne drogi odpływu wód z jeziora zaporowego w Kotlinie Warszawskiej

Mając na uwadze powyższe fakty wynikłe z przegrodzenia Wisły pod Włocławkiem w 1969 r., można teraz wyobrazić sobie skutki, jakie spowodował lądolód podczas fazy leszczyńskiej, blokując bieg tej rzeki na dłuższy czas.

Faza leszczyńska jest datowana na 20 000 lat BP, natomiast subfaza kujawska, w czasie której czoło lądolodu przebiegało około 75 km dalej na północny zachód w poprzek doliny Wisły w pobliżu Nieszawy, na około 17 200 lat BP. Podczas tej subfazy Wisła, zasilana wodami roztopowymi płynącymi do niej pradoliną Biebrzy-Narwi, nie miała możliwości kierowania się na zachód pradoliną Noteci-Warty, bowiem ta jeszcze nie istniała. Nasuwa się zatem pytanie, którędy odbywał się odpływ wód z jeziora zaporowego, które musiało przecież istnieć w Kotlinie Warszawskiej oraz poniżej tej kotliny ponad 2 tys. lat, skoro ich droga na zachód poprzez „pradolinę warszawsko-berlińską” z powodów wyżej przedstawionych nie była możliwa? Na pytanie to nasuwa się tylko jedna odpowiedź: wody z jeziora zaporowego najprawdopodobniej wnikały w lód, tak jak przypuszczali to już wcześniej L. Henkel (1909), F. Wunderlich (1917) i J. Samsonowicz (1922).

Po pobytku lądolodu na obszarze Kotliny Płockiej istnieją obecnie dość liczne formy rynnowe, w których w przegłębieniach zachowały się różnej wielkości jeziora, a nawet ozy – także formy tunelowe (Skompski 1963). Ponieważ obszar Kotliny Płockiej, jako fragment doliny Wisły, nachylał się tak jak obecnie w kierunku północno-zachodnim, tj. przeciwnym do nasunięcia się lądolodu, wymienione wyżej formy występują w jego wschodniej części w obrębie poziomu 80-82 m n.p.m., a w części środkowej i zachodniej kotliny fragmenty rynien zachowały się na niższych terasach. Występowanie form rynnowych dowodzi, że w lądolodzie w obrębie Kotliny Płockiej istniały liczne tunele sub- i inglacjalne, którymi przemieszczały się wody roztopowe w kierunku jego czoła, a następnie mogły być wykorzystywane jako drogi ucieczki wód ze zbiornika proglacjalnego.

Taki pogląd opiera autor na obserwacjach częstych zmian miejsc wypływów wód roztopowych z lodowców na Islandii w latach 1993-97. Oznacza to, że system drenażu zarówno subglacjalnego, jak i inglacjalnego szybko się zmienia. Nieczynne tunele w lądolodzie pokrywającym Kotlinę Płocką mogły być z powodzeniem wykorzystywane przez wody jeziora zaporowego. Ich wnikanie w lądolód i napór mogły także spowodować podniesienie się jego brzeżnej części.

W 1996 r. w wyniku erupcji wulkanu pod czaszą lodową Vatnajökull na Islandii w pobliskim podlodowym jeziorze kalderowym Grimsvötn przybyło około 2 km<sup>3</sup> wody. Spowodowała ona podniesienie lodowca, a potem nastąpił spływ wód w warunkach subglacjalnych na długości około 50 km w kierunku szerokiego na 23 km czoła lodowca Skeidarár. Przepływ wód w tych warunkach wynosił około 50 000 m<sup>3</sup>/s. Była to wielkość pięćdziesięciokrotnie większa od przepływu Wisły w pobliżu Tczewa podczas jej średniego stanu. Podobne zjawiska, w mniejszej skali, są na Islandii bardzo częste.

Mechanizm spływu z jeziora zaporowego Goes na Spitsbergenie został także opisany przez Grzesia i Banacha (1984). Wody tego jeziora, które tworzy się na lodowcu Gås permanentnie, na skutek hydrostatycznego wyporu podnoszą zaporę lodową i spływają w warunkach sub- i inglacjalnych ku jego czołu.

W przypadku obu opisanych zjawisk dochodzi do spływu wód zgodnie z nachy-

leniem zarówno powierzchni podlodowej, jak i lodowca. Na obszarze Kotliny Płockiej natomiast uwarunkowania odpływu wód z zastoiska były nieco inne – zgodnie z nachyleniem powierzchni subglacjalnej, lecz niezgodnie z kierunkiem, z którego przybył lodowiec, i wzrostem jego miąższości.

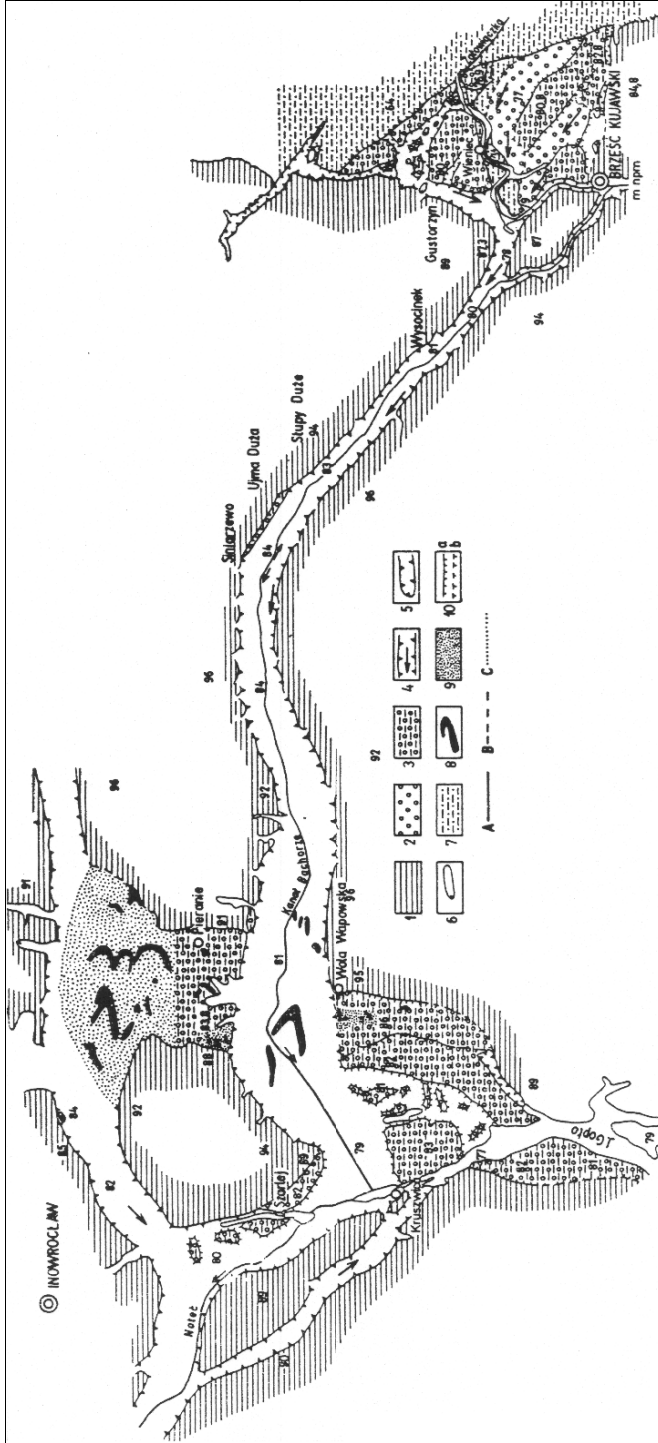
Z takimi uwarunkowaniami zetknął się autor na Islandii w 1995 r. przy lodowcu Tungnaár, stanowiącym odcinek czaszy lodowej Vatnajökull długości 28 km. W trakcie szarzy tej części lodowca Vatna na przełomie 1994 i 1995 r., w wyniku której przesunął się on o około 1200 m, doszło do przykrycia pewnego odcinka doliny marginalnej, którą płynęła rzeka. Jak daleko od stromego, wysokiego i spękanego czoła lodowca znalazł się on pod lodem, trudno jest orzec, jednak rzeka lodowcowa kontynuowała swój bieg, wpływając pod lód.

Gdy rozważamy wnikanie wód jeziora zaporowego w różnego rodzaju tunele w obrębie łądolodu na obszarze Kotliny Płockiej, rodzi się zasadniczy problem: jak daleko w górę łądolodu mogły one migrować i jakie były ich dalsze losy? Sąsiadujące z Kotliną Płocką wysoczyzny morenowe wznoszą się na wysokość 90-115 m n.p.m. Jeśli poziom wód zastoiska warszawskiego nie mógł przekraczać wysokości 84 m n.p.m., co już wcześniej wykazano, ich ucieczka w lód mogła się odbywać maksymalnie na tej wysokości. W tej sytuacji rolę drenującą łądolód mogła odgrywać tajemnicza nadal dolina Bachorzy, która rozpoczyna się od wyraźnie obniżonego obszaru w obrębie Wysoczyzny Kujawskiej na północ od Brześcia Kujawskiego, około 60 km w dół doliny Wisły od linii zasięgu fazy leszczyńskiej (ryc. 6). Przez środek tego obszaru przebiega równoleżnikowo rynna, którą włączyła do swego biegu Zgłowiączka (Andrzejewski 1984).

Na obszarze tym autor wyróżnił dwa poziomy o wysokości 80-82 i 75-77 m n.p.m. (Wiśniewski 1974, 1976, 1987, 1990). Wyższy poziom, zbudowany najczęściej z gliny morenowej, uznany został za poziom erozyjny. W nim, na południe od rynny Zgłowiączki, wcięty jest w formie dwóch szlaków poziom niższy, o wspomnianej już wysokości 75-77 m n.p.m. Do głębokości 1-4 m zalegają na nich piaski i żwiry, w których zachowały się fragmenty skorupki i małży, występujące w zespole morskiej fauny eemskiej. Największym zaskoczeniem jest jednak fakt, że szczątki fauny eemskiej, które były inkorporowane w stopę łądolodu na obszarze zajmowanym dziś przez Bałtyk, znajdują się tu w utworach piaszczysto-żwirowych deponowanych nie przez wody roztopowe płynące z północy, lecz z południowego wschodu, tj. z obszaru Kotliny Płockiej, o czym jednoznacznie świadczą wyniki pomiarów upadu ich lamin. Należy zatem wnioskować, że wody, dzięki którym osadziły się piaski i żwiry ze szczątkami fauny eemskiej, płynęły w warunkach subglacjalnych, wypłukując bazalne osady łądolodu.

Dalszy szlak tych wód prowadził prawdopodobnie na zachód doliną Bachorzy. Dolina ta, długości 42 km, łukiem wygiętym ku północy przecina Wysoczyznę Kujawską i uchodzi do rynny Gopła w okolicy Kruszwicy. Początkowo jej szerokość wynosi około 800 m, natomiast u ujścia wzrasta do 4 km. Dno doliny w początkowym odcinku zalega na wysokości 76-77 m n.p.m., a więc koresponduje z wyróżnionymi niższymi szlakami wód płynących z okolic Brześcia Kujawskiego.

W dalszym jednak przebiegu dno doliny wznosi się, koło Ujmy Dużej i Sinia-rzewa osiąga wysokość 84 m n.p.m. Od tej miejscowości obserwuje się jego spadek



Ryc. 6. Szkic geomorfologiczny doliny Bachorza: 1 – morena denną, 2 – poziomy z pokrywą osadów piaszczysto-żwirowych, 3 – erozyjne poziomy wód roztopowych, 4 – doliny wód roztopowych, 5 – rynny, 6 – wytopiska, 7 – terasa erozyjna Wisły, 8 – wydmy, 9 – równiny piaszków przewianych, 10 – krawędzie: a. wyraźne, b. niewyraźne

w kierunku zachodnim, aby na kontakcie z jeziorem Gopło osiągnąć wysokość 79 m n.p.m. Profil dna doliny Bachorzy jest zatem wyraźnie wypukły, a ponadto jej ujściowy odcinek leży wyżej od początkowego. Skutkiem tej wypukłości dna w okolicy Siniarzewa zachodzi zjawisko bifurkacji: woda w kanale Bachorzy od tego miejsca płynie w kierunku południowo-wschodnim do Zgłowiączki i zachodnim do Gopła. Tutaj też przebiega dział wodny pomiędzy dorzeczami Wisły i Odry.

Pomimo takiej sytuacji, a więc wbrew podstawowym prawom hydrodynamiki, zostało udokumentowane, że wody m.in. z obszaru Kotliny Płockiej kierowały się na zachód doliną Bachorzy. Stwierdzone to zostało drogą pomiarów teksturalnych w początkowym odcinku tej doliny. We wcześniejszych pracach, w których m.in. przedstawiana była rola doliny Bachorzy w rozwoju geomorfologicznym doliny Wisły, autor dopatrywał się przyczyn wyniesienia dna doliny Bachorzy w ruchach skorupy ziemskiej: neotektonicznych lub glacjaostatycznych (Wiśniewski 1974, 1976, 1990).

Biorąc jednak pod uwagę opisane wyżej fakty i uwarunkowania geomorfologiczne, na podstawie których analizowana jest droga odpływu wód z jeziora zaporowego w dolinie Wisły, można dopuścić w rozważaniach tę możliwość, że doliną Bachorzy płynęły początkowo wody w warunkach subglacialnych. Po połączeniu się na zachodzie z rynną Gopła, której genezą zajmował się ostatnio Molewski (1999), mogły one w tych samych warunkach kierować się nią, a następnie rynną Jeziora Ślesińskiego, na południe do pradoliny Warty w okolicy Konina, omijając dział wodny między dorzeczem Wisły i Odry pod Łęczycą. Ponadto z okolic Brześcia Kujawskiego wody te mogły mieć także inną drogę odpływu w warunkach subglacialnych – przez rynnę Zgłowiączki, obiekt badań Andrzejewskiego (1984), a następnie przez dolinę głuzyńską także do rynny Gopła (ryc. 5).

## Zakończenie

Autor zdaje sobie sprawę, że przeprowadzone rozważania na temat kanału ulgi z jeziora zaporowego w Kotlinie Warszawskiej podczas ostatniego zlodowacenia, oparte na wynikach szczegółowych badań geomorfologicznych i geologicznych doliny Wisły między Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską, proglacialnych dolin na Równinie Kutnowskiej i doliny dolnej Bzury, a także na doświadczeniach zdobytych w czasie badań stref marginalnych współczesnych lodowców, kryją w sobie wiele problemów dyskusyjnych, zapewne również kontrowersyjnych. Inspirują jednak do rewizji dotychczasowych poglądów na wiek iłów zalegających na różnych wysokościach w Kotlinie Warszawskiej od Otwocka po ujście Bzury do Wisły. Rodzi się bowiem wątpliwość, czy mogły się one osadzać podczas jednego epizodu glacialnego.

Udokumentowany natomiast został fakt nieistnienia „pradoliny warszawsko-berlińskiej” podczas zlodowacenia vistulian na całej długości, począwszy od powstałego wówczas jeziora proglacialnego w Kotlinie Warszawskiej. Wydaje się, iż jej początek stanowi odcinek wykorzystywany obecnie przez Ner uchodzący do Warty, zatem winno się ją nazywać pradoliną Warty-Odry, którą to nazwę można już spotkać w niektórych publikacjach.

## Literatura

- Andrzejewski L., 1984, *Dolina Zgłowiączki – jej geneza oraz rozwój w późnym glacie i holocenie*. Dokumentacja Geograficzna, 3
- Andrzejewski L., 1991, *The course of fluvial processes in the lower Bzura river valley during the last 15 000 years*. W: *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Part IV, Geogr. Stud., Spec. issue 6, Polish Acad. Sci. Inst. Geogr. Spatial Organization, s. 147-154
- Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*. Toruń
- Baraniecka M.D., 1979, *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000*, ark. Płock. Warszawa
- Baraniecka M.D., Konecka-Betley K., 1987, *Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin*. W: *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Part II. Geogr. Stud., Spec. issue 4, Polish Acad. Sci. Inst. Geogr. Spatial Organization, s. 151-170
- Berendt G., 1879, *Gletscher- oder Drifttheorie in Norddeutschland*. Zeitschr. d. Geol. Ges., Berlin, s. 1-20
- Dylik A., 1984, *Budowa geologiczna*. W: *Województwo płockie*. Warszawa
- Galon R., 1972, *Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego*. W: *Geomorfologia Polski*, t. II, red. R. Galon. Warszawa
- Grześ M., Banach M., 1984, *The origin and evolution of the Goes Lake in Sorkapp Land, Spitsbergen*. Polish Polar Res., 5, 3-4, s. 241-253
- Henkel L., 1909, *Zur Frage der Abflussverhältnisse Mittel-deutschland während der Eiszeit*. Globus, s. 14
- Janczyk-Kopikowa Z., 1975, *The Eemian Interglacial sediments at Blonie near Warsaw*. Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Terre 22, 3/4, s. 147-150
- Jewtuchowicz S., 1967, *Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem i Moszczenicą*. Prace Geograficzne IG PAN, 62
- Karaszewski W., 1975, *Age of the Warsaw Ice Dammed Lake Sediments*. Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Terre 22, 3/4, s. 151-155
- Keilhack K., 1898, *Die Entwicklung der Glazialen Hydrographie Norddeutschlands*. Ztsch. d. d. G. Ges., s. 77-83
- Kotarbiński J., Urbaniak-Biernacka U., 1975, *Kierunki odpływu wód z Kotliny Płockiej podczas ostatniego zlodowacenia*. Czasopismo Geograficzne, t. 46, z. 1
- Lenczewicz S., 1922, *O wieku środkowego Powiśla*. Sprawozdanie z posiedz. nauk. PIG
- Marks L., 1999, *System odpływu ekstraglacialnego Polski Środkowej podczas zlodowacenia Wisły*. VI Konf. stratygr. plejst. Polski, Czudec, 31 VIII-4 IX
- Mikołajski J., 1927, *O powstaniu tzw. pradoliny warszawsko-berlińskiej*. Badania Geograficzne nad Polską Północno-Zachodnią, 2-3, s. 53-88
- Molewski P., 1999, *Rynna Gopla – problem jej genezy i roli w odpływie wód roztopowych podczas zlodowacenia wistuliańskiego*. Studia Soc. Sci. Torun., Sectio C (Geographia et Geologia), vol. X, nr 6
- Różycki S.Z., 1967, *Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*. Warszawa
- Samsonowicz J., 1922, *Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą*. Posiedz. nauk. PIG, 1, s. 4-6
- Sarnacka Z., 1982, *Age revision of the Warsaw proglacial lake in the Warsaw region*. Biul. Inst. Geol., Geol. Poland, 5, s. 59-70
- Siemiradzki J., 1909, *Geologia ziem polskich*, t. II. Lwów

- Skompski S., 1963, *Ozy Kotliny Płockiej*. Przegląd Geograficzny, t. 35, z. 3
- Wahnschaffe F., 1881, *Beiträge zur Entstehung des oberen Diluvialsandes*. Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt, s. 340-345
- Wiśniewski E., 1974, *Dolina Bachorzy – problem jej genezy i znaczenia w okresie wczesno-średniowiecznym*. Przegląd Geograficzny, t. 46, z. 2
- Wiśniewski E., 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*. Prace Geograficzne IG i PZ PAN, nr 119
- Wiśniewski E., 1987, *Evolution of the Vistula valley between Warsaw and Plock Basins during the last 15 000 years*, Part II. Geogr. Stud., Spec. issue 4, Polish Acad. Sci. Inst. Geogr. Spatial Organization, s. 171-187
- Wiśniewski E., 1990, *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years*, Part III. Geogr. Studies, Spec. issue 5, Polish Acad. Sci. Inst. Geogr. Spatial Organization, s. 102-110, 146-153
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., 1994, *The problem of the Warsaw ice-dammed lake drainage through the Warsaw-Berlin-Pradolina at the last ice-sheet maximum*. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 95, s. 141-149
- Wunderlich E., 1917, *Die Oberflächengestaltung des Norddeusch. Flachlandes*. IT Geogr. Ab., Leipzig-Berlin, s. 66-75