

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

PL ISSN 0012-5032

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

LEON ANDRZEJEWSKI

DOLINA ZGŁOWIĄCZKI –
JEJ GENEZA ORAZ ROZWÓJ
W PÓŻNYM GLACJALE
I HOLOCENIE



ROK 1984

ZESZYT 3

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

INSTITUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Regionalnego Związku
00-380 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

WYKAZ ZESZYTÓW
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata

1980

- 1 Wybrane problemy geografii miast, s. 135, zł 24,—
- 2 Teledetekcja środowiska geograficznego, s. 203, zł 24,—
- 3 Klęski żywiołowe a rozwój gospodarczy krajów Trzeciego Świata, s. 135, zł 24,—
- 4 Metody ilościowe i modele w geografii transportu, s. 153, zł 24,—

1981

- 1 Współczesne kierunki metodologiczne w geografii Trzeciego Świata, s. 169, zł 24,—
- 2-3 Geografia społeczna, s. 153, zł 48,—
- 4 Problemy geografii rozwoju, s. 180, zł 24,—

1982

- 1-2 N. K. MUKITANOW — Problemy metodologiczne teoretyzacji geografii, s. 146, zł 80,—
- 3-4 XXIV Międzynarodowy Kongres Geograficzny, Tokio—Japonia—1980, s. 113, zł 80,—

1983

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

DOLINA ZGŁOWIĄCZKI — JEJ GENEZA ORAZ ROZWÓJ
W PÓŹNYM GLACJALE I HOLOCENIE

INSTYTUT GEOGRAFI
I PRZESTRZENNOŚĆ ZAGOSPODAROWA
Polskiej Akademii Nauk i
Zakład Przemysłowego Zago-
sposobienia
00-330 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 78

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

LEON ANDRZEJEWSKI

THE ZGŁOWIĄCZKA VALLEY – ITS ORIGIN
AND DEVELOPMENT
IN THE LATE GLACIAL AGE AND HOLOCENE



YEAR 1984

FASC. 3

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK
<http://rcin.org.pl>

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

LEON ANDRZEJEWSKI

DOLINA ZGŁOWIĄCZKI –
JEJ GENEZA ORAZ ROZWÓJ
W PÓŹNYM GLACJALE
I HOLOCENIE



ROK 1984

ZESZYT 2

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

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

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

Adres Komitetu:

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

Redaktor Wydawnictwa Hanna Jurek

Redaktor techniczny Anna Kowalska-Grygajtis

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1984.
Nakład: 400 egz. Objętość: ark. wyd. 7,40, ark. druk. 5,25 + 4 wkł.,
ark. A₁ - 10. Papier druk. sat. kl. IV, 70 g, 70 × 100. Oddano do
składania 22 III 1984. Podpisano do druku 13 VII 1984. Druk ukoń-
czono w lipcu 1984. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 164/84.
Z-24. Cena zł 60.—

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

Przedmowa — <i>Edward Wiśniewski</i>	7
Wstęp	9
Wprowadzenie	9
Cel i metody badań	10
Charakterystyka geomorfologiczna i geologiczna obszaru otaczającego dolinę Zgłowiączki	13
Morfogeneza rynny wykorzystanej przez rzekę Zgłowiączkę między Topólką a Brześciem Kujawskim	19
Charakterystyka geomorfologiczna rynny na odcinku Topółka—Brześć Kujawski	19
Geneza piaszczystych poziomów w rynnie	25
Rekonstrukcja środowiska depozycyjnego osadów budujących wypukłe formy w dnie rynny	34
Rozwój geomorfologiczny doliny Zgłowiączki na odcinku Brześć Kujawski—Wieniec w obrębie obniżonej części Wysoczyzny Kujawskiej	43
Stosunek doliny Zgłowiączki do erozyjno-akumulacyjnych poziomów okolic Brześcia Kujawskiego	43
Stosunek doliny Zgłowiączki do doliny Bachorzy	47
Geomorfologia terasy 65—70 m npm	50
Terasa zalewowa	51
Przebieg procesów fluwialnych w ujściowym odcinku doliny Zgłowiączki w późnym glacie i holocenie	55
Zarys problematyki późnoglacialnej i holocenijskiej ewolucji dolin Niżu Polskiego	55
Morfologia i budowa geologiczna dna doliny Zgłowiączki wykształconego w obrębie doliny Wisły	56
Rozwój geomorfologiczny ujściowego odcinka doliny Zgłowiączki na tle rozwoju doliny Wisły	66
Współczesne koryto Zgłowiączki w świetle zrekonstruowanych paleokoryt w ujściowym jej odcinku	68
Uwagi końcowe	73
Literatura	76
The Zgłowiączka valley — its origin and development in the late Glacial Age and Holocene (summary)	81
Долина Згловѣчки, её генезис и развитие в позднеледниковье и голоцене (резюме)	83

PRZEDMOWA

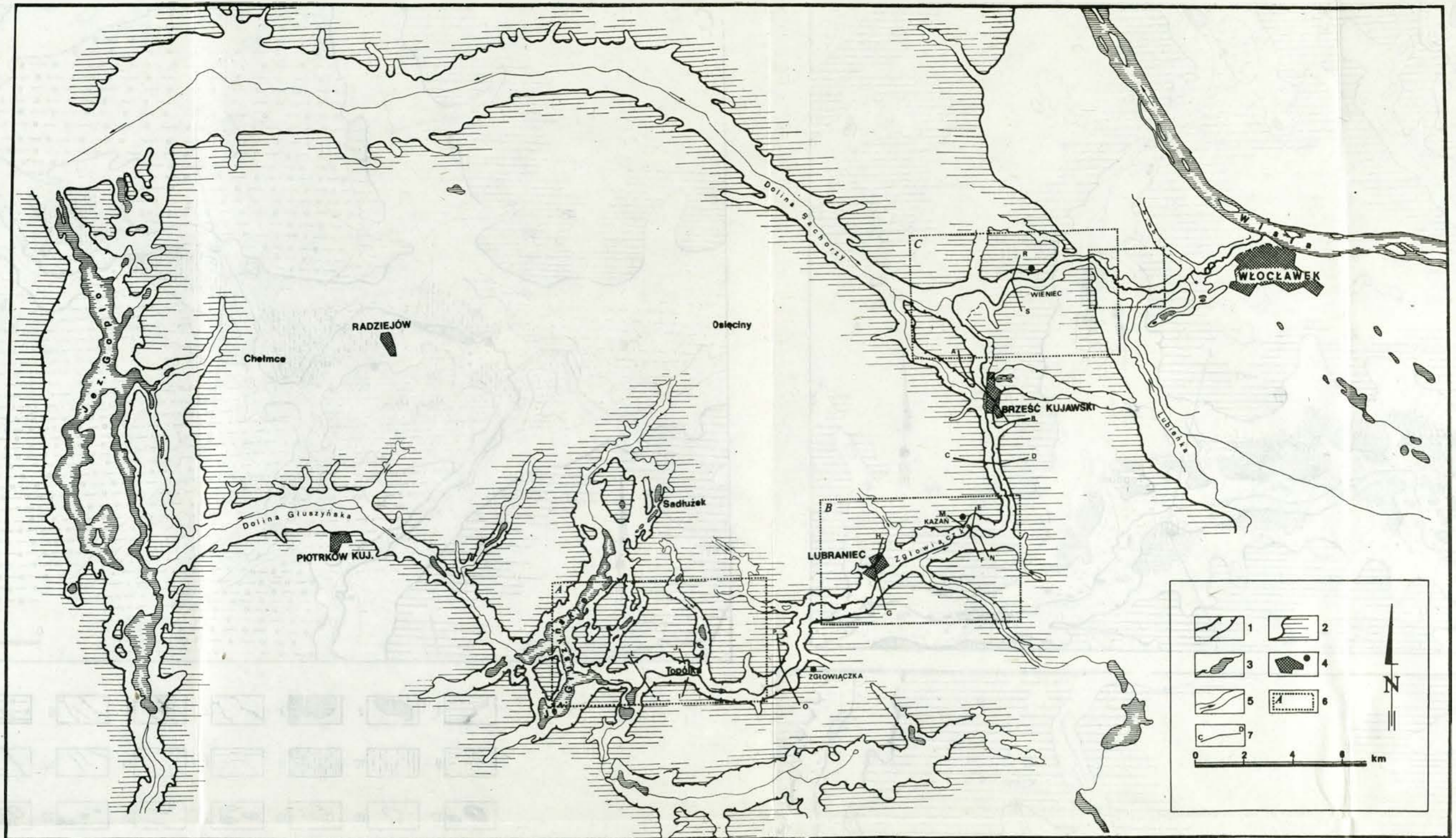
Praca dr. Leona Andrzejewskiego zawiera wyniki szczegółowych badań nad rozwojem geomorfologicznym niewielkiej, młodej doliny Zgłowiączki, której historia rozpoczęła się z chwilą ustąpienia z obszaru Kujaw łądolodu vistuliańskiego. Stanowi ona przykład kształtowania się sieci dolin rzecznych przez adaptację wklęsłych form glacialnych. Zasadniczym motywem podjęcia opracowania było to, że dolina Zgłowiączki uchodzi do przełomowego fragmentu doliny Wisły między Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską, którym to już podczas stadium pomorskiego miały płynąć z południa połączone wody roztopowe i rzeczne, synchronicznie z wodami roztopowymi kształtującymi sandry Pojezierza Pomorskiego. Ponieważ wcześniej odcinek doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską był obiektem badań piszącego tę przedmowę, założono, że zbadanie doliny Zgłowiączki podporządkowanej Wiśle wnie- sie więcej danych o wydarzeniach, jakie zachodziły w dolinie Wisły po wycofaniu się ostatniego łądolodu na północ.

Badania rzeźby i budowy geologicznej doliny Zgłowiączki pozwoliły L. Andrzejewskiemu wyjaśnić jej genezę, ująć rozwój geomorfologiczny w szerokim przedziale czasowym, tj. od momentu recesji ostatniego łądolodu z tego obszaru aż po holocen oraz określić stosunek tej doliny do doliny Wisły. Rzeka Zgłowiączka wykorzystwała do swego biegu rynnę glacialną o niepospolitej rzeźbie, w której występują terasy kemowe oraz kemy. Szczegółowe badania pozwoliły autorowi wyrazić swój pogląd na rolę tej doliny w odprowadzaniu wód roztopowych podczas deglacjacji Kujaw.

Interesujące i cenne rezultaty uzyskał autor po bardzo szczegó- łowym zbadaniu tej części doliny Zgłowiączki, która jest wycięta w tera- sach Wisły. Dokonał on m. in. dokładnej analizy morfometrycznej paleo- koryt oraz poddał datowaniom metodami radiowęglową i palinologiczną osady organiczne wypełniające te starorzecza.

Rozprawa dr. Leona Andrzejewskiego jest bez wątpienia krokiem naprzód w badaniach rozwoju form dolinnych, wnosi wiele nowych da- nych o kształtowaniu się odpływu rzeczno-ego na obszarze młodoglacjal- nym i stanowi cegiełkę do poznania rozwoju geomorfologicznego doliny Wisły.

Edward Wiśniewski

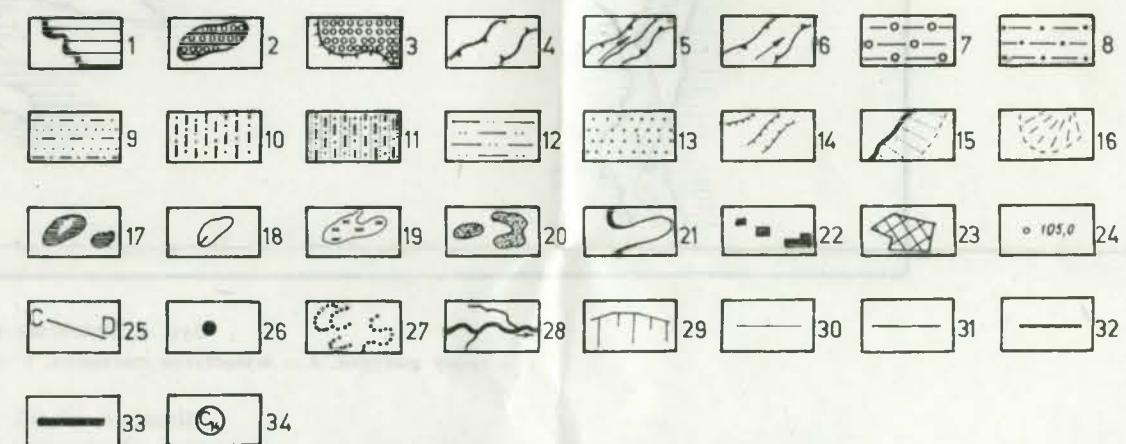
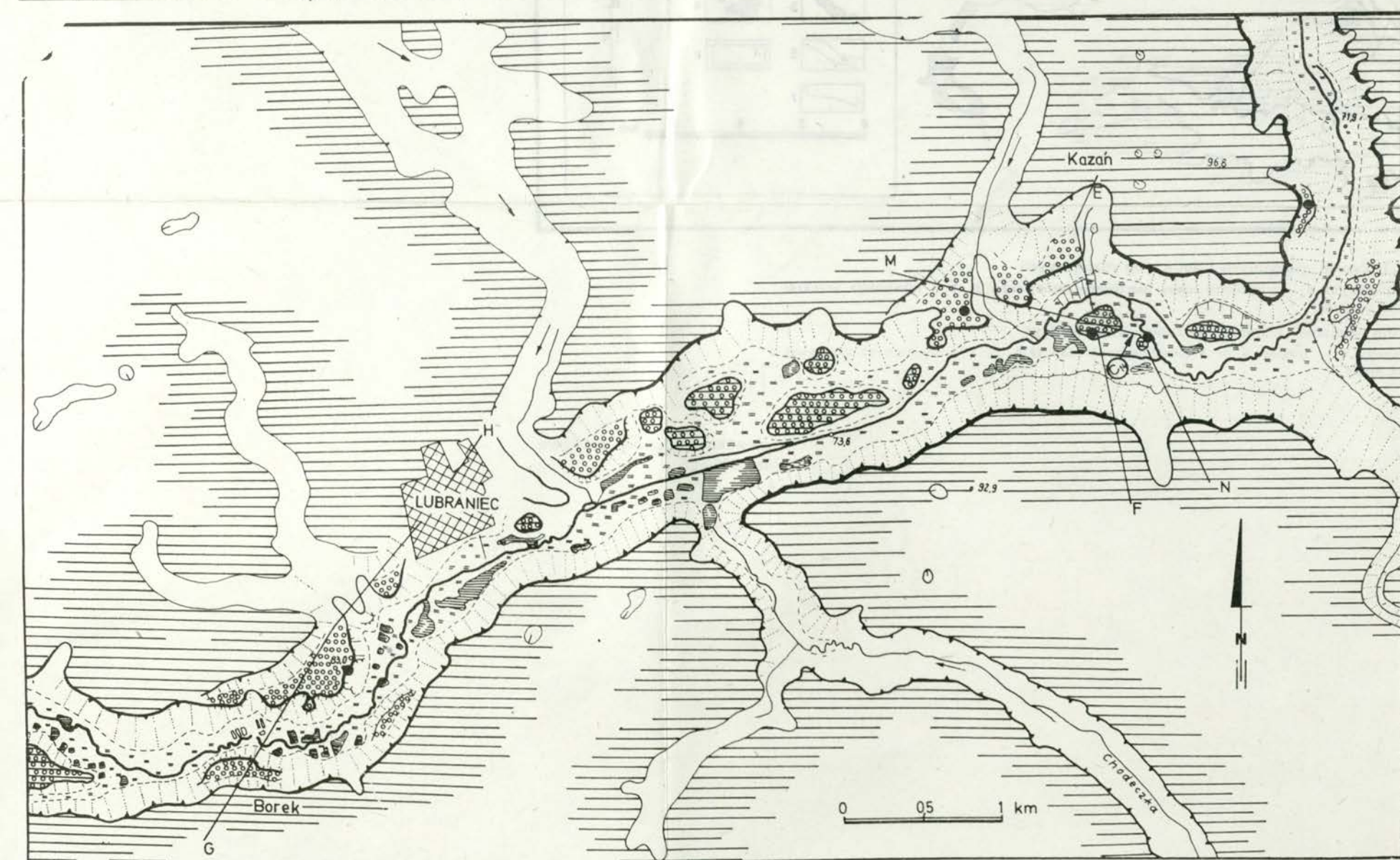
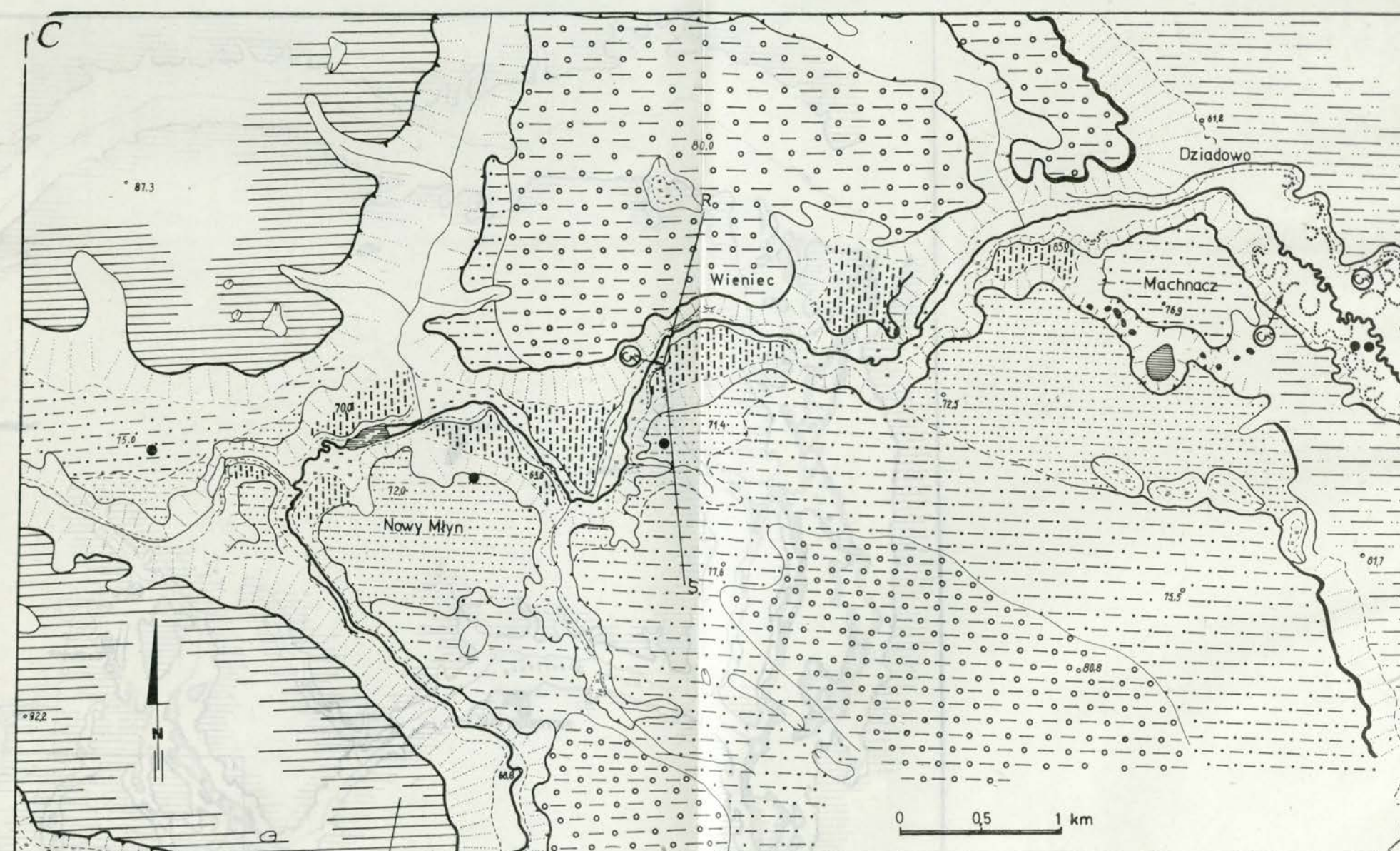
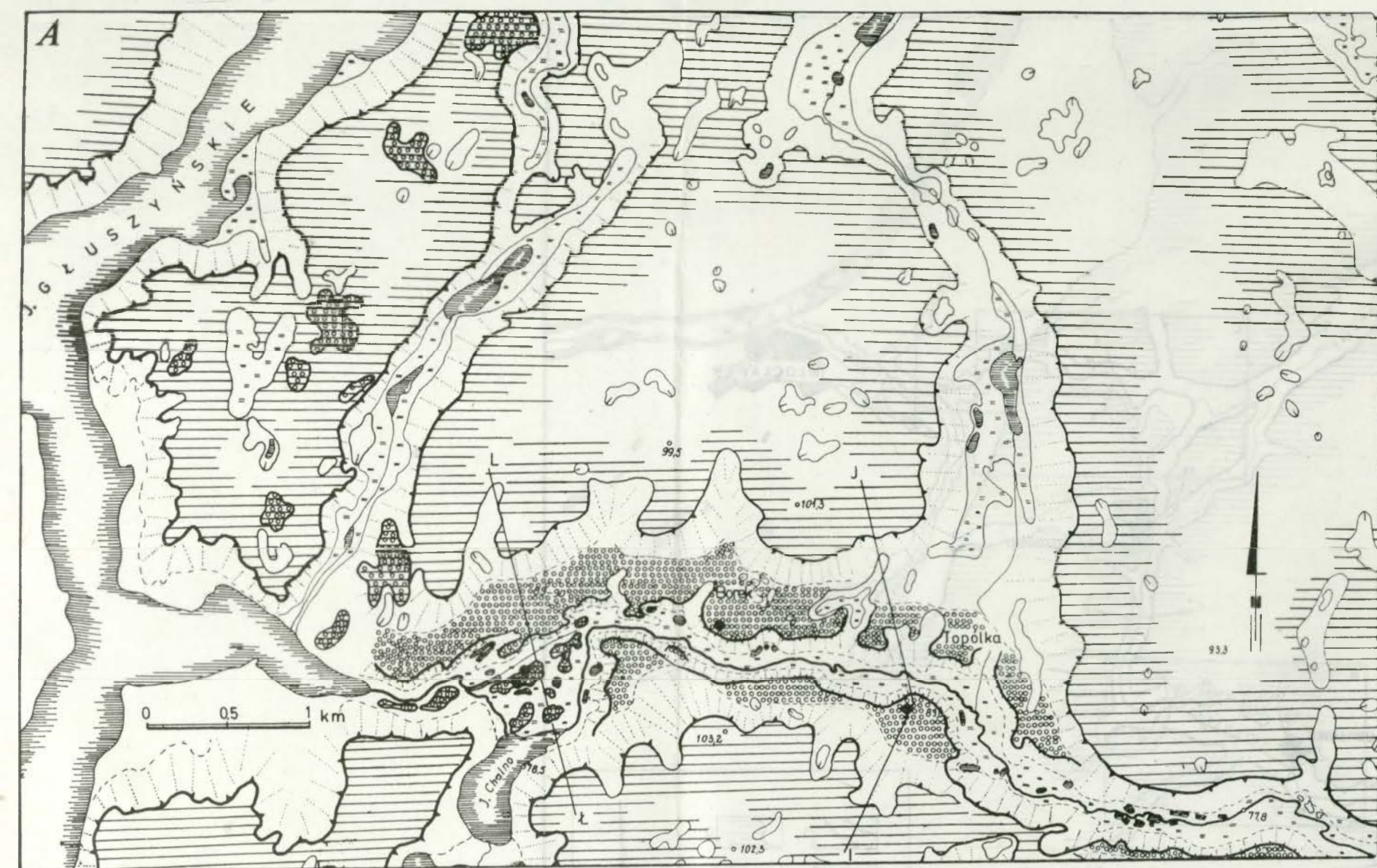


Ryc. 1. Położenie doliny Zgłowiączki w stosunku do sąsiednich rynien glacialnych i dolin wód roztopowych

1 — rynny glacialne, 2 — wysoczyzna morenowa, 3 — jeziora i ciek, 4 — miasta, 5 — doliny wód roztopowych, 6 — fragmenty mapy morfogenetycznej (ryc. 2), 7 — lokalizacja przekrojów geologicznych omówionych w pracy

Situation of the Zgłowiączka valley against the neighbouring suglacial channels and melt-water valleys

1 — suglacial channels, 2 — morainic plateau, 3 — lakes and streams, 4 — towns, 5 — melt-water valleys, 6 — fragments of a morphogenetic map (Fig. 2), 7 — location of geological sections discussed in the study



Ryc. 2. Fragmenty mapy morfogenetycznej doliny Zgłowiączki

1 — wysoczyzna morenowa, 2 — kemy, 3 — terasy kemowe, 4 — rynny subglacialne, 5 — doliny wód roztopowych, 6 — rynny wykorzystane przez cieki i częściowo przez nie przekształcone, 7 — erozyjny poziom wód roztopowych o wysokości 80–82 m n.p.m., 8 — erozyjny poziom wód roztopowych o wysokości 75–77 m n.p.m., 9 — najwyższy poziom w obrębie doliny Zgłowiączki o wysokości 72–74 m n.p.m., 10 — erozyjna terasa w obrębie doliny Zgłowiączki o wysokości 66–70 m n.p.m., 11 — terasa erozyjna o wysokości 57–58 m n.p.m., 12 — terasa VII w obrębie doliny Wisły o wysokości 62–63 m n.p.m., 13 — terasa VI w obrębie doliny Wisły o wysokości 57–59 m n.p.m., 14 — załomy w obrębie zboczy, parowy, 15 — stoki, 16 — stożki napływowe, 17 — jeziora, 18 — zagłębienia wytopiskowe, 19 — torfy, 20 — wydmy, 21 — dolinki denudacyjne, 22 — wyrobiska potorfowe, 23 — powierzchnie zabudowane, 24 — punkty wysokościowe, 25 — lokalizacja przekrojów geologicznych, 26 — lokalizacja odsłoneń i wkopów omawianych w pracy, 27 — starorzecza, 28 — cieki, 29 — rowy, 30 — załomy o wysokości do 2 m, 31 — załomy o wysokości 2–5 m, 32 — załomy o wysokości 5–10 m, 33 — załomy o wysokości ponad 10 m, 34 — miejsca poboru prób do datowań C-14

Fragments of a morphogenetic map of the Zgłowiączka valley

1 — morainic plateau, 2 — kames, 3 — kame terrace, 4 — subglacial channels, 5 — melt-water valleys, 6 — subglacial channels used by streams and partially transformed by them, 7 — erosive melt-water level — 80–82 m a.s.l., 8 — erosive melt-water level — 75–77 m a.s.l., 9 — the highest level within the Zgłowiączka valley — 72–74 m a.s.l., 10 — erosive terrace within the Zgłowiączka valley — 66–70 m a.s.l., 11 — erosive terrace — 57–58 m a.s.l., 12 — terrace VII within the Vistula valley — 62–63 m a.s.l., 13 — terrace VI within the Vistula valley — 57–59 m a.s.l., 14 — edges within slopes, ravines, 15 — slopes, 16 — alluvial cones, 17 — lakes, 18 — kettle-holes, 19 — peats, 20 — dunes, 21 — dellen, 22 — abandoned peat opencasts, 23 — overbuild town areas, 24 — spot heights, 25 — location of geological sections, 26 — location of outcrops and sediment-sequence of exposures discussed in the study, 27 — abandoned river channels, 28 — streams, 29 — ditches, 30 — line edges up to 2 m, 31 — line edges 2–5 m high, 32 — line edges 5–10 m high, 33 — line edges higher than 10 m, 34 — places where samples were taken for C-14 datings

WSTĘP

WPROWADZENIE

Doliny rzek Nizy Polskiego były już obiektami licznych badań geomorfologicznych, które rozwiązały sporo problemów dotyczących historii rozwoju tych dolin. W większości przypadków badano jednak typowe formy dolinne lub pradolinne, głównie w celu rekonstrukcji ich rozwoju w plejstocenie (Lencewicz 1927; Galon 1934, 1953, 1961, 1968; Kozarski 1962; Niewiarowski 1968; Wiśniewski 1976 i in.).

Mniej natomiast uwagi poświęcono dolinom rzek, które do swego biegu wykorzystały genetycznie obce formy terenu, łącząc je w jednolity szlak dolinny. Interesującym przykładem takiej sytuacji jest właśnie dolina rzeki Zgłowiączki, wyróżniająca się w rzeźbie południowych Kujaw (ryc. 1).

Zgłowiączka jest największym lewobrzeżnym dopływem Wisły pomiędzy Kotliną Warszawską a Kotliną Toruńską. Bierze ona początek w jednej z licznych odnóg Jeziora Głuszyńskiego, po czym płynie w kierunku północno-wschodnim, a od Kazania skręca na północ. Poniżej Brześcia Kujawskiego ponownie zmienia kierunek, tym razem na równoleżnikowy, aby we Włocławku połączyć się z Wisłą. Zróżnicowana geomorfologicznie dolina tej rzeki o długości około 55 km nie była nigdy dotąd przedmiotem szczegółowych badań. Założono, że rozwiązanie problemu jej genezy i rozwoju, szczególnie w okresie późnoglacialnym i holocenie, może przyczynić się do wyjaśnienia wielu zagadnień geomorfologicznych dotyczących nie tylko omawianej doliny, lecz również doliny Wisły, której jest podporządkowana. Może także wzbogacić dotychczasową wiedzę o morfogenezie Kujaw i kształtowaniu się tu sieci rzecznej. Te wszystkie fakty zdecydowały o rozpoczęciu w 1976 r. szczegółowych badań geomorfologicznych w dolinie Zgłowiączki, które prowadzono do 1980 r.

* * *

Pragnę serdecznie podziękować promotorowi pracy doc. dr. hab. Edwardowi Wiśniewskiemu za cenne rady i wspólne dyskusje zarówno podczas prowadzenia badań terenowych, jak i pisania pracy.

Składam również serdeczne podziękowanie Panu Prof. dr. hab. Janowi Szupryczyńskiemu za umożliwienie mi realizacji tego tematu, zachętę do pracy oraz zyczliwą dyskusję. Dziękuję prof. dr. hab. Władysławowi Niewiarowskiemu i prof. dr. hab. Karolowi Rotnickiemu za trud włożony w krytyczną analizę pracy, co pozwoliło usunąć niektóre jej braki. Kolegom w Zakładzie dziękuję za pomoc techniczną w czasie badań terenowych oraz koleżeńskie dyskusje.

CEL I METODY BADAŃ

W morfologii doliny Zgłowiączki dają się wydzielić trzy odmiennie wykształcone fragmenty (ryc. 2). Pierwszy, najdłuższy, poczynając od połączenia doliny z rynną Jeziora Głuszyńskiego do miejscowości Brześć Kujawski na wschodzie, biegnie osią rynny glacialnej z interesującym zespołem form w jej wnętrzu. Drugi fragment doliny na północ od Brześcia Kujawskiego ma początkowo kierunek południkowy, a następnie skręca na wschód. Przebiega on przez obniżoną część Wysoczyzny Kujawskiej z występującymi tu poziomami przepływu wód roztopowych, które są pozostałością ważnego etapu rozwoju doliny Wisły w schyłkowym okresie ostatniego zlodowacenia (Wiśniewski 1974, 1976). Wreszcie końcowy odcinek doliny o długości około 15 km, wykształcony jest w obrębie doliny Wisły i wycięty w jej terasach. Ten fragment ma niezwykle ciekawie rozwinięte dno, co było zachętą do przeprowadzenia tu badań nad holoceniową ewolucją Zgłowiączki. Odmienność genetyczna wyróżnionych części współczesnej doliny Zgłowiączki w dużym stopniu wpłynęła na to, że autor postawił sobie w pracy następujące cele:

- rozwiązanie morfogenezy rynny glacialnej wykorzystanej obecnie przez rzekę Zgłowiączkę i jej rolę w późniejszym odprowadzaniu wód roztopowych;

- zrekonstruowanie środowiska depozycyjnego osadów budujących wypukłe formy występujące w dnie rynny;

- ustalenie stosunku doliny Zgłowiączki do erozyjno-akumulacyjnych poziomów obniżonej części wysoczyzny w rejonie Brześcia Kujawskiego;

- ustalenie stosunku doliny Zgłowiączki do doliny Bachorzy, którą wiódł szlak odpływu wód roztopowych;

- przesłedzenie ewolucji przebiegu procesów fluwialnych w rzece Zgłowiączce w późnym glacie i holocenie oraz ich związku ze zmianami położenia Wisły, jako bazy erozyjno-akumulacyjnej Zgłowiączki. Rozwiązanie tych problemów, ujmujących szeroki zakres zagadnień wymagało zastosowania wielu różnorodnych metod badawczych.

Pierwszą czynnością było szczegółowe skartowanie geomorfologiczne całej doliny. Ponieważ rozeznanie geologiczne w jej obrębie było utrud-

nione z powodu występowania małej liczby naturalnych odsłoneń, wykonano 80 wkopów do głębokości od 2 do 3 m, 170 sond geologicznych do 4 m oraz 25 sond w utworach organicznych do głębokości od 6 do 10 m. Zebrano również istniejące materiały wiertnicze ze 120 wierceń, które posłużyły do wykreślenia przekrojów geologicznych. W celu możliwie dokładnego określenia jakości osadu i tym samym bliższego sprecyzowania charakteru środowiska ich depozycji pobrano z wkopów i sond geologicznych 350 prób, które poddano analizom granulometrycznym. Do analiz składu mechanicznego brano próby o ciężarze 200 g, wydzielając następujące frakcje w mm: 2,0, 1,5, 1,2, 1,02, 0,75, 0,50, 0,25, 0,12, 0,10, 0,88 i 0,060. Szczególną uwagę zwrócono na liczbę drobnych frakcji w osadzie, co — jak przyjmuje wielu badaczy — lepiej dany osad charakteryzuje. Dla każdej próby skonstruowano na siatce prawdopodobieństwa w skali Phi krzywe kumulacyjne, z których wyliczono następujące wskaźniki statystyczne:

— stopień wysortowania δ_1 według wzoru R. L. Folka i W. C. War-da (1957)

$$\delta_1 = \frac{\varphi_{84} - \varphi_{16}}{4} + \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{6,6},$$

— średnią średnicę Mz (wskaźnik zaproponowany również przez wspomnianych autorów).

$$Mz = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84}}{3}.$$

O zaletach wyliczonych wskaźników statystycznych z tego rodzaju siatek pisali J. Stochlak (1968, 1973) oraz M. Grzegorzczak (1970). W celach metodyczno-porównawczych wyliczono również kilka wskaźników na podstawie siatek półlogarytmicznych, wyskalowanych w milimetrach, takich jak:

- średni wymiar ziarn, tj. medianę (Md),
- wskaźnik wysortowania według P. D. Traska

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}},$$

— wskaźnik uziarnienia $U = \frac{A}{B}$, gdzie A jest wartością procentową frakcji powyżej 0,5 mm, a B jest zawartością frakcji poniżej 0,5 mm (wg. B. Krygowskiego).

W celu łatwiejszej analizy wizualnej osadów z prezentowanych odsłoneń, procentowy udział poszczególnych frakcji przedstawiono w postaci histogramów. Obróbkę ziarn kwarcowych badano graniformametrem B. Krygowskiego (1964) dla dwóch frakcji, 0,75—1,02 mm i 1,02—1,5 mm, wyliczając wskaźnik obróbki (Wo) i niejednorodności materiału (Nm).

Kilka prób osadów organicznych poddano analizom palinologicznym, a wiek pięciu określono w Laboratorium C-14 Instytutu Politechniki Śląskiej w Gliwicach.

W pracy wykorzystano zdjęcia lotnicze, które okazały się szczególnie przydatne przy analizie holocenińskiej ewolucji doliny. Dysponowano zdjęciami lotniczymi z dwóch różnych nalotów. Odbitki z nalotu w 1959 r. wykonane były w skali 1 : 10 000, a z 1968 r. w skali 1 : 15 000. Dla niektórych fragmentów dna doliny wykonano powiększenia odbitek do skali 1 : 5000. Badania terenowe poparte interpretacją zdjęć lotniczych pozwoliły na rekonstrukcję przebiegu starych koryt i określenie ich parametrów geometrycznych, których analiza okazała się pomocna przy odtwarzaniu dynamiki środowiska fluwialnego. Niektóre związki pomiędzy wspomnianymi parametrami koryt a cechami hydraulicznymi cieków wykazane zostały już na podstawie studiów eksperymentalnych, przeprowadzonych m. in. przez badaczy amerykańskich (Leopold, Wolman, Miller 1964; Leopold, Maddock 1953; Schumm 1971). Dużo danych dotyczących hydrodynamiki rzeki przynosi niewątpliwie także analiza budowy geologicznej dna doliny. Poznano ją na podstawie licznych wierceń i prób, a w celach porównawczych pobrano również próby w sześciu przekrojach przez współczesne koryto Zgłowiączki. Dla przestrzennej analizy litologii powierzchniowej pomocne okazały się również mapy glebowo-rolnicze w skali 1 : 5000. Dynamikę erozji bocznej dzisiejszej rzeki badano, opierając się na sieci stałych reperów rozmieszczonych wzdłuż wybranego odcinka koryta. W okresie badań dokonano czterokrotnego pomiaru ich pozycji w stosunku do koryta rzeki.

CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA I GEOLOGICZNA OBSZARU OTACZAJĄCEGO DOLINĘ ZGŁOWIĄCZKI

Dolina Zgłowiączki na całej długości, począwszy od połączenia z rynną Jeziora Głuszyńskiego, przebiega przez obszar Pojezierza Kujawskiego (Kondracki 1978). Według starszego podziału Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej (Krygowski 1956, 1961), opartego głównie na kryteriach geomorfologicznych, dolina ta położona jest w południowo-wschodniej części Wysoczyzny Kujawskiej. Granice tej Wysoczyzny od północy określone są krawędzią Kotliny Toruńskiej, na zachodzie systemem rynien goplańskich, natomiast od wschodu doliną Wisły. Znacznie trudniej jest wyznaczyć jej południową granicę. Krygowski proponuje prowadzić ją po załomie wysoczyznowym, oddzielającym wyżej położoną Wysoczyznę Kłodowską. Południowo-zachodnia część doliny Zgłowiączki przybliży się właśnie do tej granicy, która oddziela obszary o zdecydowanie odmiennej rzeźbie.

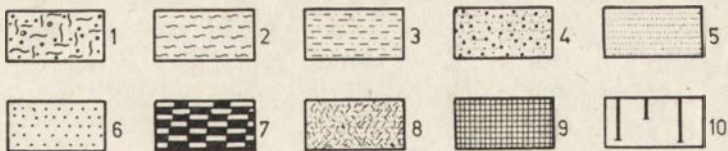
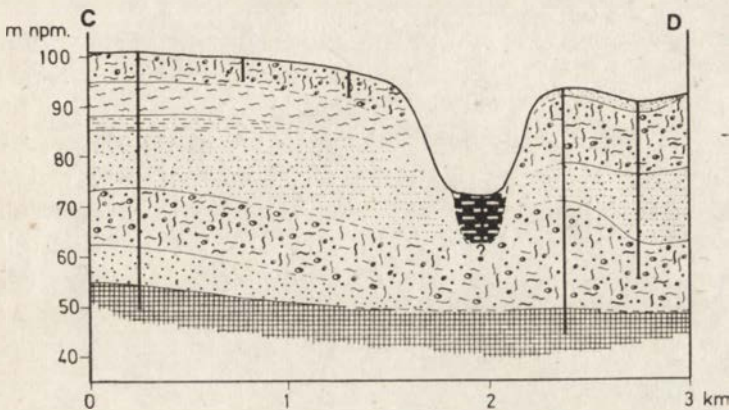
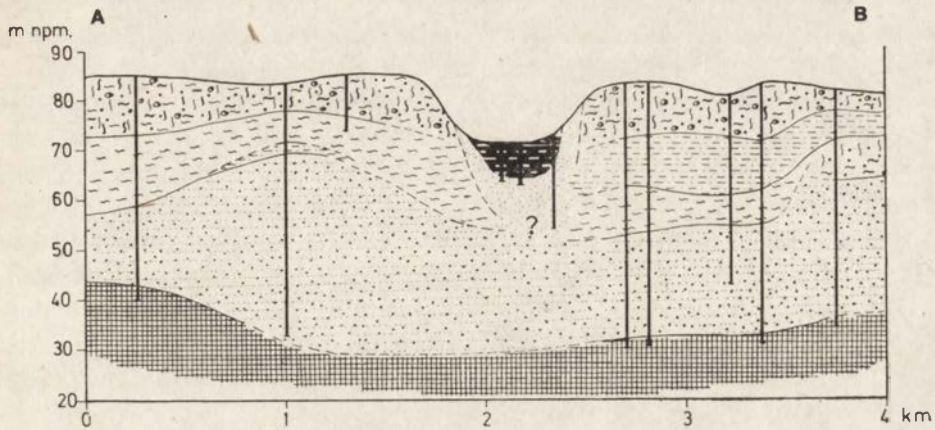
W obrębie Wysoczyzny Kujawskiej wyraźnie dominują równiny morenowe, na których w niewielu tylko miejscach spotkać można wypukłe formy terenu. Charakterystyczne są tu natomiast mniej lub bardziej wyraźne doliny, którymi odprowadzane były wody roztopowe podczas deglacjacji tego obszaru. Leżąca z kolei na południu Wysoczyzna Kłodawska i wznosząca się o 20—25 m wyżej w stosunku do Wysoczyzny Kujawskiej, charakteryzuje się dużym urozmaiceniem rzeźby. Tutaj na linii Brdów, Przedecz, Lubień przebiega bowiem strefa marginalna maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia (Krygowski 1953; Roszko 1968b). W bliskiej odległości na północ od tej linii zaczyna się również przebieg kolejnego stadiała, a mianowicie poznańskiego. Na obecnym etapie rozpoznania geomorfologicznego trudno jest bliżej określić charakter genetyczny tych zróżnicowanych stref marginalnych, ponieważ nie były one dotąd przedmiotem szczegółowych badań geomorfologicznych. B. Krygowski (1972), pisząc ogólnie o maksymalnym zasięgu ostatniego lądolodu na tym obszarze, podkreśla jego słabą aktywność. Strefę stadiała leszczyńskiego wyznaczają bowiem głównie moreny typu akumulacyjnego, na których zapleczu dominowała deglacjacja arealna. R. Galon (1972) południową granicę Kujaw widzi właśnie na linii tej strefy marginalnej. W tym ujęciu zasięg południowej granicy Wysoczyzny Kujaw-

skiej należałoby nieco przesunąć na południe i włączyć do niej północną część Wysoczyzny Kłódawskiej. Nie rozstrzygając tych kwestii można stwierdzić, że dolina Zgłowiączki położona jest na zapleczu stref marginalnych stadiału leszczyńskiego oraz poznańskiego. W północnej części Wysoczyzny Kujawskiej, już na kontakcie z Kotliną Toruńską, występuje kolejna wyraźna strefa marginalna, wyznaczająca postój łądolodu w tzw. fazie kujawskiej. W zachodniej części Wysoczyzny, na linii Chełmce—Radziejów, wyznacza się pomiędzy tymi strefami również fazę radziejowską (Maik 1961; Andrzejewski 1974). Dalszy przebieg tej strefy w kierunku wschodnim jest problematyczny i, zdaniem autora, wymaga specjalnych badań.

Jak już wspomniano, interesującym elementem w morfologii Kujaw są doliny. Do najlepiej wykształconych dolin o równoleżnikowym przebiegu należy zaliczyć dolinę głużyńską, Bachorzy oraz parchańską (Wiśniewski 1974, 1976). W. Niewiarowski (1983) w pracy o Pojezierzu Kujawskim dolinę głużyńską łączy w jednolity szlak odpływu wód roztopowych z doliną Zgłowiączki. Obie te doliny rozdziela krzyżująca się z nimi rozległa rynna Jeziora Głużyńskiego ukierunkowana na linii północ—południe (ryc. 1). Doliny te, zdaniem Niewiarowskiego, odprowadzały wody roztopowe w kolejnych etapach deglacjacji tego obszaru w kierunku zachodnim do południkowego obniżenia, często nazywanego doliną goplańską. W kwestii roli doliny Zgłowiączki w odprowadzaniu wód roztopowych autor zajmie stanowisko w dalszej części pracy.

Wysoczyzna Kujawska w stosunku do innych wysoczyzn młodoglacjalnych cechuje się, o czym już wspomniano, przede wszystkim dużą równinnością i brakiem wyraźnych form marginalnych. Te cechy morfologiczne kontrastują z bardzo zróżnicowaną konfiguracją podłoża. Przebiega bowiem tędy górnokredowa struktura geologiczna zwana antyklinorium kujawsko-pomorskim, dodatkowo urozmaicona licznymi wysadami solnymi. Wielu badaczy wiąże z powolnymi ruchami wznoszącymi skorupę ziemską w obrębie tej struktury poważne następstwa paleogeograficzne. S. Lencewicz (1927) i E. Wiśniewski (1974, 1976) widzą w nich przyczynę zakończenia funkcjonowania doliny Bachorzy, którą kierowały się w swoim czasie wody roztopowe i rzeczne na zachód, a W. Mrózek (1961) z kolei — zmiany w sieci hydrograficznej na Kujawach. Z następstwami pionowych ruchów skorupy ziemskiej na tym obszarze należy się zatem poważnie liczyć.

Dolina Zgłowiączki wcina się w wysoczyznę morenową na głębokość około 15 m. W strefie kontaktu z doliną wysoczyzna jest najczęściej płaska lub nieznacznie urozmaicona, zbudowana przeważnie z gliny morenowej. Szczegółowa analiza rzeźby i budowy geologicznej doliny przeprowadzona zostanie w dalszej części pracy. Tutaj natomiast rozważymy budowę geologiczną wysoczyzny otaczającej badaną dolinę. Zagadnienie to opracowano na podstawie kilkudziesięciu głębokich wierceń osiągną-



Ryc. 3. Przekroje geologiczne A—B i C—D

1 — glina morenowa, 2 — ropy, 3 — młki, 4 — piaski różnoziarniste, 5 — piaski drobnoziarniste,
6 — piaski gruboziarniste i żwiry, 7 — utwory organogeniczne, 8 — piaski z dużą zawartością
części organicznych, 9 — utwory plioceńskie, 10 — wiercenia

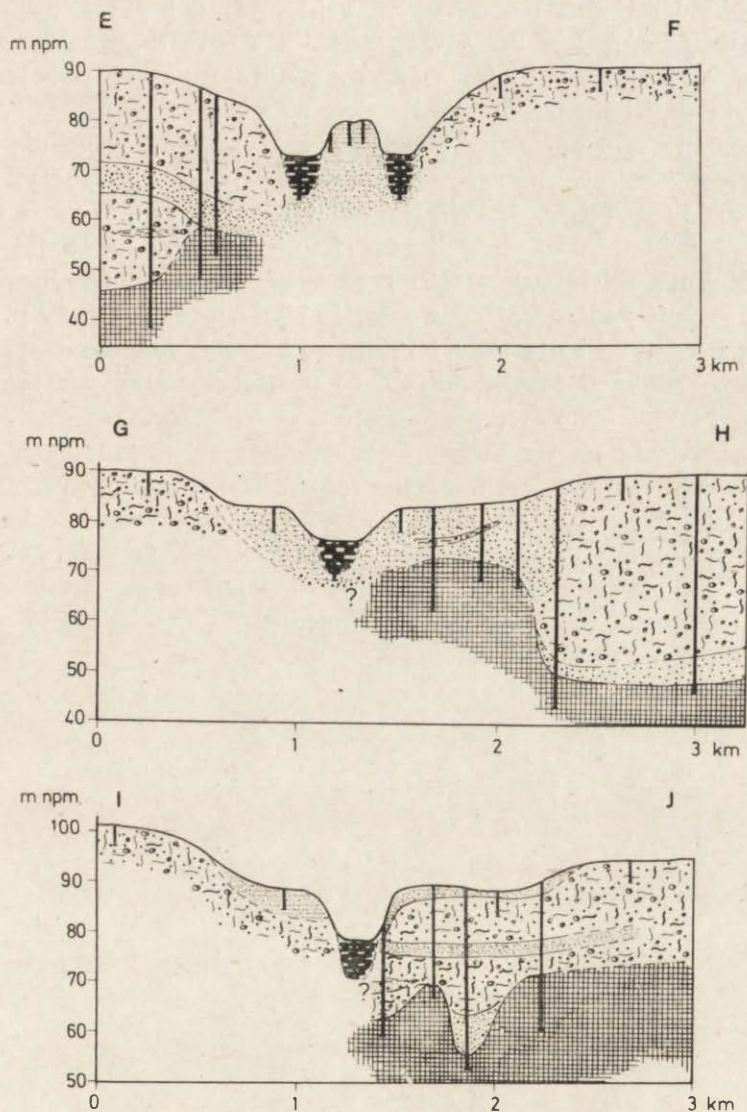
Geological sections A—B and C—D

1 — glacial till, 2 — clay, 3 — silts, 4 — various-grained sands, 5 — fine-grained sands, 6 —
coarse-grained sands and gravels, 7 — organogenic deposits, 8 — sand containing a great deal
of organic remnants, 9 — Pliocene sediments, 10 — drillings

cych spąg utworów czwartorzędowych. Ponieważ ich rozmieszczenie wzdłuż doliny jest bardzo nierównomierne, ograniczono się jedynie do wykonania kilku przekrojów geologicznych w poprzek doliny.

Na uwagę zasługuje przekrój A—B, przecinający dolinę Zgłowiączki w okolicy Brześcia Kujawskiego (ryc. 3). Występuje tu od góry wyraźny pokład gliny morenowej o zmiennej miąższości, pod którą zalega seria bardzo drobnych utworów. Są to głównie łyły i piaski pylaste na wysokości 52—75 m npm. Głębiej występuje z kolei seria piasków i żwirów, złożona bezpośrednio na podłożu podczwartorzędowym (30—45 m npm.), które buduje plioceńska formacja pstrych łąłw. Nieco odmienną budowę geologiczną prezentuje kolejny przekrój C—D usytuowany kilka kilometrów na południe od poprzedniego (ryc. 3). Podłoże podczwartorzędowe zalega tu już znacznie wyżej, a ponadto pojawia się drugi wyraźny pokład gliny morenowej, którego strop prawdopodobnie osiąga najniższą część rynny glacialnej wykorzystanej obecnie przez Zgłowiączkę. W przekrojach E—F i G—H (ryc. 4), słabiej udokumentowanych z powodu małej liczby wierceń, zaobserwować można znaczne podniesienie się osadów plioceńskich. Ponieważ maksymalna wysokość zalegania stropu pliocenu sięga tu do 75 m npm., można mówić o znacznych deniwelacjach powierzchni podczwartorzędowej, dochodzącej do 45 m. Miąższość osadów czwartorzędowych waha się z kolei 10—52 m, wyrównując w dużym stopniu rzeźbę stropu trzeciorzędu. Czwartorzęd na analizowanym obszarze od powierzchni najczęściej jest reprezentowany przez pokład gliny morenowej o maksymalnej miąższości do 35 m. Niżej zalegająca glina morenowa, której występowanie stwierdzono tylko w około 30% zebranych archiwalnych wierceń, oddzielona jest od pokładu górnego serią łąłw i mułków.

Interpretację wiekową i genetyczną osadów budujących wschodnią część Wysoczyzny Kujawskiej przedstawił ostatnio E. Wiśniewski (1976). Wyniki uzyskane w niniejszej pracy pozwalają potwierdzić powszechność występowania osadów ilastych i ich pozycję stratygraficzną. Wspomniany autor wiąże genezę łąłw z transgresją łąłdolodu podczas zlodowacenia bałtyckiego, w czasie której na skutek zablokowania odpływu w ówczesnej (eemskiej) dolinie Wisły utworzyło się w niej zastoisko. Fakt występowania łąłw na różnych wysokościach tłumaczy on zróżnicowaną konfiguracją dna zastoiska. Zastoisko objęło również przydolinne obszary ówczesnej wysoczyzny, co potwierdzają przekroje geologiczne zlokalizowane we wschodniej części doliny. Takie rozumowanie wyjaśnia jednocześnie brak serii ilastych w zachodniej, zapewne nieco wyższej, części wysoczyzny z okresu sprzed ostatniego zlodowacenia. Należy też zaznaczyć, że istnieją także poglądy przypisujące łąłm nieco starszy wiek, związany z regresją łąłdolodu z okresu zlodowacenia środkowopolskiego. Ważny jest tu jednak fakt, że oddzielają one dwie różne wiekowo serie glin morenowych, a mianowicie górną, tzn. bałtycką, oraz niżej le-



Ryc. 4. Przekroje geologiczne E—F, G—H i I—J
(objaśnienia jak na ryc. 3)

Geological sections E—F, G—H and I—J
(explanations see Fig. 3)

żącą — środkowopolską. Z ostatnim okresem międzylodowcowym należy też prawdopodobnie wiązać powstanie dużego kompleksu piaszczysto-żwirowego, zalegającego pod opisaną już serią ilasto-mułkową. Widoczny jest on wyraźnie w przekroju A—B, gdzie występuje bezpośrednio na utworach pliocenkich. Jego pozycję stratygraficzną dokumentuje lepiej przekrój C—D. Osady piaszczysto-żwirowe zalegają tu pomiędzy

dwoma pokładami glin morenowych, z których dolny ma kilkunastometrową miąższość. Ich brak w przekroju A—B to prawdopodobnie rezultat erozyjnej działalności wód, co znajduje pewne potwierdzenie w znacznym obniżeniu powierzchni stropu plicocenu.

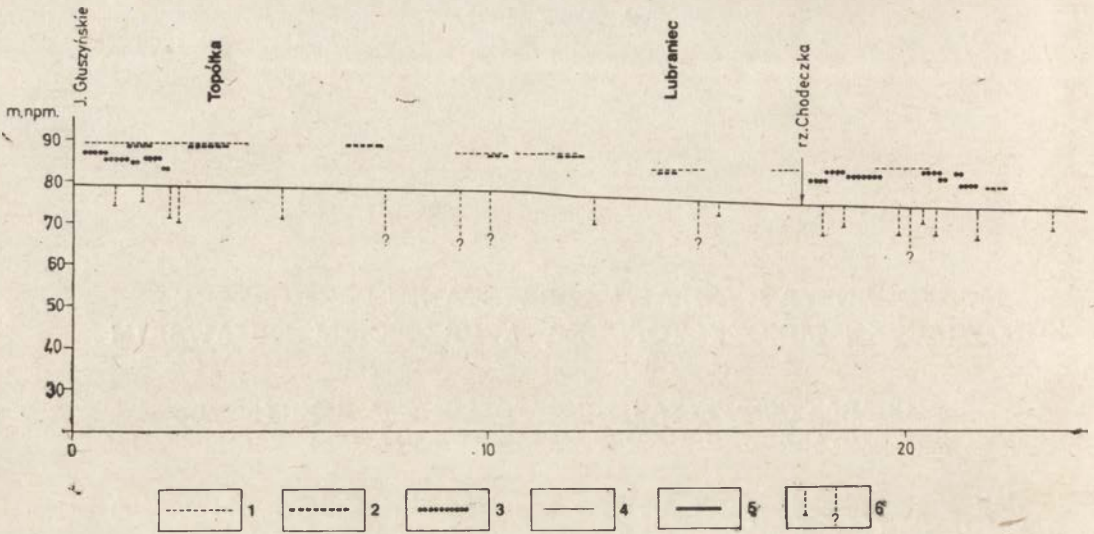
Analizowana seria piasków i żwirów występuje powszechnie w podobnej sytuacji stratygraficznej w kontaktowej strefie Wysoczyzny Kujawskiej z doliną Wisły. E. Wiśniewski (1976) na podstawie wyników badań strukturalno-teksturalnych oraz faunistycznych wiąże jej genezę z akumulacyjną działalnością wód rzecznych, które płynęły prawdopodobnie w okresie poprzedzającym ostatnie zlodowacenie. Osady piaszczysto-żwirowe zamyka seria ilów i mułków, których sedymentacja następowała w warunkach zastoiskowych, co mogło nastąpić, jak już wspomniano, w końcowym etapie glacji tego obszaru. Analiza usytuowania doliny Zgłowiączki na tle budowy geologicznej jej najbliższego otoczenia wykazała zatem, że jest to forma młoda z okresu zlodowacenia bałtyckiego. Jej geneza i rozwój będzie przedmiotem rozważań w kolejnym rozdziale pracy, lecz tu już można zasygnalizować, że jest to głęboka forma pozbawiona cech typowej doliny, rozcinająca osady ostatniego zlodowacenia. Nie ma też podstaw, aby uzależniać jej lokalizację od konfiguracji starszego podłoża.

MORFOGENEZA RYNNY WYKORZYSTANEJ PRZEZ RZEKĘ ZGŁOWIĄCZKĘ MIĘDZY TOPÓLKĄ A BRZEŚCIEM KUJAWSKIM

CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA RYNNY NA ODCINKU TOPÓLKA—BRZEŚĆ KUJAWSKI

Jak już podkreślano we wstępie pracy, dolinę Zgłowiączki można podzielić na co najmniej trzy fragmenty różniące się od siebie genezą. Pierwszy, tj. początkowy odcinek obejmujący ponad 50% długości doliny, jest typową rynną glacialną, którą obecnie wykorzystuje rzeka Zgłowiączka. Wydaje się, iż nadszedł właściwy moment, aby stwierdzenie to uzasadnić.

Za początek doliny Zgłowiączki przyjęto miejsce jej połączenia z rynną Jeziora Głuszyńskiego, tj. około 3 km na zachód od Topólki. Tu łączy się z sobą kilka rynien glacialnych, tworząc swoistego rodzaju węzeł paleohydrograficzny. Bierze tu także początek rzeka Zgłowiączka, która wypływa z jednego z licznych rozgałęzień Jeziora Głuszyńskiego. Dno omawianego fragmentu rynny zalega w tym miejscu na wysokości 79,0 m npm., natomiast w końcowej swojej części, nieco na północ od Brześcia Kujawskiego, a więc na długości 31 km, obniża się do 68,0 m npm. (ryc. 5). Ten fragment rynny jest głęboko wcięty (15—25 m) w powierzchnię wysoczyzny morenowej. O ostrym wcięciu świadczą duże nachylenia zboczy rynny, dochodzące do 30—45°. Kolejną, zwracającą uwagę cechą omawianej rynny jest jej duża krętość, szczególnie na odcinku od Topólki do Kazania, gdzie przebiega ona w kierunku północny wschód — południowy zachód. W dalszym biegu od Kazania do Brześcia Kujawskiego rzeka zmienia kierunek na południowy. Ten jej fragment jest mniej urozmaicony geomorfologicznie w stosunku do poprzedniego, który prócz wspomnianej dużej krętości cechuje się jeszcze znacznym zróżnicowaniem szerokości dna (50—700 m). Najszerszy jest jej początkowy odcinek na zachód od Topólki w miejscowości Borek oraz kilkukilometrowy odcinek na wschód od Lubrańca. W tych rozszerzeniach w dnie rynny stwierdzono interesujące formy wypukłe, które będą w dalszej części pracy przedmiotem szczegółowych rozważań. Ogólnie jednak można powiedzieć, że badana forma jest wąska i kręta o przeciętnej szerokości 150—200 m.



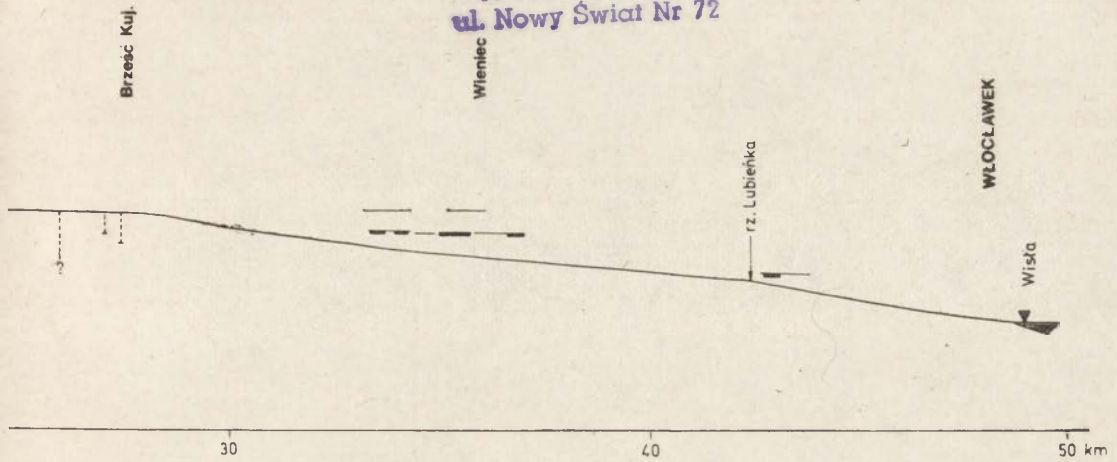
Ryc. 5. Profil podłużny

1 — terasy kemowe lewobrzeżne, 2 — terasy kemowe prawobrzeżne, 3 — pagórki kemowe w
cja wierceń wykona-

Long profile of the

1 — left-bank kame terraces, 2 — right-bank kame terraces, 3 — kame hummocks in the
drillings in the

Pierwotna głębokość rynny została w dużym stopniu zatarta przez znaczną miąższość nagromadzonych w niej osadów. W celu poznania ich charakteru i grubości wykonano w różnych miejscach dna rynny 30 sond geologicznych. Wśród występujących tu osadów zdecydowanie dominują torfy i gytie oraz w wielu miejscach przewarstwienia drobnych piasków i mułków z dużą zawartością części organicznych. Osady te są więc rezultatem sedymentacji w warunkach jeziornych i bagiennych, podczas której okresowo dostarczany był także materiał piaszczysty i ilasty. Sondy wykazały duże urozmaicenie rzeźby podłoża utworów organogenicznych. W kilku miejscach, np. w rejonie Czamanina i Brześcia Kujawskiego, miąższość osadów organicznych przekracza 10 m (spągu ich nie osiągnięto), w innych natomiast osiąga 4–8 m (ryc. 5). Należy też wziąć pod uwagę, że spąg osadów organicznych może nie pokrywać się z najniższym zaleganiem pierwotnego dna rynny. Wielokrotnie stwierdzano bowiem pod nimi drobne piaski i mułki zabrudzone substancją organiczną, które należą także do serii wypełniającej rynnę. Przykładu tego dostarczyła analiza archiwalnych wierceń z dna rynny w okolicy Młynska (ryc. 6). Pod serią organiczną w dużym stopniu zapiaszczoną, występuje tu kilkunastometrowy kompleks bardzo drobnych piasków przewarstwiony ilami. Dokładne ustalenie najniższego położenia dna rynny natrafia w tym przypadku na duże trudności. Miąższość utworów organicznych w omawianej formie, jak wynika z sond, waha się od kilku do kilkunastu metrów. Ta zmienna miąższość, jak również krętość ryn-



doliny Zgłowiączki

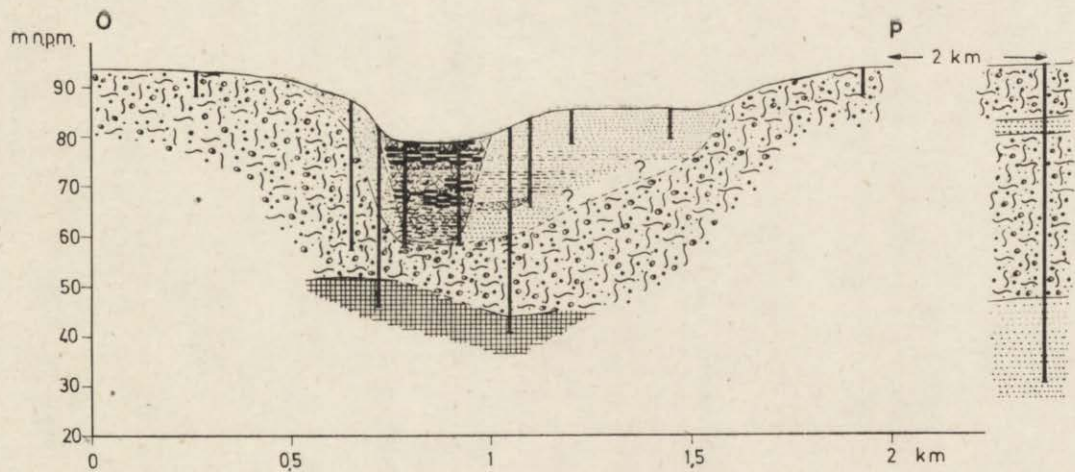
dnie rynny, 4 — terasy rzeczne prawobrzeżne, 5 — terasy rzeczne lewobrzeżne, 6 — lokalizacji w dnie rynny

Zgłowiączka valley

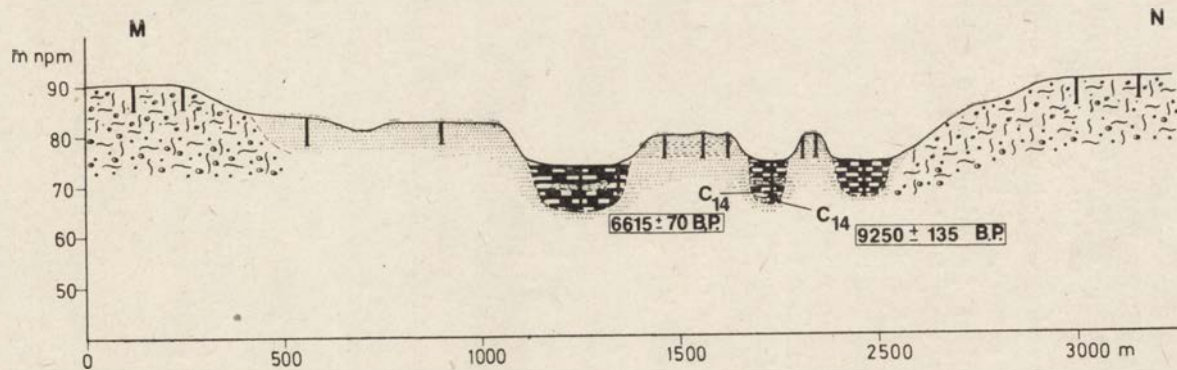
channel bottom, 4 — right-bank river terraces, 5 — left-bank river terraces, 6 — location of channel bottom

ny, pozwalają genezę jej widzieć jako efekt erozji wód płynących pod lodem w warunkach zmiennego ciśnienia hydrostatycznego.

Rynny glacialne są formami powszechnymi w młodym krajobrazie polodowcowym (Majdanowski 1947; Kozarski 1966; Galon 1965, 1972). Zdecydowana większość badaczy, zajmująca się rozwojem rzeźby młodoglacjalnej, wiąże ich genezę z działalnością erozyjną wód roztopowych w łądodolzie. Wydaje się, że jedynie wody płynące w warunkach dużego i zmiennego ciśnienia hydrostatycznego mogły przyczynić się do wyerodowania tak zmiennych w swym przebiegu form z urozmaiconą rzeźbą den. Być może, w powstaniu niektórych form wklęsłych, cechujących się szczególnie dużymi rozmiarami i niewielką krętością, pewien udział mogła mieć erozja lodowcowa, czego przykłady podaje M. Pasierbski (1979), wyjaśniając genezę niektórych rynien w północnej części Polski. Przebieg większości dużych rynien na Nizinie Polskiej nawiązuje do głównych kierunków nasuwania się łądolodu. Znane są również liczne przypadki, gdy rynny, często słabiej wykształcone, przebiegają równoleżnikowo, krzyżując się z rynnami o kierunku południkowym. R. Galon (1972) genezę rynien o przebiegu południkowym wiąże z transgresyjną fazą łądolodu, natomiast o kierunku równoleżnikowym — z jego fazą regresyjno-oscylacyjną, wskazując przy tym na ich różnice wiekowe. Ten ostatni typ rynien W. Niewiarowski (1983) nazywa rynnami marginalnymi, podkreślając tym samym ich równoległy przebieg w stosunku do strefy marginalnej łądolodu. Uważa on także, że powstały one we-



Ryc. 6. Przekrój geologiczny O—P
 (objaśnienia jak na ryc. 3)
 Geological section O—P
 (explanations see Fig. 3)



Ryc. 7. Przekrój geologiczny M—N
 (objaśnienia jak na ryc. 3)
 Geological section M—N
 (explanations see Fig. 3)

wnątrz lodu pasywnego lub martwego. Omawianą rynnę, którą płynie Zgłowiączka na odcinku Topólka—Kazanie, wyżej wspomniany autor zalicza właśnie do typowych rynien marginalnych. Autor zgadza się z poglądem W. Niewiarowskiego, że ukształtować się ona mogła w lodzie pasywnym lub martwym. O słuszności tej koncepcji świadczyć mogą liczne formy martwego lodu, które występują w bliższym lub nieco dalszym sąsiedztwie rynny. Pewną wątpliwość natomiast może budzić uznanie jej za rynnę marginalną. W tym konkretnym przypadku przebieg strefy marginalnej na północ od doliny Zgłowiączki jest bardzo problematyczny. To zagadnienie wykracza jednak poza ramy niniejszej pracy.

To że rynny glacialne przetrwały i zachowały się w krajobrazie polodowcowym jest rezultatem prawdopodobnie zakonserwowania ich lodem. Był to lód, który powstał, jak twierdzi większość badaczy, z zamrznięcia wód roztopowych, tzn. lód zimowy. Nie można też wykluczyć możliwości zakonserwowania rynien lodem lodowcowym przez zapadanie się sklepienia lodowego, a także przez naledi. Na skutek wytopienia się konserwujących lodów w tzw. fazie wytopiskowej rozwoju form młodoglacialnych (Galon 1965, 1972), odsłoniła się ich pierwotna rzeźba. Proces ten najbardziej uaktywnił się w ciepłych okresach późnego glacjału, zwłaszcza w Allerödzie (Kozarski 1963), i prawdopodobnie trwał, jak się przyjmuje, do postglacialnego optimum klimatycznego. Wskazują na to chociażby sytuacje geomorfologiczne, w których rynny glacialne występują w dolinach, nawet na ich niskich terasach.

Problem wieku wytopienia się lodu w rynnie wykorzystanej przez Zgłowiączkę starano się rozwiązać przez datowania prób osadów organicznych metodą C-14. Sytuacja geomorfologiczna miejsca pobrania prób przedstawiona jest na przekroju M—N w okolicy Kazania (ryc. 7). Profil, z którego pobrano próby ma głębokość 8,0 m. W jego spągu występują piaski różnoziarniste z dużą zawartością substancji organicznej. Ze stropowej ich części, z głębokości 7,5—7,7 m, pobrano pierwszą próbę do analizy C-14. Powyżej, w profilu zalega dwumetrowej miąższości warstwa torfu, z którego pobrano kolejną próbę do datowania (5,5—5,4 m). Ponad torfem stwierdzono występowanie metrowej miąższości warstwy drobnych piasków i mułków jeziornych. W górnej części profilu od głębokości 4,5 m do powierzchni współczesnego dna rynny występuje ponownie warstwa torfu. Wiek próby pobranej z głębokości 7,5—7,7 m oznaczony został na 9250 ± 135 lat B. P. (Gd-1155), co odpowiada drugiej połowie okresu preborealnego (Mangerud i in. 1974; Starkel 1977). Wiek bezwzględny drugiej próby z głębokości 5,4—5,5 m, wynoszący 6615 ± 70 lat B. P. (Gd-1147), należy z kolei łączyć ze środkowym atlantykiem. Pierwsza data świadczy o tym, że intensywne wypełnianie osadami organicznymi rynny rozpoczęło się najprawdopodobniej dopiero na początku holoenu. Czy z tym okresem można jednak wiązać całkowite zakończenie procesu wytapiania się lodów konserwujących jest problemem dysku-

syjnym. Wydaje się bowiem, że nie można wykluczyć również możliwości akumulacji torfów na zalegającym jeszcze w głębi rynny lodzie, który przykrywała seria osadów piaszczysto-ilastych. Osady organiczne mogły zapewne stanowić pewnego rodzaju izolator termiczny, ochraniający w niektórych przypadkach fragmenty zagrzebanego lodu. Tak więc ostateczny zanik lodów wypełniających rynnę mógł nastąpić, jak się często przyjmuje, dopiero w postglacjalnym optimum klimatycznym.

Przed wytopieniem się lodów w rynnie zachodziły jeszcze inne procesy, które doprowadziły do powstania w niej poziomów piaszczysto-mułkowych oraz zespołów wypukłych form. Sądzę, że ich szczegółowa analiza przyczyni się do lepszego, pełniejszego poznania morfogenezy rozpatrywanej rynny.

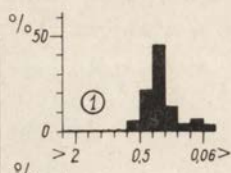
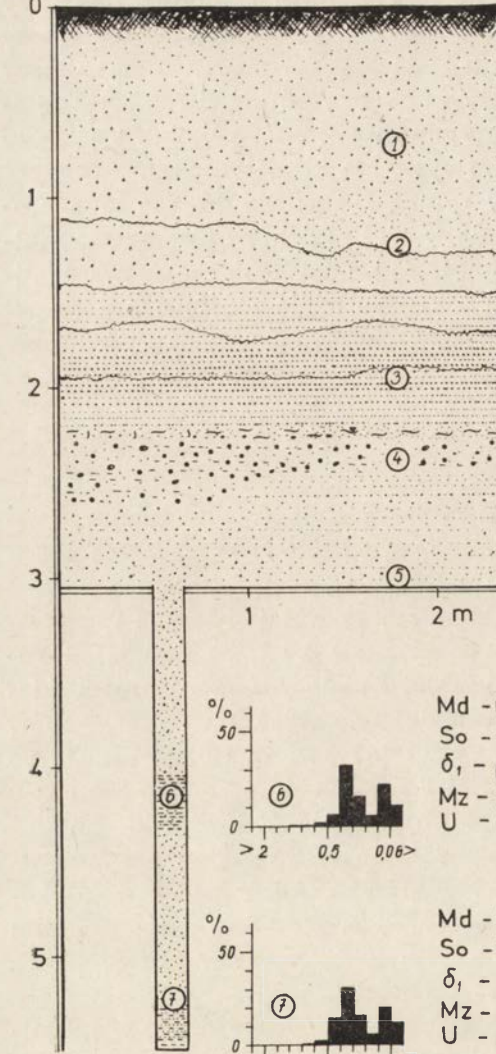
GENEZA PIASZCZYSTYCH POZIOMÓW W RYNNIE

Niezwykłe interesującym elementem geomorfologicznym badanej rynny, która spełnia obecnie funkcję doliny, są odizolowane od siebie piaszczyste poziomy występujące wzdłuż jej biegu na kontakcie z wysoczyzną. Ich lokalizacja pokrywa się z odcinkiem rynny o największym zróżnicowaniu geomorfologicznym (który rozpoczyna się 4 km na zachód od Topólki, a kończy w okolicy Kazania, w miejscu zdecydowanej zmiany kierunku rynny na południkowy). Najrozleglejszy z wyróżnionych poziomów występuje w początkowym odcinku rynny (od Jeziora Głuszyńskiego po Topólkę). Długość tego poziomu wynosi 3,5 km, a maksymalna szerokość 350 m. Występuje on głównie po lewej stronie Zgłowiączki, chociaż w okolicy Topólki znaczny jego fragment można zauważyć po przeciwnej stronie. Poziom ten jest obniżony w stosunku do wysoczyzny o około 7 m i zalega na wysokości 89—90 m npm. Przejście pomiędzy nim a wysoczyzną stanowi długie zbocze o nachyleniu 3—6°. W rynnie urywa się on natomiast stromym zboczem o wysokości 12 m.

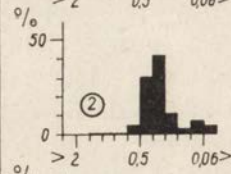
Bardzo interesującym z punktu widzenia geomorfologicznego jest wykształcony poziom w okolicy miejscowości Zgłowiączka, po przeciwnej stronie rynny. Jest on oddzielony wyraźnym zboczem od wysoczyzny i ciągnie się na długości 2 km; jego maksymalna szerokość dochodzi do 250 m. Istotny w dalszych rozważaniach będzie fakt, że ten fragment poziomu leży 85—86 m npm., a więc niżej od poprzedniego. Okolice Lubrańca są również interesującym obszarem występowania kilku wyraźnych poziomów. Jeden z nich położony jest w zachodniej części miasta, gdzie dzięki istniejącemu wyrobisku jest dobry wgląd w jego budowę wewnętrzną. Poziom ten jest około 500 m długi, 200 m szeroki i ma wyraźne zarysy. Jego powierzchnia leży jeszcze niżej w stosunku do poprzednich (83,0 m npm.). Po przeciwnej stronie rynny nawiązuje do niego niewielkie spłaszczenie w rejonie wsi Borek. Podobną wysokość

88,0m n.p.m.

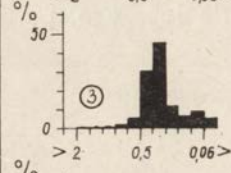
N 85°



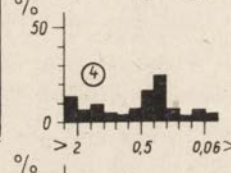
Md - 0,20
So - 1,41
 δ_1 - 0,88
Mz - 243
U - 0,03



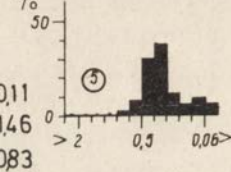
Md - 0,22
So - 1,41
 δ_1 - 0,85
Mz - 233
U - 0,02



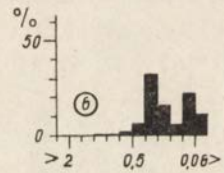
Md - 0,24
So - 1,35
 δ_1 - 0,80
Mz - 223
U - 0,08



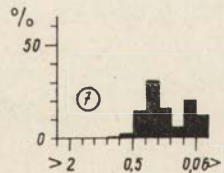
Md - 0,33
So - 2,87
 δ_1 - 1,76
Mz - 136
U - 0,69



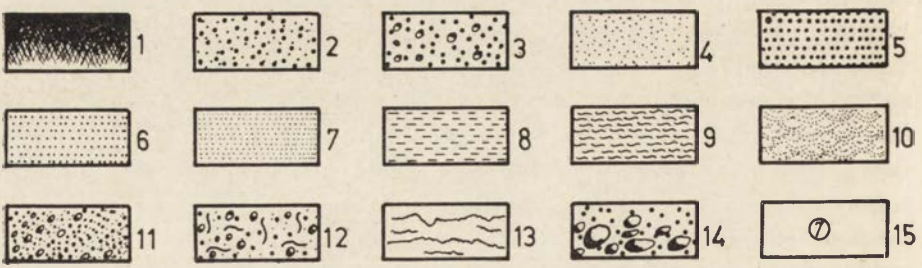
Md - 0,22
So - 1,49
 δ_1 - 0,67
Mz - 303
U - 0,09



Md - 0,11
So - 1,46
 δ_1 - 0,83
Mz - 320
U - 0,02



Md - 0,14
So - 1,58
 δ_1 - 1,03
Mz - 296
U - 0,04



ma jeszcze kilka fragmentów poziomów na wschód od Lubrańca, w miejscu rozszerzenia rynny.

Budowę geologiczną poziomu w okolicy Topólki poznano na podstawie 8 wkopów i 10 wierceń od 4 do 6 m głębokości. Najpełniejszy wgląd w jego budowę daje duże wyrobisko w miejscowości Topólka, po prawej stronie rzeki Zgłowiączki. Rozcina ono w poprzek prawie cały poziom do głębokości 3 m. W ścianie wyrobiska odsłania się jednorodny materiał reprezentowany przez drobne piaski i mułki o horyzontalnej laminacji (ryc. 8). Dodatkowe wiercenie wykazało występowanie ich do głębokości 5,5 m (spągu nie osiągnięto).

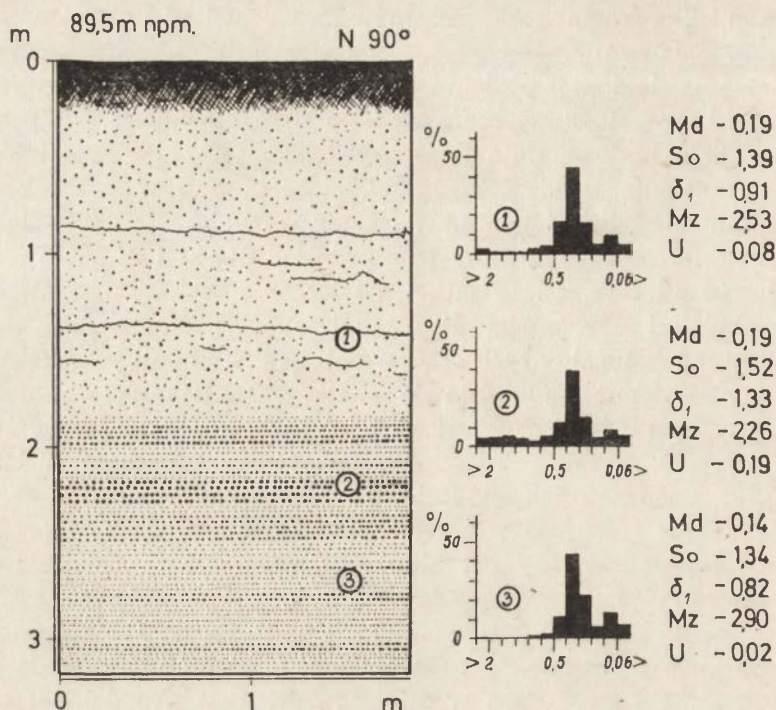
Charakter teksturalny tych osadów dobrze dokumentują wskaźniki statystyczne, wyliczone na podstawie analiz granulometrycznych. Bardzo niskie wartości mediany (0,33—0,11 mm) oraz wysokie średnie średnice (1,36—3,20 phi), a także niewielkie wartości wskaźnika uziarnienia (0,03—0,69) świadczą o ich wybitnie drobnoziarnistym charakterze. Utwory te są dobrze i średnio wysortowane: S_o od 1,35 do 2,87 oraz δ_1 od 0,85 do 1,76. Jednorodny charakter sedymentacji zakłóca niewielkiej miąższości seria piasków różnoziarnistych z dużą domieszką części ilastych (próba 4). Bardzo zbliżoną budowę geologiczną stwierdzono także we wszystkich wykonanych tu wkopach i wierceniach. Dodatkowym przykładem może być wkop w miejscowości Borek, oddalony o około 1 km w kierunku zachodnim, po przeciwnej stronie rynny (ryc. 9), gdzie stwierdzono podobną sedymentację horyzontalną drobnych piasków i mułków oraz zbliżone wartości wskaźników granulometrycznych (M_d 0,14—0,19 mm, a M_z 2,26—2,90 phi). Wysortowanie osadu, które można określić jako dobre i średnie, wynosi: S_o 1,34—1,52, a δ_1 0,82—1,33. Dla frakcji 0,75—1,02 oraz 1,02—1,2 mm, wykonano analizę obróbki. Wykazała ona, że dominują tu ziarna graniaste ze śladami obróbki o wartościach W_o 800—1000. Zauważa się także nieco lepszą obróbkę frakcji grubszej. O zróżnicowanym stopniu obróbki ziarn analizowanych osadów świadczą stosunkowo duże wartości wskaźników niejednorodności materiału (9,3—5,8).

Ryc. 8. Budowa geologiczna terasy kemowej w Topólce

1 — gleba, 2 — piaski różnoziarniste, 3 — piaski ze żwirami, 4 — piaski gruboziarniste warstwowe, 6 — piaski drobnoziarniste warstwowe, 7 — piaski drobnoziarniste z zawartością mułków, 8 — mułki, 9 — iły, 10 — struktury warstwowania rynnowego małej skali, 11 — piaski różnoziarniste warstwowe przekątnie, 12 — glina morenowa, 13 — wytrącenia żelaziste, 14 — żwiry i kamienie, 15 — miejsca poboru prób do analiz

Geological structure of a kame terrace in Topólka

1 — soil, 2 — various-grained sands, 3 — sands with gravels, 4 — fine-grained sands, 5 — bedded coarse-grained sands, 6 — bedded fine-grained sands, 7 — fine-grained sands containing silts, 8 — silts, 9 — clays, 10 — structures of small scale channel stratification, 11 — diagonally-stratified various-grained sands, 12 — glacial till, 13 — ferruginous precipitation, 14 — gravels and stones, 15 — place where samples were taken for analyses



Ryc. 9. Budowa geologiczna terasy kemowej w miejscowości Borek na zachód od Topólki

(objaśnienia jak na ryc. 8)

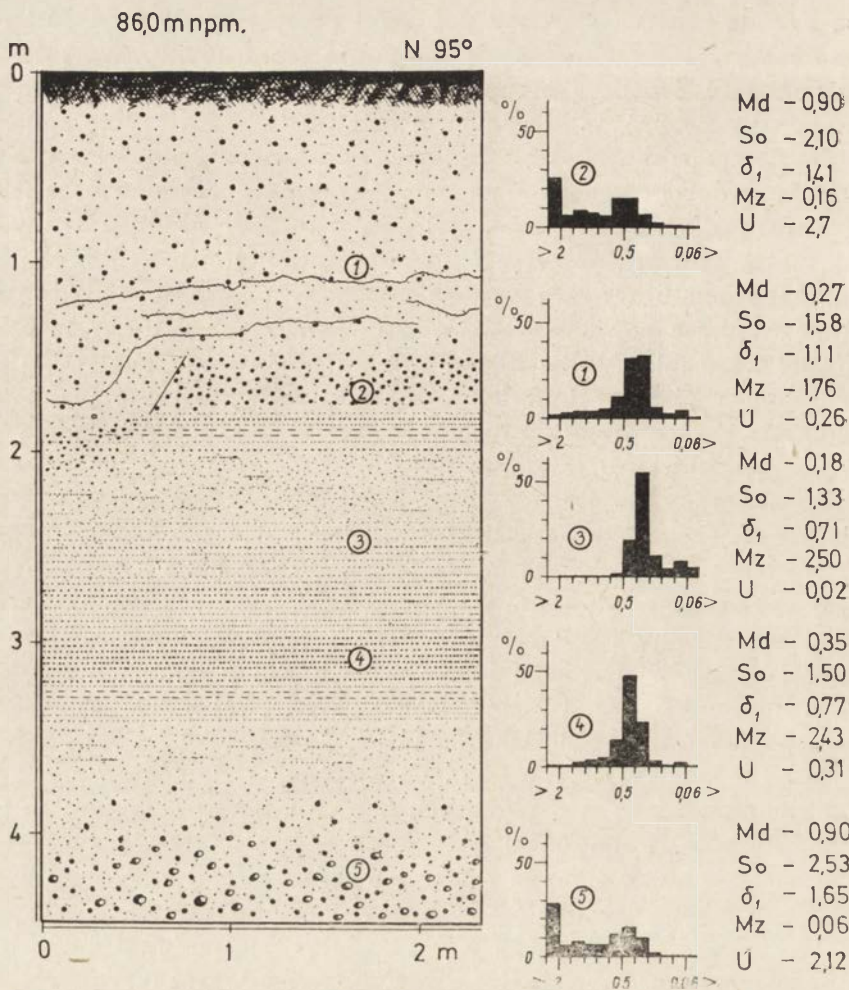
Geological structure of a kame terrace in the locality of Borek west of Topólka (explanations see Fig. 8)

Opierając się na wynikach analiz granulometrycznych, nie tylko prezentowanych w niniejszej pracy, lecz również z kilku innych, wkopów i sond geologicznych wykonanych w badanym poziomie, można dać próbę określenia charakteru środowiska deponowanych osadów. Należy jednak zaznaczyć, że jest to zagadnienie niezwykle złożone, na co zwraca uwagę wielu sedimentologów. Struktura i tekstura osadu jest bowiem funkcją nie tylko bezwzględnej szybkości płynięcia wody, lecz również wielu innych parametrów, z których najważniejsze to: głębokość, gęstość wody, jej lepkość oraz geometria koryta (Leopold, Wolman, Miller 1964). W przypadku osadów budujących poziomy w analizowanej rynnie nic nie stoi na przeszkodzie, aby przyjąć, że deponowane one były w warunkach spokojnego prądu lub, jak określa się inaczej, w dolnym reżimie przepływu (Gradziński i in. 1976). Wniosek ten potwierdzają eksperymenty przeprowadzone przez Simonsa, Richardsona i Nordina (1965), w których badacze podobne horyzontalne laminacje w drobnym piasku uzyskiwali przy niskich wartościach liczby Frouda (znacznie poniżej 1).

Liczba Frouda oznacza stosunek prędkości przepływu do prędkości rozchodzenia się fal grawitacyjnych na powierzchni płynu. Wartości tej liczby poniżej 1 świadczą o spokojnym prądzie (często określanym ruchem podkrytycznym), w którym przeważają siły grawitacyjne nad bezwładnymi. Przy takim sposobie sedymentacji zachodzi stosunkowo słabe wysortowanie deponowanego materiału. Z wykresów A. Sundborga (1965, 1967), obrazujących relację frakcji transportowanej do szybkości przepływu, można również odczytać minimalny udział transportu w procesie sedymentacji analizowanych osadów. Podobny charakter sedymentacji odbył się w czasie powstawania dużej serii drobnych piasków w poziomie okolic Czamanina, kilka kilometrów na wschód od Topólki. Tu pod serią drobnych piasków i mułków, o dużej miąższości i o podobnych wskaźnikach strukturalno-teksturalnych jak w Topólce, występują ponadto na głębokości 5,0 m ily. Jest to osad niewątpliwie zdeponowany w warunkach wody stojącej.

Nieco odmienną budowę geologiczną można zaobserwować w odsłonięciu niedaleko miejscowości Zgłowiączka. Wspomniano już raz o jego niższym położeniu w stosunku do poprzednio opisanych. Tu pod dwumetrową warstwą piasków różnoziarnistych występuje podobnej miąższości seria piasków drobnych i bardzo drobnych o laminacji horyzontalnej. Poniżej tej serii, podobnie jak w stropowej części odsłonięcia, stwierdzono ponownie różnoziarniste piaski z domieszką żwirów, a także pojedynczych kamieni bez wyraźnych struktur sedymentacyjnych typowych dla środowiska wód płynących (ryc. 10). Cechy strukturalno-teksturalne piasków drobnoziarnistych, budujących środkową część tego odsłonięcia, świadczą o tym, że proces ich sedymentacji przebiegał w podobnych warunkach jak osadów budujących poziomy w okolicy Topólki (Md 0,18—0,35; Mz 2,50—2,43). Zastanawiający jest niewątpliwie brak struktur sedymentacyjnych, które świadczyłyby o wyraźnym przepływie wody podczas akumulacji osadów występujących w stropowej, a szczególnie w spągowej części odsłonięcia. Osady te charakteryzują się wysokimi wartościami So (2,10, 2,53) i δ_1 (1,41, 1,65), które wskazują na ich słabe wysortowanie. Cechują się one również dużymi wskaźnikami uziarnienia (2,7, 2,12), co świadczy o znacznym udziale frakcji piasków gruboziarnistych i żwirów.

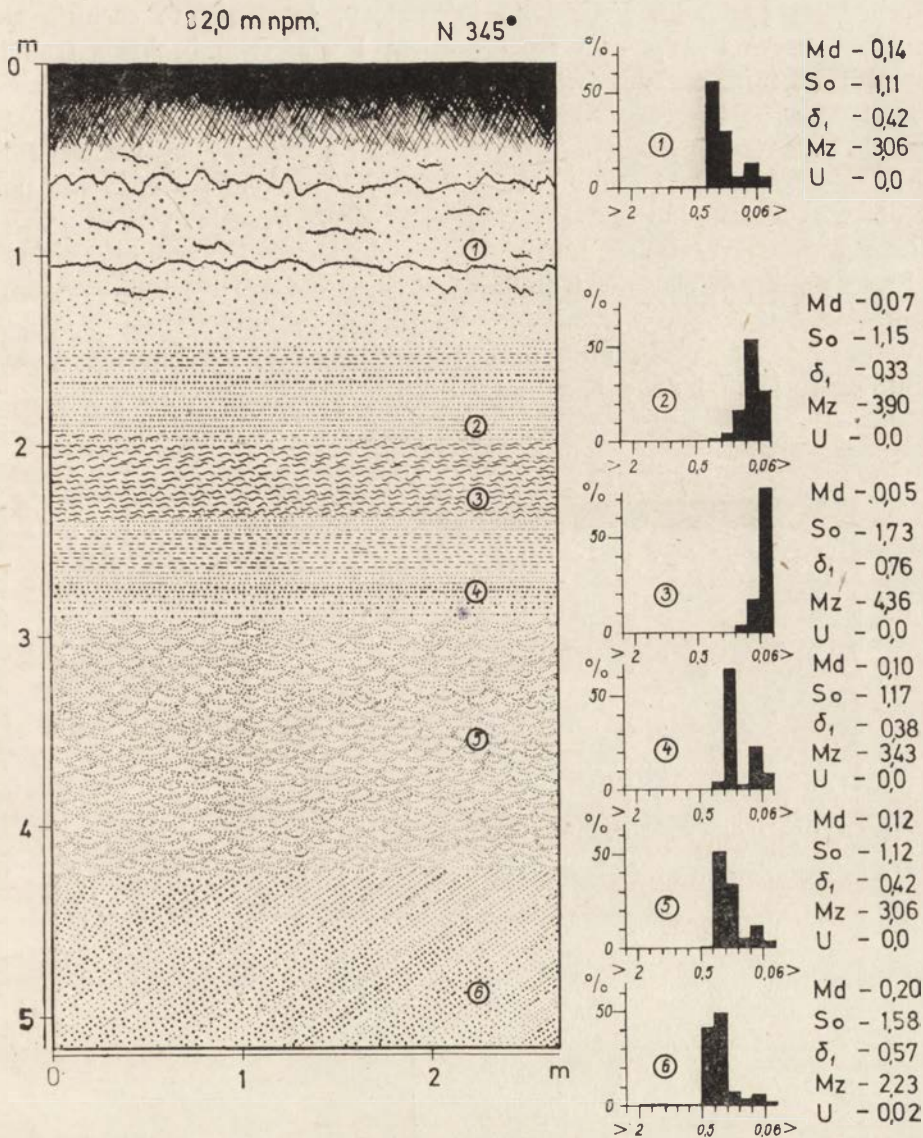
Dobry wgląd w budowę geologiczną kolejnego poziomu w okolicy Lubrańca daje duże wyrobisko, które ułatwiło szczegółowe badania strukturalne i teksturalne osadów (ryc. 11). W centralnej części odsłonięcia, pod metrową warstwą drobnych piasków, zalegają ily warwowe o miąższości około 2 m z niewielkimi przewarstwieniami mułków. Pod nimi występują jednorodne piaski drobnoziarniste z charakterystycznymi strukturami warstwowania przekątne, rynnowego, małej skali (Allen 1970). Od głębokości 4,5 m w nieznacznie grubszych piaskach (Mz 2,23) pojawia się warstwowanie przekątne, tabularne. Dominującymi tu jednak



Ryc. 10. Budowa geologiczna terasy kemowej w okolicy miejscowości Zgłowiączka (objaśnienia jak na ryc. 8)

Geological structure of a kame terrace in the locality of Zgłowiączka (explanations see Fig. 8)

osadami są wspomniane ily warwowe i mułki, które w innych partiach odsłonięcia osiągają miąższość do 5 m. Interpretacja procesów ich depozycji nie następuje trudności. Osadziły się one niewątpliwie w środowisku wody stojącej. Struktury warstwowania rynnowego, będące kopalnymi małymi ripplemarkami, świadczą z kolei o niewielkim transporcie akumulowanych piasków. Mechanizm powstawania warstwowania przekątnego, tabularnego, interesująco wyjaśnia A. V. Jopling (1969). Może ono mianowicie powstawać w płytkich zbiornikach w obrębie małych delt, u ujścia strumieni transportujących duże ilości drobnego ma-

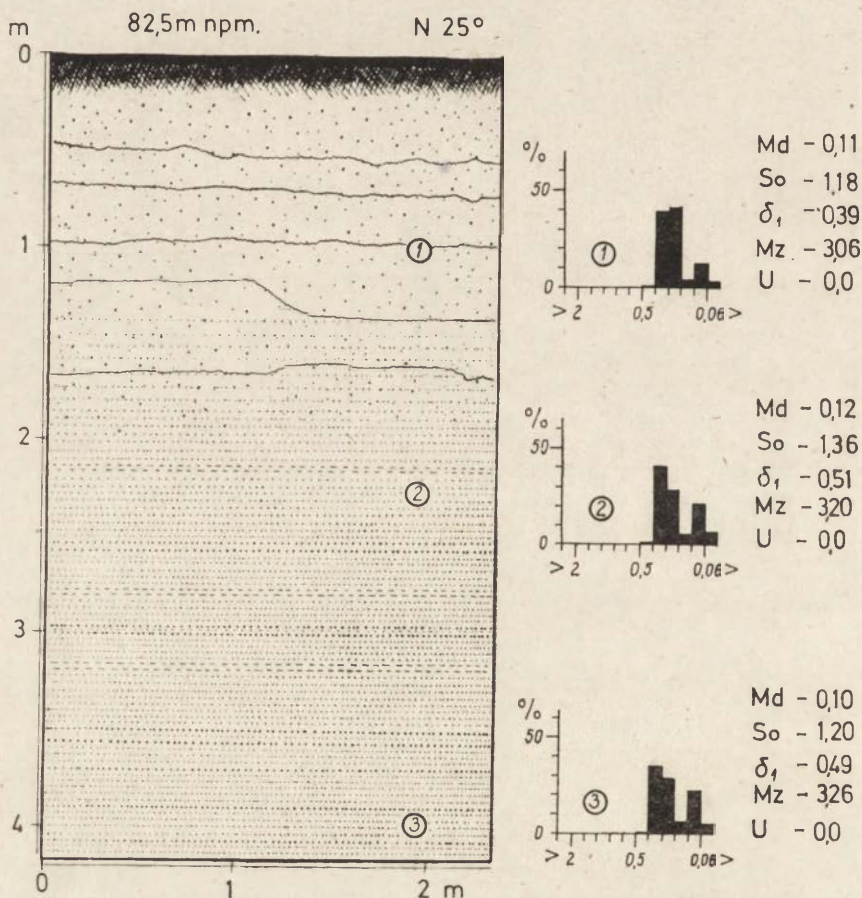


Ryc. 11. Budowa geologiczna terasy kemowej w Lubraniecu
(objaśnienia jak na ryc. 8)

Geological structure of a kame terrace in Lubraniec
(explanations see Fig. 8)

teriału. Taka interpretacja warunków przy deponowaniu tych osadów i uwzględnieniu cech strukturalnych i teksturalnych utworów leżących powyżej wydaje się najbardziej prawdopodobna. Przykłady takiej sedimentacji podaje także Ł. Koutaniemi (1979), wyjaśniając genezę piaszczysto-żwirowych poziomów na obrzeżeniu doliny Oulanki w północno-

-wschodniej Finlandii. Podkreślić też należy, że osady te cechują się bardzo dobrym i dobrym wysortowaniem i właściwie brakiem frakcji powyżej 0,5 mm, o czym świadczą wskaźniki uziarnienia. Taką budowę omawianego poziomu potwierdzają wiercenia wykonane w nawiązującym do niego innym poziomie po przeciwnej stronie rynny we wsi Borek. Podobne warunki sedimentacji istniały w trakcie powstawania poziomu we wschodniej części równoleżnikowego przebiegu rynny, niedaleko Kazania. W tym miejscu jest on zbudowany z wybitnie jednorodnych drobnych piasków i mułków, co potwierdzają wartości wyliczonych wskaźników (ryc. 12 — Md dla trzech pobranych prób = 0,12—0,10, Mz 3,06—3,26). Brakuje tutaj frakcji powyżej 0,5 mm. Wysortowanie osadu jest z kolei dobre i bardzo dobre.



Ryc. 12. Budowa geologiczna terasy kemowej w okolicy Kazania
(objaśnienia jak na ryc. 8)

Geological structure of a kame terrace near Kazan
(explanations see Fig. 8)

Szczegółowa analiza budowy geologicznej występujących w rynn timer poziomów wykazała, że są one zbudowane w zasadzie z utworów drobnych i bardzo drobnych; charakteryzują się najczęściej laminacją horyzontalną. Były one zatem deponowane głównie w środowisku wód stojących lub o niewielkim lokalnym przepływie. Warunki do tworzenia się zbiorników wodnych powstawały na kontakcie konserwującego rynn timer lodu z wysoczyzną, ponieważ degradacja lodu w tej strefie była najintensywniejsza. Jest to zjawisko powszechnie obserwowane nie tylko w obrębie współczesnych stref polarnych, lecz również podczas zaniku pokryw lodowych w naszych jeziorach, o czym pisał E. Wiśniewski (1976) przy interpretacji genezy osadów na zboczu rynn timer w okolicy Gustorzyna, na północ od Brześcia Kujawskiego. Skoro rozpatrywane poziomy są rezultatem akumulacji osadów głównie w środowisku wód stojących pomiędzy wysoczyzną a lodem wypełniającym jeszcze rynn timer, co starano się udokumentować, słuszne będzie jeśli zakwalifikuje się je jako terasy kemowe.

Nadszedł teraz moment na ustosunkowanie się do innego poglądu na genezę rozpatrywanych poziomów, który wyrazi W. Niewiarowski (1983) przy rozwijaniu swojej koncepcji dotyczącej ogólnych prawidłowości i cech rozwojowych dolin kujawskich. Rynn timer wykorzystywaną przez Zgłowiączkę określił on, jak już wspomniano, jako przykład rynn timer marginalnej, której przedłużeniem jest forma o charakterze rynn timerowym, odgałęziająca się od Jeziora Głuszyńskiego w kierunku zachodnim, a przechodząca następnie w dolinę głuszyńską, uchodzącą do tzw. doliny gopłańskiej. W stosunku do sformułowanego przez wymienionego wyżej badacza pojęcia rynn timer marginalnej, autor wypowiedział już wcześniej swoją opinię. W dalszym etapie rozwoju badana rynn timer przejęła, według koncepcji W. Niewiarowskiego, funkcję marginalnej doliny wód roztopowych, którą wody miały płynąć w kierunku zachodnim do doliny głuszyńskiej, a następnie do doliny gopłańskiej. Tym samym piaszczyste poziomy w obrębie badanej rynn timer zostały zakwalifikowane jako poziomy wód roztopowych, ukształtowane przez wody płynące w kierunku zachodnim.

W świetle wyników badań autora, przypisywanie rynn timer, którą obecnie płynie Zgłowiączka, dużej roli w odprowadzaniu wód roztopowych na zachód poprzez dolinę głuszyńską jest trudne do przyjęcia. Przeczą temu pogładowi przede wszystkim fakty, że osady budujące poziomy w rynn timer deponowane były głównie w środowisku wód stojących lub o niewielkim ruchu oraz to, że wysokości zalegania powierzchni poziomów maleją w kierunku odwrotnym, tj. od 89—90 m n.p.m. w okolicy Topólki na zachodzie do 82,5 m. n.p.m. w okolicy Kazania na wschodzie. Ten fakt, jak również płaski charakter powierzchni poziomów i brak wyraźnych struktur osiadania w ich budowie wewnętrznej nie sprzy-

jają możliwości wyjaśnienia różnic wysokości zalegania poziomów na skutek wytapiania się lodu konserwującego rynnę.

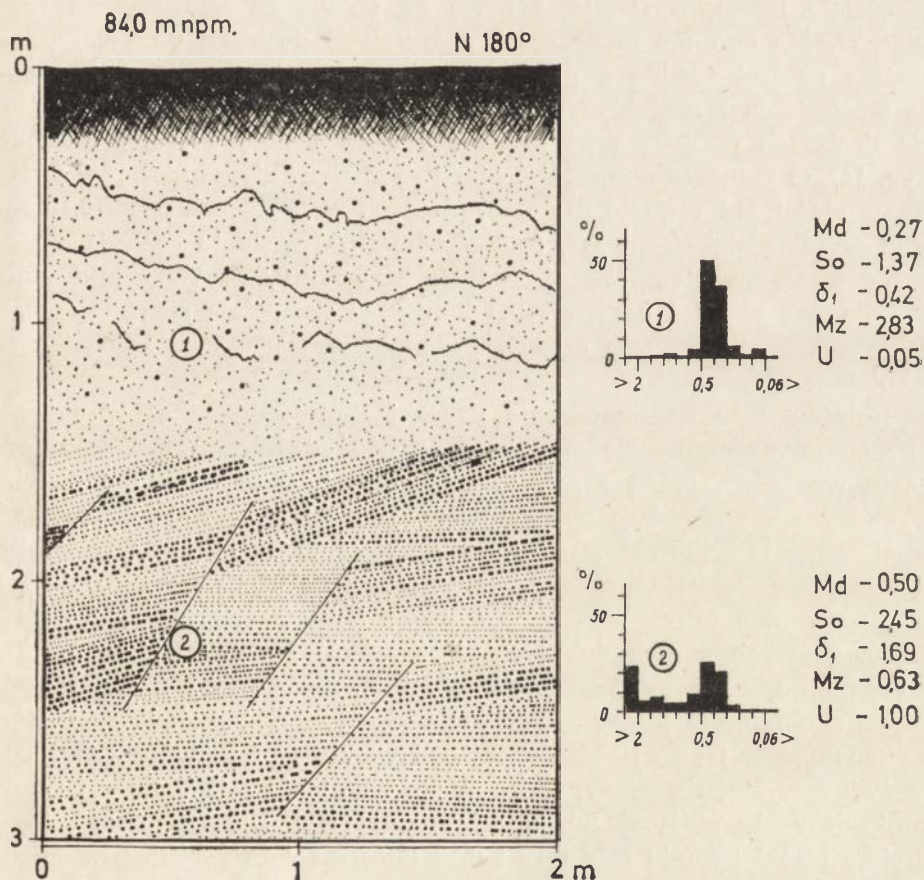
W czasie badań budujących je osadów wykonano też dużą ilość pomiarów wartości i kierunków upadów lamin. Wartości upadów wahają się 0—3° i cechują się dużą zmiennością kierunków, co dodatkowo uzasadnia koncepcję autora dotyczącą genezy badanych poziomów. Rynna na całej swojej długości wykazuje dużą krętość oraz zmienną szerokość. Wydaje się, że cechy te mogą stanowić dodatkowy argument osłabiający koncepcję przyjmującą istnienie tu drogi odpływu wód roztopowych. Taka sytuacja powinna znaleźć odzwierciedlenie w przemodelowaniu pierwotnej rzeźby rynny. Analiza wykonanych przekrojów geologicznych, przecinających w poprzek rynnę dowodzi, że osady budujące opisane poziomy kończą się na kontakcie z wysoczyzną morenową, co jednoznacznie kwalifikuje badane terasy jako formy akumulacyjne, włożone w glacialną rynnę (ryc. 4). Problem miąższości osadów budujących terasy kemowe nie jest jeszcze jednoznacznie rozstrzygnięty. Można jedynie stwierdzić, że miąższość ich jest znaczna. Na przykład w Topólce drobne piaski występują jeszcze na głębokości 12 m. Podobną miąższość mają piaski i mułki w Lubrańcu, leżące bezpośrednio na utworach plioceńskich (ryc. 4). Ich spąg w niektórych miejscach może osiągać zatem poziom dna rynny. Prawdopodobnie sytuacja taka zachodzi w rejonie miejscowości Zgłowiączka, gdzie w przekroju geologicznym O—P jedno z wierceń dokumentuje 20-metrową miąższość zalegania drobnych piasków (ryc. 6).

REKONSTRUKCJA ŚRODOWISKA DEPOZYCYJNEGO OSADÓW BUDUJĄCYCH WYPUKŁE FORMY W DNIIE RYNNY

Jednym z najbardziej interesujących elementów geomorfologicznych w badanej rynnie, oprócz teras kemowych, są liczne wypukłe formy w jej dnie. Główne ich skupiska, to miejsca charakterystycznych rozszerzeń rynny. Jedno z nich istnieje na kontakcie jej z rynną Jeziora Głuszyńskiego na północ od jeziora Chalno. Zainwentaryzowano tu dziewięć różnej wielkości i wysokości wzniesień 85—88 m npm. W stosunku do dna wypełnionej torfami rynny wznoszą się one 3—8 m. Największe z nich są około 300 m długie i 120 m szerokie. Kierunek osi morfologicznych tych form nawiązuje generalnie do przebiegu rynny. Nachylenia ich zboczy są zróżnicowane, a maksymalnie osiągają 15—20°. We wzniesieniach tych brak jest naturalnych odsłonień, wobec czego ich budowę geologiczną poznano jedynie na podstawie wkopów i wierceń.

Wszystkie te formy zbudowane są z utworów piaszczystych. Dominują tu piaski drobne, ale często, szczególnie w zboczowych partiach, stwierdzano wyraźny wzrost ich wielkości do piasków gruboziarnistych i żwirów włącznie. Przykładem tego zróżnicowania osadów są dwa wko-

py w tę samą formę. Jeden zlokalizowano w jej powierzchni szczytowej, a drugi w górnej części północnego zbocza. Od powierzchni pagórka o wysokości 85 m npm., pod 1,5-metrową warstwą piasków różnoziarnistych zalegają horyzontalnie laminowane piaski drobne. Są one efektem spokojnej sedymentacji w zbiorniku wodnym, charakteryzującą się średnim stopniem wysortowania (So 1,24, 1,55; δ_1 0,64 i 0,75) oraz ziarnem o dobrej obróbce (Wo 1206, 1036). Drugi wkop o głębokości 3 m wykonany niżej od poprzedniego, w górnej części zbocza, ujawnił znacznie bardziej zróżnicowaną budowę geologiczną (ryc. 13). W tym miejscu pod około 1,5-metrowej miąższości warstwą piasków różnoziarnistych występuje seria piasków i żwirów z wyraźnymi strukturami osiadania. Wielkość zrzutów lamin dochodzi tu do 70 cm. Istnienie uskoków w zbo-



Ryc. 13. Budowa geologiczna zboczowej części kemu w okolicy Borka
(objaśnienia jak na ryc. 8)

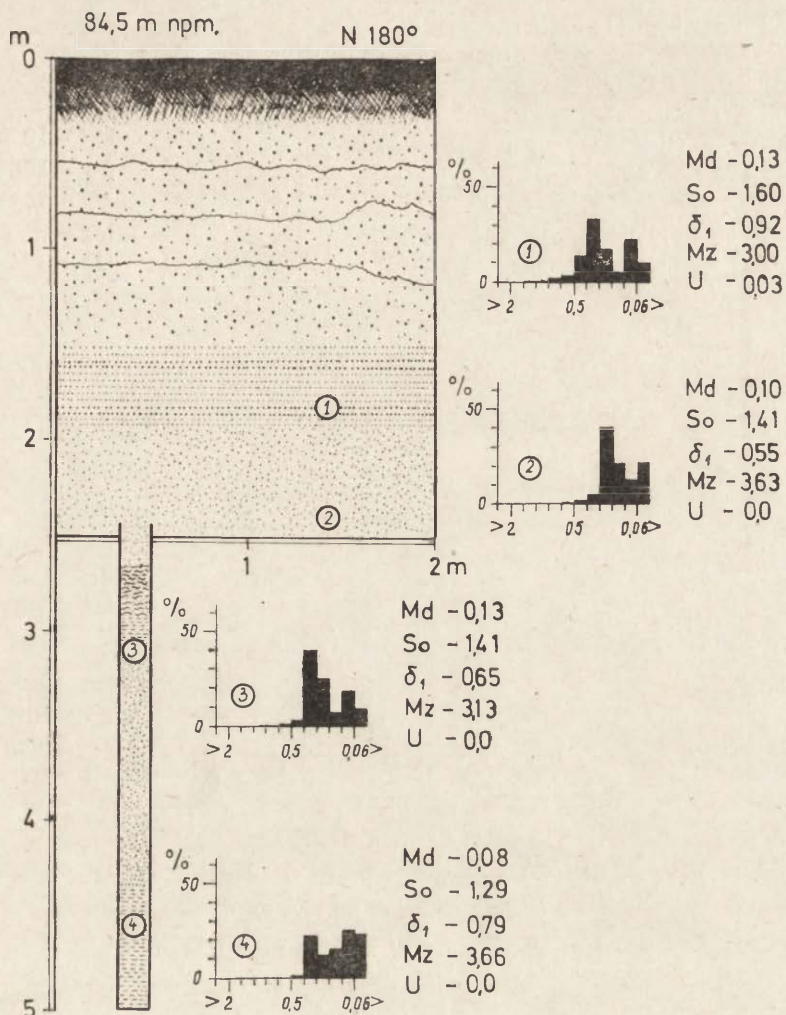
Geological structure of a kame's slope near Borek
(explanations see Fig. 8)

czowej części wzniesienia wzbudza podejrzenie, że zaburzenia te powstały podczas zaniku podpory zbrocza, którą prawdopodobnie stanowił lód konserwujący rynnę.

Należy także podkreślić znacznie gorsze wysortowanie (So 2,45; δ_1 1,69) zaburzonej uskokami gruboziarnistej serii osadów. Jej akumulacja odbywała się najprawdopodobniej w fazie sedymentacji płaskiej (dna zrównanego). Według D. B. Simonsa, E. V. Richardsona i F. C. Nordina (1965) tego typu sedymentacja piasków gruboziarnistych i żwirów może odbywać się podczas przejścia prądu wody od spokojnego do rwącego. Można zatem sądzić, że w czasie akumulacji osadów budujących analizowaną formę zachodziły zmiany w szybkości prądów wodnych, które mogły najłatwiej lokować się na kontakcie powstającej formy i lodu.

Inną formą wypukłą o rozszerzeniu rynny jest rozległe wzniesienie porośnięte lasem, występujące nieco na północ od miejscowości Zgłowiączka. Ma ono 750 m długości, a szerokość dochodzi do 250 m, jego dłuższa oś jest zgodna z przebiegiem rynny. We wkopie wykonanym na wzniesieniu i pogłębionym wierceniem stwierdzono zaleganie wybitnie drobnych piasków oraz mułków i ilów o horyzontalnej laminacji (ryc. 14). O jednorodnym, drobnoziarnistym charakterze utworów świadczą wartości Md zawarte dla czterech prób w granicach 0,08—0,13 mm oraz wysokie wskaźniki Mz , 3,00—3,63 phi. Utwory te cechują się dobrym wysortowaniem (So 1,29—1,60; δ_1 0,55—0,92). Wskaźniki statystyczne, jak również horyzontalna laminacja pozwalają przypuszczać, że depozycja analizowanych osadów powstała w warunkach zbiornika zamkniętego.

Kolejne duże nagromadzenie pagórków można spotkać w znacznie rozszerzonym fragmencie rynny na wschód od Lubrańca. Wśród jedenastu wzniesień, jedno z nich o wysokości 83,0 m n.p.m. ma podobne wymiary jak poprzednio opisane. Cechuje się też podobną budową wewnętrzną, z tą tylko różnicą, że na głębokości od 1,5 m do 2,0 m w kilku wierceniach natrafiono na ily. Do najwyraźniejszych jednak należą tu trzy niewielkie formy w okolicy Kazania (ryc. 2b). Sytuację geomorfologiczną dwóch z nich dokumentuje przekrój M—N (ryc. 7). Większa z tych form, owalnego kształtu, o podobnej szerokości i długości wynoszącej około 200 m ma zróżnicowaną budowę geologiczną. W odsłonięciu wykonanym w jej partii zboczowej pod warstwą piaszczystą wzbogaconą w żwiry występują osady, których sedymentacja odbywała się w warunkach wody stojącej lub o minimalnej sile transportującej. Są to drobne piaski i mułki (Md 0,12 i 0,13 mm; Mz 3,16 i 3,00). Stwierdzono w nich występowanie struktur warstwowania przekątnego, rynnowego, małej skali (ryc. 15). O warunkach hydrodynamicznych podczas tworzenia się tego typu struktur wspomniano już przy analizie budowy teras kemowych.

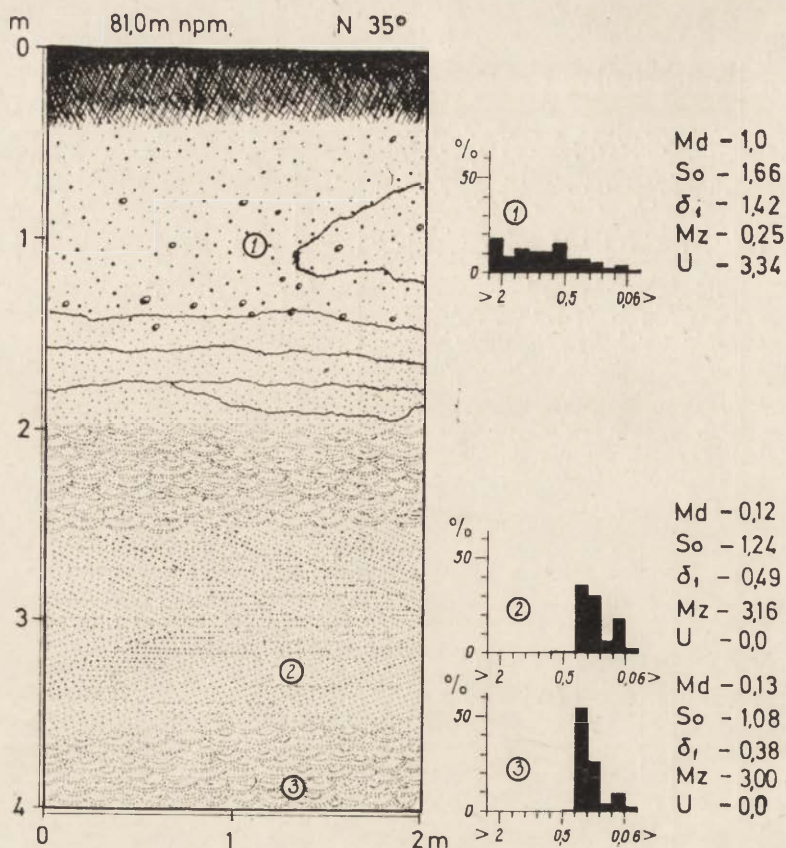


Ryc. 14. Budowa geologiczna kemu w okolicy miejscowości Zgłowiączka
(objaśnienia jak na ryc. 8)

Geological structure of a kame near the locality of Zgłowiączka
(explanations see Fig. 8)

Bardzo drobne utwory budują też niewielkich rozmiarów formę o wysokości względnej 7,0 m, która jest usytuowana w środku rynny w odległości około 150 m na wschód od poprzednio opisanej. W jej budowie wewnętrznej zauważono deformacje w postaci wyruszeń z pierwotnego położenia całych pakietów drobnych piasków i mułków, co należy uznać za efekt wytapiania się lodu, otaczającego omawiane formy.

Zebrane zatem dane dotyczące budowy geologicznej pagórków wy-



Ryc. 15. Budowa geologiczna kemu w okolicy Kazania
(objaśnienia jak na ryc. 8)

Geological structure of a kame near Kazan
(explanations see Fig. 8)

stępujących w rozszerzeniach rynny, oraz stwierdzone w nich zaburzenia pierwotnego ułożenia warstw, pozwalają określić warunki ich powstawania. Tworzyły się one, jak należy przyjąć, w zbiornikach zamkniętych z możliwością jedynie niewielkich przepływów, wypełniających różnego rodzaju i różnej głębokości zagłębienia powstałe w lodzie zalegającym w rynnie. Powstaniu zagłębień sprzyjały migracje wód roztopowych w lodzie, wywołujące zjawiska termokrasowe. Wobec przyjęcia takich warunków tworzenia się rozpatrywanych pagórków w badanej rynnie, można zakwalifikować je jako kemy. Ich genezie odpowiada zaproponowana przez T. Bartkowskiego (1970) definicja, że „...kemy to formy akumulacji wodnolodowcowej w jamach i szczelinach w lodzie (martwym lub tak zwanym zimowym, w każdym razie nie poruszającym się). Utwory wodnolodowcowe są w zasadzie warstwowe, przy czym warstwy wykazują ułożenie bądź niezaburzone, bądź zaburzone w postaci

uskoków (o niewielkim zazwyczaj zrzucie) lub w postaci zapadania ich zgodnie z nachyleniem zboczy kemu" (s. 142).

Na temat kemów istnieje bardzo bogata literatura. Obszerne jej omówienie dają prace T. Bartkowskiego (1954, 1965, 1968, 1970), W. Niewiarowskiego (1959, 1965), A. Karczewskiego (1971), M. D. Baranieckiej (1969) i innych. Kemy od dawna były też przedmiotem licznych badań na obszarach współcześnie zlodowaconych (Klimaszewski 1960; Szupryczyński 1965, 1968; Jewtuchowicz 1972). Wśród opisów tych form i prób coraz bliższego określenia warunków ich powstawania, a także pełniejszej ich klasyfikacji, uderza niewielka liczba prac poświęconych kemom występującym w rynnach. Możliwość ich istnienia w dnach rynien sugerowało wielu badaczy. W. Niewiarowski (1965), pisząc o stosunku kemów do rynien, sformułował następujące stwierdzenie: „Bardzo często w obrębie obszarów kemowych występują rynny, jak również często kemy położone są nad rynnami lub nawet w ich obrębie" (s. 94). W dotychczasowej krajowej literaturze geomorfologicznej niewiele można znaleźć szczegółowych opisów kemów lub ich zespołów występujących w rynnach. O sytuacji takiej piszą S. Skompski i W. Słowański (1964), przy omawianiu rozwoju geomorfologicznego doliny Wierzbicy koło Płocka. Dolina ta, podobnie jak Zgłowiączki, na znacznym odcinku ma założenie rynnowe. W jej wnętrzu autorzy stwierdzili formy wypukłe o różnym stopniu wykształcenia, między innymi ozy. Również M. Kozłowska (1972) w obrębie rynny kokoszczyńsko-bledzewskiej położonej w okolicach Sierpca stwierdza pagóry, wały oraz terasy kemowe. Miejscem występowania tych form są najczęściej rozszerzone fragmenty rynn.

Interesujący przykład kemu usytuowanego w rynninie, który spełnia rolę rygla, opisuje Z. Lamparski (1979) w pracy na temat genezy i rozwoju rynniny janoszyckiej na Wysoczyźnie Płockiej. Autor ten przyjmuje, że już w początkowym etapie deglacjacji rynna była wypełniona bryłami martwego lodu, wśród których istniały sprzyjające warunki akumulacji limnoglacialnej. W procesie zakonserwowania rynniny lodem nie uwzględnia on jednak udziału lodu nielodowcowego, np. zimowego. Wydaje się, że bez jego udziału trudno byłoby wyjaśnić przetrwanie urozmaiconej rzeźby wąskiej stosunkowo rynniny. W. Niewiarowski (1965) pisząc o powstaniu kemów, a także progów żwirowo-piaszczystych w rynnach, zwraca uwagę na możliwość pierwotnego tworzenia się ich w obrębie szczelin i zagłębień martwego lodu lodowcowego, który stanowił strop ponad rynną. Dopiero wytopienie się lodu wypełniającego rynnę spowodowało złożenie tych form na jej dnie. Autor ten nie wyklucza także innych przypadków, w których kemy i niewielkie rynniny powstające w stagnującym i martwym lodzie mogły utworzyć się równocześnie. Nie negując takich możliwości ich powstawania, autor niniejszej pracy starał się podkreślić pewną odrębność genezy badanych form, które powstawały w czasie procesu degradacji lodu konserwującego rynnę.

Był to prawdopodobnie tzw. lód zimowy, o czym może świadczyć brak materiału morenowego w ich budowie geologicznej. Wydaje się, że kemy te są młodsze od podobnych form położonych na wysoczyźnie, których akumulacja odbywała się wśród martwych lodów.

Cechy geomorfologiczne niektórych wyróżnionych w rynnach kemów, jak np. wyraźnie wydłużony kształt i bieg zgodny z osią rynn mogą sugerować, że są to formy ozowe. O występowaniu ozów w rynnach czy dolinach wód roztopowych pisał już S. Pietkiewicz (1977), badając oz turtulski, czy ostatnio E. Wiśniewski (1980), analizując genezę rzeźby ekstramarginalnej doliny pomiędzy Praesto a Mogenstrup w Danii. O zakwalifikowaniu genetycznym form ulokowanych w badanej rynnach do kemów zdecydowały opisane już cechy ich budowy wewnętrznej.

Wobec występowania w rozpatrywanej rynnach zarówno teras, jak i pagórków kemowych wyłania się zagadnienie wzajemnego stosunku geomorfologicznego pomiędzy nimi. Zaprezentowane w pracy wyniki badań strukturalnych i teksturalnych osadów budujących kemy i terasy kemowe wykazują ich podobieństwo. Należy zatem sądzić, że do akumulacji tych form dostarczany był materiał z tego samego źródła, a więc powstawały one najprawdopodobniej synchronicznie.

Wspomniano już, że w zakleszczeniach rynn zbierały się wody roztopowe płynące głównie z północy, a także z południa. Nadszedł teraz dogodny moment, aby problem ich źródeł bardziej rozwinąć. Na wstępie należy jednak ogólnie scharakteryzować pod względem geomorfologicznym wysoczyznę otaczającą rynnę.

W najbliższym sąsiedztwie rynn obserwuje się ubóstwo form wypukłych. Płaska w zasadzie powierzchnia wysoczyzny jest tu urozmaicona jedynie dużą liczbą płytkich zagłębień wytopiskowych. Niektóre z nich, co jest charakterystyczne, łączą się z sobą, tworząc ukierunkowane systemy wytopisk. Interesującym przykładem tego może być ciąg licznych zagłębień o charakterze wytopiskowym i kierunku północny zachód—południowy wschód, między Sadłużkami a środkową częścią badanej rynn w okolicy wsi Zgłowiączka (ryc. 1). Połączone wytopiska tworzą tu swego rodzaju szlak, w którego ukształtowaniu brały udział przemieszczające się wody roztopowe. Można więc mówić, podobnie jak S. Kozarski (1977) na podstawie badań podobnych systemów na sandrach, o ukierunkowanym systemie odpływu wód na wysoczyźnie zbudowanej od powierzchni z gliny morenowej. Cechy zagłębień wytopiskowych, tj. płytkość oraz wydłużony kształt, a także niewielkie wypełnienie osadami piaszczystymi mogą świadczyć o tym, że ich geneza związana jest ze zjawiskami naledi, na co zwrócił już wcześniej uwagę wspomniany autor.

Z obszaru leżącego na północ od Jeziora Głuszyńskiego, w odległości 6—8 km od doliny Zgłowiączki, biegną w kierunku rynn, którą płynie Zgłowiączka, jeszcze dwa inne, nieco lepiej wyrażone w rzeźbie wyso-

czynny morenowej, wydłużone obniżenia o dnach urozmaiconych prze-
 głębieniami i wypełnionych torfem (o miąższości do 5 m) lub zajęte przez
 niewielkie jeziora. Wymienione obniżenia mają charakter zbliżony do
 form rynnowych ryc. 1). Układ ich wskazuje, że pełniły one funkcję
 odprowadzania wód roztopowych właśnie z obszaru położonego na pół-
 noc od rynny Jeziora Głuszyńskiego, a wyróżniającego się urozmaiconą
 rzeźbą. Jej geneza była już wcześniej przedmiotem badań autora, z któ-
 rych wynikało, że zawdzięcza ona swoje powstanie deglacji arealnej
 L. Andrzejewski (1979). Ten typ rzeźby występuje jeszcze kilka kilo-
 metrów dalej na wschód. Niewątpliwie z tych właśnie okolic podczas
 ich deglacji, w niezbyt dużej ilości, o czym świadczą słabo ukształ-
 towane drogi odpływu, wody roztopowe podążały na południe w kie-
 runku rynny Zgłowiączki. W najbliższym otoczeniu rynny w tym czasie
 mogły jeszcze zalegać tu i ówdzie martwe lody.

Okolice na południe od rynny cechują się również dużą ilością wy-
 topisk, z których największe położone jest w pobliżu Czamanina. Po tej
 stronie rynny zaznaczają się na wysoczyźnie również pewne szlaki od-
 pływu wód roztopowych, lecz — jak wynika ze sposobu wykształcenia —
 ich rola w odprowadzaniu wód nie była znaczna. Przykładem może być
 tutaj niewielka rynna uchodząca do doliny Zgłowiączki w rejonie Lu-
 brańca, którą obecnie wykorzystuje niewielki dopływ zwany Chodeczką.

Można zauważyć wyraźny związek pomiędzy rozmieszczeniem kemów
 i teras kemowych w badanej rynnie a miejscami ujść do rynny poszcze-
 gólnych szlaków wód roztopowych. Tu dokonywał się wlew wód roztopo-
 wych i sedymentacja transportowanego materiału, który brał udział
 w budowie teras kemowych i kemów. Wody roztopowe, które groma-
 dziły się w tych miejscach najczęściej stagnowały, chociaż nie można
 oczywiście wykluczyć także ich niewielkich przepływów między zbiorn-
 nikami. Nie ma jednak podstaw do przyjęcia jednolitego odpływu wód
 w rynnie w kierunku wschodnim czy zachodnim.

Na zakończenie omawiania genezy rynny rzeki Zgłowiączki pomiędzy
 Topólką a Brześciem Kujawskim wypada jeszcze ustosunkować się do
 problemu ewentualnego jej przedłużenia w kierunku zachodnim. W tej
 kwestii, o czym już wspomniano, wypowiedział się wcześniej W. Nie-
 wiarowski (1983), który uważa, że ma ona swoje przedłużenie na za-
 chodzie w dolinie głuszyńskiej. Początkowy fragment tej doliny, na
 zachód od Jeziora Głuszyńskiego, długości 4 km ma istotnie charakter
 rynny, we wnętrzu której występuje podobny zespół form jak w ryn-
 nie Zgłowiączki. Być może stanowił on jej przedłużenie. Dalszy jednak
 odcinek doliny głuszyńskiej, ciągnący się w kierunku zachodnim aż do
 jeziora Gopła, gwałtownie zmienia swoje oblicze morfologiczne, prze-
 chodząc w typową rozległą dolinę o długich zboczach, ukształtowaną
 niewątpliwie przez wody płynące subarealnie. Powstanie tej doliny nie
 można jednak przypisywać wodom roztopowym gromadzącym się w ryn-

nie Zgłowiączki, ponieważ, jak starano się w niniejszej pracy wykazać, wody te nie płynęły w kierunku zachodnim, lecz najczęściej stagnowały. Związek pomiędzy zachodnią częścią doliny głużyńskiej a rynną Zgłowiączki mógł prawdopodobnie istnieć znacznie wcześniej, a mianowicie w okresie powstawania rynny glacialnej. Wody, które ją wyerodowały, wypływając na zewnątrz lądolodu, mogły ukształtować następnie dolinę ekstramarginalną. Określenie więc doliny głużyńskiej jako marginalnej nie jest pewne. Problem genezy tej doliny nie był jednak przedmiotem badań w niniejszej pracy, a zatem powyższe uwagi należy uważać jako dyskusyjne.

Rynnowy odcinek doliny Zgłowiączki został w późniejszym okresie swojego rozwoju włączony do jednolitego systemu dolinnego, kończącego się w dolinie Wisły. Na pytanie, kiedy ten moment nastąpił i z jakim etapem rozwoju Wisły należy go wiązać, autor postara się odpowiedzieć w dalszych rozdziałach pracy.

ROZWÓJ GEOMORFOLOGICZNY DOLINY ZGŁOWIĄCZKI
NA ODCINKU BRZEŚĆ KUJAWSKI—WIENIEC
W OBRĘBIE OBNIŻONEJ CZĘŚCI WYSOCZYZNY KUJAWSKIEJ

STOSUNEK DOLINY ZGŁOWIĄCZKI DO EROZYJNO-AKUMULACYJNYCH
POZIOMÓW OKOLIC BRZEŚCIA KUJAWSKIEGO

Okolo 3 km na północ od Brześcia Kujawskiego dolina Zgłowiączki, która do tego miejsca miała kierunek południowy wschód—północny zachód, wykazuje gwałtowny skręt w kierunku wschodnim. Ten odcinek, 6 km długi, usytuowany na linii początkowego fragmentu doliny Bachorzy kończy się na granicy wysoczyzny z doliną Wisły. Cechuje się on zdecydowanie odmiennym obliczem morfologicznym w stosunku do poprzednio opisanego — rynnowego odcinka doliny Zgłowiączki. Jego rzeźba jest głównie rezultatem działalności wód rzecznych, chociaż niektóre jej cechy, jak np. brak w pewnych miejscach wyraźnych granic doliny, zmienne kierunki przebiegu jej obecnego dna, pozwalają przypuszczać, że i tutaj rzeka Zgłowiączka prawdopodobnie także wykorzystwała słabo wykształcone podłużne zagłębienia o charakterze płytkich rynien. Wyjaśnienie tych i innych zagadnień należy jednak rozpocząć od omówienia najbliższego otoczenia analizowanego fragmentu doliny Zgłowiączki.

Przecina tu on obniżoną o 10—12 m część Wysoczyzny Kujawskiej, w obrębie której E. Wiśniewski (1974, 1976) wyróżnił dwa poziomy wód roztopowych o wysokościach 80—82 i 75—77 m npm. Poziom wyższy, na południe od doliny Zgłowiączki, wykształcony jest w postaci wydłużonych wysp o kierunku północny zachód—południowy wschód, które rozdziela niższy poziom. Na północ od Zgłowiączki występuje tylko poziom wyższy, pocięty siecią płytkich rynien glacialnych. Badania geomorfologiczne E. Wiśniewskiego wniosły dużo danych do poznania budowy geologicznej wspomnianych poziomów, a także do określenia ich genezy. W budowie geologicznej poziomu wyższego przeważa w zasadzie glina morenowa, miejscami pokryta niewielkiej miąższości utworami akumulacji wodnej. Są to głównie piaski i żwiry. Poziom 75—77 m npm. jest zbudowany odmiennie. Na jego powierzchni do głębokości 1—4 m występują osady piaszczyste i żwirowe, spoczywające na ile

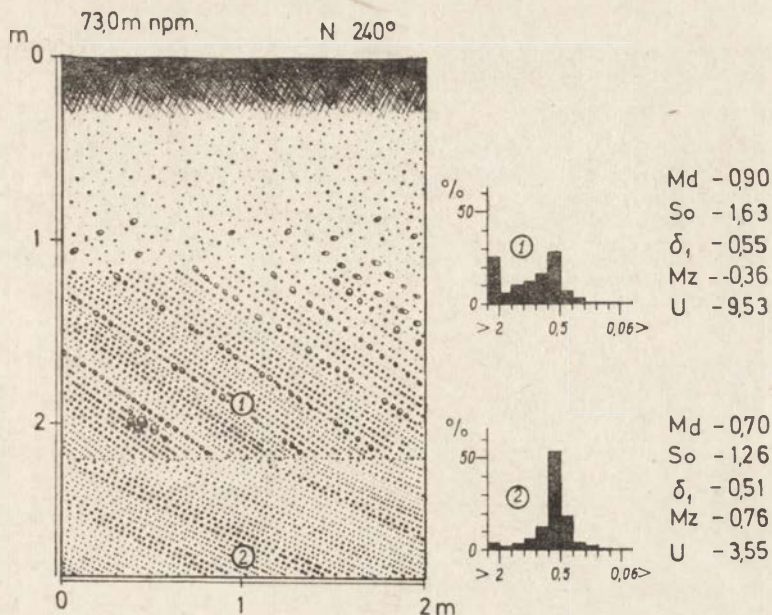
brunatnym, od którego rozdzielone są brukiem morenowym. Badania strukturalne i teksturalne prowadzone przez E. Wiśniewskiego wykazały, że poziomy położone na południe od doliny Zgłowiączki zostały ukształtowane w wyniku płynięcia wód z kierunku południowo—wschodniego. Porozcinany poziom 80—82 m npm. na północ od Zgłowiączki jest natomiast efektem płynięcia wód z sektora północnego. Poziomy te kształtowały zatem wody płynące z odmiennych kierunków. Nie było celem autora tej pracy szczegółowe ich badanie. Niemniej jednak w najbliższym otoczeniu tego fragmentu doliny Zgłowiączki zbadano kilka nowych stanowisk geologicznych, które potwierdziły wyniki uzyskane przez E. Wiśniewskiego.

Źródłem płynących z północy wód był zapewne wycofujący się lądolód. Z przeciwnego, południowo—wschodniego kierunku płynęły wody najprawdopodobniej roztopowe, jak przyjmuje E. Wiśniewski, wyzwalające się z martwych lodów wypełniających Kotlinę Płocką (Mojski 1960; Skompski 1963). W okolicy Brześcia Kujawskiego według E. Wiśniewskiego (1974, 1976) łączyły się one razem i kierowały dalej doliną Bachorzy w kierunku zachodnim.

Analizując bliżej stosunek doliny Zgłowiączki do wspomnianych już poziomów można stwierdzić, że po północnej stronie nad doliną występuje bezpośrednio poziom wyższy. Na północ od Brześcia Kujawskiego kontaktuje się on z doliną także po jej prawej stronie. Na tych odcinkach zbocza doliny osiągają wysokość do 20 m. Na południe od doliny występuje natomiast tylko poziom niższy (75—77 m npm.) oraz na znacznym odcinku jego obniżona powierzchnia do wysokości 72—74 m npm. Istnienie tej powierzchni zasygnalizował już E. Wiśniewski (1976), wiążąc ją z terasą IX w dolinie Wisły. Według tego autora jest to najwyższa terasa pochodząca z okresu dokonania się przełomu Wisły z Kotliny Płockiej do Kotliny Toruńskiej.

Poziom 72—74 m npm. nachyla się łagodnie w kierunku doliny Zgłowiączki począwszy od wysokości 75 m npm. Wyraźna granica między nim a wyżej położonym obszarem nie istnieje. Można ją jedynie wyznaczyć w pobliżu Nowego Młyna, gdzie poziom ma długość około 1,5 km, a szerokość do 750 m. Występuje on również na południe od Wieńca, lecz tu jego dokładny zasięg jest trudny do wyznaczenia, podobnie jak bardziej na wschód w okolicy Machnacza. Powstaje zatem problem, czy poziom ten ukształtowany został przez wody Zgłowiączki płynące już w kierunku Wisły, czy też powstał on wcześniej, jeszcze w fazie działalności wód roztopowych na tym obszarze, po zejściu ich z poziomu wyższego 75—77 m npm. Aby dokonać próby wyjaśnienia tego zagadnienia, będzie przeanalizowana przedtem budowa geologiczna poziomu 72—74 m npm.

Dobry wgląd w jego budowę daje rozległe wyrobisko w okolicy Nowego Młyna (ryc. 16). Jest ono zlokalizowane w najniższej części po-

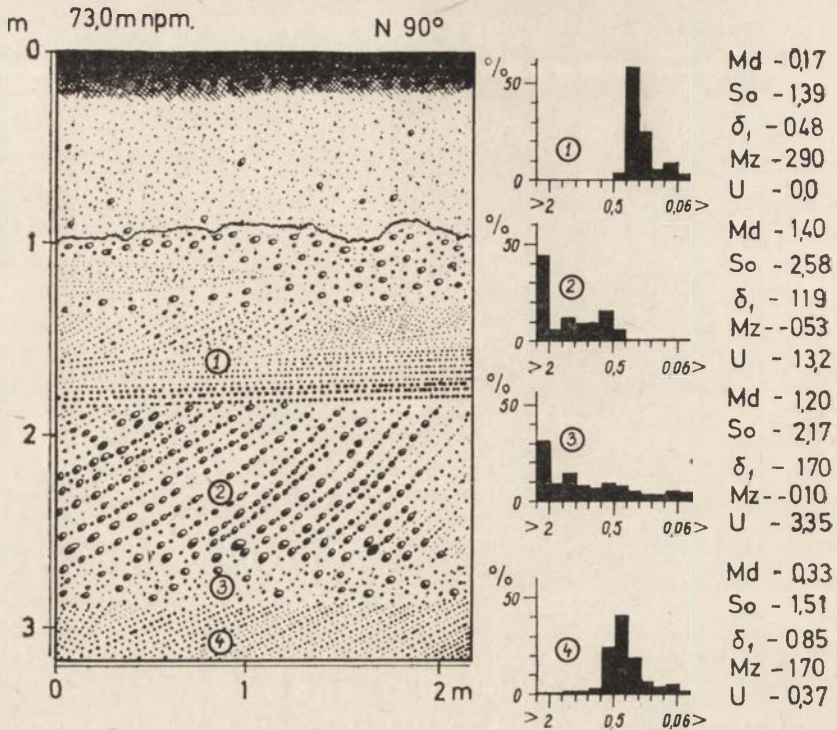


Ryc. 16. Budowa geologiczna poziomu 72—74 m n.p.m. w okolicy Nowego Młyna (objaśnienia jak na ryc. 8)

Geological structure of a terrace situated at 72—74 m a.s.l. near Nowy Młyn (explanations see Fig. 8)

ziomu, na wysokości 72,5—73,0 m n.p.m. Pod warstwą piasków różnoziarnistych występuje seria piasków gruboziarnistych oraz żwirów z dużym udziałem frakcji kamienistej o przekątnym warstwowaniu. Dowodzą tego wysokie wskaźniki uziarnienia (9,53 i 3,55) oraz ujemne wartości Mz (−0,36, −0,76). Piaski i żwiry są tutaj średnio i dobrze wysortowane (So 1,63 i 1,26; δ_1 0,55 i 0,51). Wartości stopnia obróbki ziarn kwarcowych w tych utworach są niskie (Wo 900). Przestrzenne badania struktur sedymentacyjnych wskazują na dominujący tu tabularny podtyp warstwowania przekątnego. Miąższość poszczególnych zestawów warstwek dochodzi do 1,5 m, a ich linie graniczne mają wyraźny charakter erozyjny. Świadczy o tym fragmentaryczność zachowanych zestawów. Nachylenia warstwek dochodzą do 40°, a ich kierunki upadu zawarte są w sektorze zachodnim. Dowodzi to, że wody, które deponowały te osady płynęły na zachód. Powyższy wniosek wysunięto na podstawie kilkudziesięciu pomiarów strukturalnych, wykonanych w różnych punktach odsłonięcia. Niewielki rozrzut kierunków pomierzonych upadów pozwala przypuszczać, że osady te deponowane były w korytach rzek roztokowych (Williams, Rust 1969).

Podobną budowę geologiczną poziomu 72—74 m n.p.m. stwierdzono w innym miejscu, w okolicy Wieńca, po prawej stronie Zgłowiączki.



Ryc. 17. Budowa geologiczna poziomu 72—74 m n.p.m. w okolicy Wieniec (objaśnienia jak na ryc. 8)

Geological structure of a terrace situated at 72—74 m a.s.l. near Wieniec (explanations see Fig. 8)

Cechy strukturalne i teksturalne występujących tu osadów potwierdzają w pełni wnioski wynikające już z analizy stanowiska w Nowym Młynie oraz kilku innych wkopach wykonanych w tym poziomie (ryc. 17).

Wracając do postawionego uprzednio problemu dotyczącego czasu kształtowania się poziomów 75—77 m n.p.m. i 72—74 m n.p.m., dokonana zostanie teraz próba jego wyjaśnienia. Jak się okazało, budowa geologiczna poziomów jest podobna, a budujące je osady deponowały wody płynące na zachód, tj. w kierunku doliny Bachorzy. Nasuwa się więc pytanie, czy wody roztopowe mogły płynąć w kierunku zachodnim do doliny Bachorzy jeszcze w poziomie 72—74 m n.p.m. W świetle dotychczasowych badań w obrębie doliny Wisły oraz — uwzględniając wyższe położenie dna doliny Bachorzy, taka możliwość jest trudna do przyjęcia. Podczas analizowania budowy geologicznej tego poziomu zaobserwowano w niektórych górnych częściach wspomnianego już wyrobiska w Nowym Młynie różnoziarniste piaski miąższości około 1 m, przekątnie warstwowane. Pomiar strukturalne tych osadów wykazały, że laminy mają zdecydowany upad w kierunku wschodnim, a więc do doliny Wisły.

Są zatem przesłanki, aby obniżenie poziomu 75—77 m npm. do wysokości 72—74 m npm. wyjaśnić erozyjną działalnością wód płynących już do doliny Wisły. Poziom 72—74 m npm. przedstawia się więc jako erozyjny z niewielkimi śladami akumulacji w stropowej części, dokonanej przez wody Zgłowiączki, które zaczęły po raz pierwszy uchodzić do Wisły. Funkcjonowanie odpływu w tym poziomie nie trwało długo, o czym może świadczyć brak wyraźnych jego granic. Rzeka bardzo szybko bowiem pogłębiła swoją dolinę i dopiero w niższym poziomie wykształciła zasadnicze ramy swojej doliny.

STOSUNEK DOLINY ZGŁOWIĄCZKI DO DOLINY BACHORZY

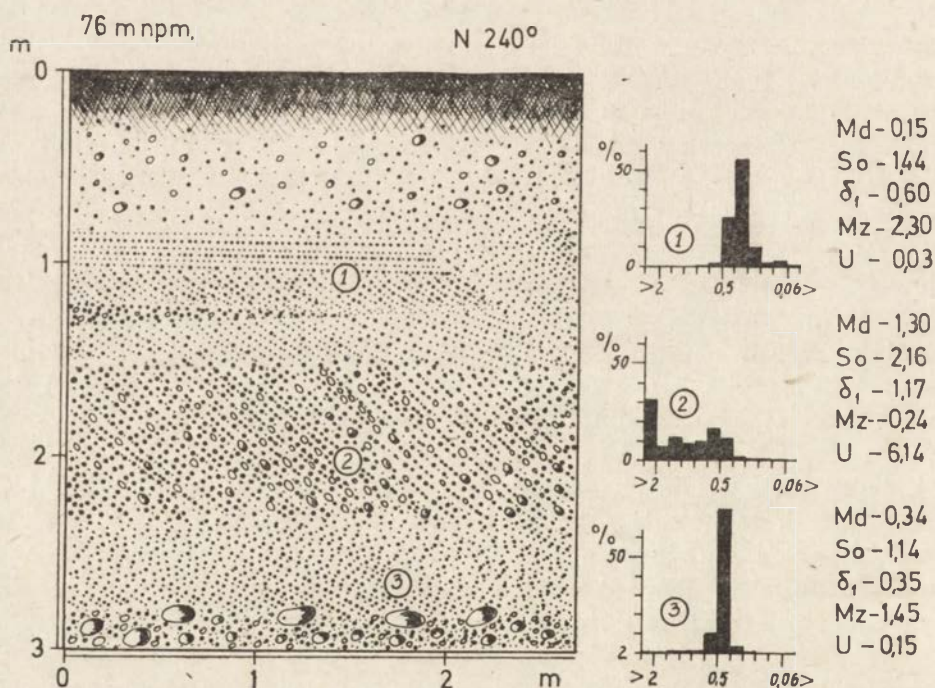
Dolina Zgłowiączki w miejscu charakterystycznej zmiany swojego kierunku z południkowego na równoleżnikowy, tj. około 3 km na północ od Brześcia Kujawskiego, łączy się w pewnym momencie z doliną Bachorzy. Ta interesująca forma była już przedmiotem szczegółowych opracowań E. Wiśniewskiego (1974). Początkowy fragment tej doliny, za który można uznać właśnie jej kontakt z doliną Zgłowiączki, wcina się w Wysoczyznę Kujawską na głębokość 12—13 m. Jej szerokość wynosi tu około 1 km. Dolina ta, długości 42 km, biegnie na zachód i uchodzi w okolicy Kruszewicy, gdzie ma już szerokość około 4 km, do obniżenia goplańskiego (ryc. 1). E. Wiśniewski genezę tej równoleżnikowo przebiegającej doliny wiąże z działalnością wód roztopowych, płynących z północy i południowego wschodu, które zanim do niej wpłynęły, ukształtowały właśnie występujące poziomy w okolicy Brześcia Kujawskiego (80—82 m npm., 75—77 m npm.). Dno doliny Bachorzy w początkowym odcinku zalega na wysokości 72,0—77,5 m npm., korespondując z opisanymi już poziomami 75—77 m npm. oraz 72—74 m npm. Poziom dna w środkowej części doliny ma wysokość 84 m npm., a w końcowej, w okolicy Kruszewicy 79 m npm. Zachodzi tu zatem zjawisko bifurkacji, tj. jeden ciek płynie na zachód do jeziora Gopło, drugi na wschód do Zgłowiączki. Możliwość płynięcia wód roztopowych doliną Bachorzy na zachód zakończyła się według E. Wiśniewskiego prawdopodobnie na skutek pionowych ruchów skorupy ziemskiej, które zniekształciły pierwotnie odmienny profil podłużny dna tej doliny.

W ramach niniejszej pracy, autor przeprowadził badania jedynie niewielkiego początkowego fragmentu doliny Bachorzy, głównie w celu poznania jej wzajemnego stosunku do doliny Zgłowiączki.

Powierzchnia dna tego fragmentu doliny Bachorzy, zalegająca w zasadzie na wysokości 75—77 m npm., w strefie bezpośredniego kontaktu z doliną rzeki Zgłowiączki łagodnie obniża się do wysokości 72 m npm. Cechy strukturalne i teksturalne osadów, które występują w dnie na początku doliny Bachorzy są podobne do tych, jakimi charakteryzują się osady omawianych poziomów 72—74 i 75—77 m npm. Opracowane

tu stanowiska geologiczne w zasadzie potwierdzają wysunięte już wcześniej wnioski przez E. Wiśniewskiego (1974, 1976), który łączy genetycznie poziom 75—77 m npm. początkowego odcinka doliny Bachorzy z poziomami o tej samej wysokości w rejonie obniżonej części Wysoczyzny Kujawskiej w okolicy Brześcia Kujawskiego.

W tej pracy przedstawiono tylko jedną z nowo opracowanych odkrywek, głównie z uwagi na jej centralne położenie w dnie badanej części doliny Bachorzy, na wysokości 76 m npm., a więc w wyraźnej sytuacji geomorfologicznej. Zlokalizowana jest ona w odległości około 1 km na wschód od miejscowości Bachorka, w miejscu bezpośredniego kontaktu Bachorzy i Zgłowiączki (ryc. 18). W odkrywce stwierdzono pod metrową warstwą piasków różnoziarnistych i żwirów gruby kompleks żwirów wzbogaconych we frakcje kamieniste. Występuje tu w zasadzie jeden typ struktur sedimentacyjnych, a mianowicie warstwowanie przekątne, tabularne. Liczne pomiary biegów i upadów lamin oraz orientacji dłuższych osi



Ryc. 18. Budowa geologiczna poziomu 75—77 m npm. w początkowej części doliny Bachorzy

(objaśnienia jak na ryc. 8)

Geological structure of a terrace situated at 75—77 m a.s.l. in the first part of the Bachorza valley

(explanations see Fig. 8)

kamieni, wskazują na przepływ wód podczas akumulacji tych osadów w kierunku północno-zachodnim. Były to wody o stosunkowo dużej sile transportującej, zapewniającej rytmiczne przemieszczanie materiału. Dokumentują to przede wszystkim struktury sedymentacyjne, a ponadto wskaźniki statystyczne cech teksturalnych osadu. Obok piasków średnioziarnistych, dobrze wysortowanych (*So* 1,14; δ_1 0,35 w próbie nr 3), występują piaski i żwiry o bardzo słabym wysortowaniu (*So* 2,16; δ_1 1,17 w próbie nr 2). Znaczny jest tutaj udział frakcji gruboziarnistych, na co wskazuje wysoki wskaźnik uziarnienia (6,14). Wartości wskaźników obróbki ziarn kwarcowych wynoszą 800—900, a zatem nie odbiegają one od wielkości tych samych wskaźników wyliczonych dla osadów budujących poziom 72—74 m npm. w Nowym Młynie lub Wieńcu. Również inne wskaźniki strukturalno-teksturalne analizowanych osadów są bardzo podobne do wskaźników osadów w wymienionych miejscowościach. Można więc wysunąć wniosek, że były one akumulowane w podobnych warunkach. Jest to zatem potwierdzenie wysuniętego już wcześniej wniosku, że pod tym względem poziomy 75—77 m npm. i 72—74 m npm. nie różnią się od siebie.

Wypada jeszcze zastanowić się, jakie wydarzenia wpłynęły na utworzenie się poziomu o wysokości 72—74 m npm. na całym omawianym obszarze. Wydaje się, że dokonały tego wody, które zaczęły przemieszczać się już w kierunku doliny Wisły. W tym poziomie trudno jest widzieć jeszcze ich dalszy odpływ na zachód doliną Bachorzy, jak na to wskazują badania strukturalne. Pewną przesłanką, która skłoniła autora do zajęcia takiego stanowiska jest także wynik analizy budowy geologicznej odsłonięcia w Nowym Młynie. Tu, jak już wiadomo, w jego stropie występują piaski różnoziarniste o miąższości około 1 m, w których występują ślady płynięcia wód na wschód. Należy przypomnieć, że według E. Wiśniewskiego (1976), w poziomie 72 m npm. w dolinie Wisły wody z Kotliny Płockiej zaczęły kierować się na północ do Kotliny Toruńskiej. Poziom 72—74 m npm. towarzyszący Zgłowiączce powstał więc prawdopodobnie w wyniku erozyjnej działalności wód płynących z doliny Bachorzy do doliny Wisły, a przede wszystkim przez ściągnięcie wód z rozległej rynny glacialnej, ciągnącej się do Topólki po Brześć Kujawski, w której w tym czasie zaawansowany był proces degradacji lodu konserwującego rynnę. Ilość tych wód nie była jeszcze duża, ich działalność bowiem nie pozostawiła w rzeźbie rynny żadnych wyraźnych śladów, a dalej od Brześcia Kujawskiego zapisała się tylko słabo wykształconym erozyjnym poziomem o wysokości 72—74 m npm.

Wyraźniejszym jednak efektem włączenia się doliny Zgłowiączki w system odpływu wód rzecznych na północ, powstały w dolinie Wisły, jest kolejna niższa terasa wykształcona między Brześciem Kujawskim a Wieńcem.

Najbardziej widoczną terasą doliny Zgłowiączki jest terasa o wysokości 65—70 m npm., która rozpoczyna się od jej kontaktu z doliną Bachorzy i towarzyszy rzece do doliny Wisły, nad którą się urywa. Występuje ona na przemian po obu stronach rzeki. Cechą tej terasy jest znaczny spadek w dół rzeki i to, że poszczególne jej części mają charakter typowych teras ślizgowych. Fragmenty omawianej terasy, usytuowane po lewej stronie doliny, kontaktują się bezpośrednio z wysoczyzną lub obniżoną jej częścią wzniesioną 80—82 m npm. Po prawej stronie doliny terasa ta podcina poziom 72—74 m npm. W miejscu zarysowania się terasy w rzeźbie doliny, tj. przy skrócie Zgłowiączki na wschód, jej wysokość wynosi 68—71 m npm., natomiast w okolicy Machnach, gdzie Zgłowiączka wpływa do doliny Wisły, obniża się do 64,5—66,0 m npm. Na przestrzeni około 6 km jej spadek jest więc znaczny i wynosi 5—6 m. Mając na uwadze ten fakt, jak również wyraźne nachylenie terasy do osi doliny, można wysunąć pewne wnioski dotyczące warunków jej powstania. Ukształtowała się ona, jak należy sądzić, podczas intensywnego wcinania się rzeki Zgłowiączki. Proces ten uwarunkowany był zapewne zdarzeniami, jakie powstały w dolinie Wisły, która jest jej bazą erozyjną.

Wniosek ten znajduje pełne potwierdzenie w budowie geologicznej badanej terasy. W wielu wkopach i wierceniach natrafiono na niewielkiej głębokości wyraźny bruk pomorenowy. Jest on pokryty niewielkiej miąższości (0,5—1,0 m) piaskami różnoziarnistymi z zawartością żwirów, a niekiedy kamieni. Bruk pomorenowy jest nagromadzeniem kamieni o średnicach 30—40 cm, które zalegają na glinie morenowej barwy brunatnej. Powszechnie stwierdzany tu powyższy profil geologiczny potwierdza erozyjny charakter terasy 65—70 m npm.

Wody płynące w tym poziomie ukształtowały właściwe ramy doliny Zgłowiączki na omawianym odcinku. Źródłem tych intensywnie płynących wód były zapewne topniejące lody w rynnowym odcinku doliny, których degradacja zbliżała się ku końcowi. W tym właśnie okresie nastąpił prawdopodobnie znaczny spływ nagromadzonych w rynnach wód.

Impulsem dla erozyjnej działalności Zgłowiączki były wydarzenia, jakie w tym czasie wystąpiły w dolinie Wisły. Wysokość omawianej terasy koresponduje z poziomem zalegania terasy VIII i VII w dolinie Wisły o wysokościach 67—69 m npm. i 62—63 m npm. E. Wiśniewski (1976) w budowie terasy VIII stwierdza często pod osadami piaszczystymi o niewielkiej miąższości istnienie bruku morenowego. Określił on tę terasę jako typowo erozyjną. A więc obserwuje się tu genetyczny związek pomiędzy terasą VIII w dolinie Wisły a terasą 65—70 m npm. w dolinie Zgłowiączki, która jest wynikiem szybko obniżającej się bazy erozyjnej, jaką dla Zgłowiączki stanowiła Wisła.

W związku z tym wydarzeniem rodzi się pytanie, w jakim stopniu wcięcie się rzeki Zgłowiączki do poziomu tej terasy odbiło się w rzeźbie rynny włączonej już do jednolitego systemu odpływu? Prawdopodobnie w głębszych partiach mogły w niej tkwić jeszcze konserwujące ją lody. Wody ściągane z rynny erodowały zapewne jej zbocza, z czym — być może — należy wiązać zaobserwowane lokalnie wąskie spłaszczenia ich dolnych części, głównie w południkowym fragmencie rynny na południe od Brześcia Kujawskiego. Spłaszczenia te występują na wysokości 73—76 m npm. i urywają się ostrym załomem. Pod względem wysokości zalegania nawiązują więc do opisanej już terasy 65—70 m npm. w omówionym poprzednio fragmencie doliny.

TERASA ZALEWOWA

Terasa zalewowa występuje na całej długości rozpatrywanego odcinka doliny Zgłowiączki. W Brześciu Kujawskim jej wysokość wynosi 70 m npm., natomiast na granicy wysoczyzny z doliną Wisły — 60 m npm. Spadek tej terasy, tj. dna doliny, wynosi na tym odcinku 1‰. W profilu podłużnym dna całej doliny Zgłowiączki analizowany fragment wyróżnia się właśnie największym spadkiem, podobnym do spadku opisanej już uprzednio erozyjnej terasy 65—70 m npm. (ryc. 5). Terasa zalewowa w wielu odcinkach najczęściej podcina wyżej leżącą terasę 65—70 m npm., z którą kontaktuje się 3—5-metrowej wysokości zboczem, lecz w niektórych miejscach, np. w Wieńcu, podcina bezpośrednio wysoki poziom 80—82 m npm., co daje różnice wysokości między nimi do 20 m. Szerokość dna doliny waha się od kilkunastu do 300 m, jak np. w okolicy Machnacza. Współczesne koryto Zgłowiączki wciną się w powierzchnię terasy zalewowej około 1,5 m. Duży spadek dna doliny wpływa na mały stopień krętości rzeki; w wielu odcinkach układ koryta jest zbliżony do prostoliniowego. Analizując natomiast przebieg obecnego dna doliny można zauważyć zygzakowatą zmienność jego kierunku, np. między Nowym Młynem a Wieńcem. Ten przebieg dna nie jest zgodny z równoleżnikowym w zasadzie przebiegiem samej doliny. Predyspozycję dla zmiennego przebiegu dna mogły stanowić (jak już wcześniej wspomniano) niewielkie rynny lub zagłębienia wytopiskowe, które powszechnie występują w sąsiedztwie analizowanego odcinka doliny. Dla intensywnie wcinającej się rzeki obniżenia te były zapewne udogodnieniem do obrania przez nią kierunku płynięcia.

Kartowanie geomorfologiczne terasy zalewowej w obrębie omawianego fragmentu doliny wykonano w skali 1:5000, wykorzystując zdjęcia lotnicze. Budowę jej poznano głównie na podstawie licznych wierceń, z których pobrano kilkadziesiąt prób do analiz składu mechanicznego. Rzeźba powierzchni terasy zalewowej jest mało urozmaicona. Spotkać jedynie na niej można nieliczne stare koryta rzeki oraz stożki aluwialne

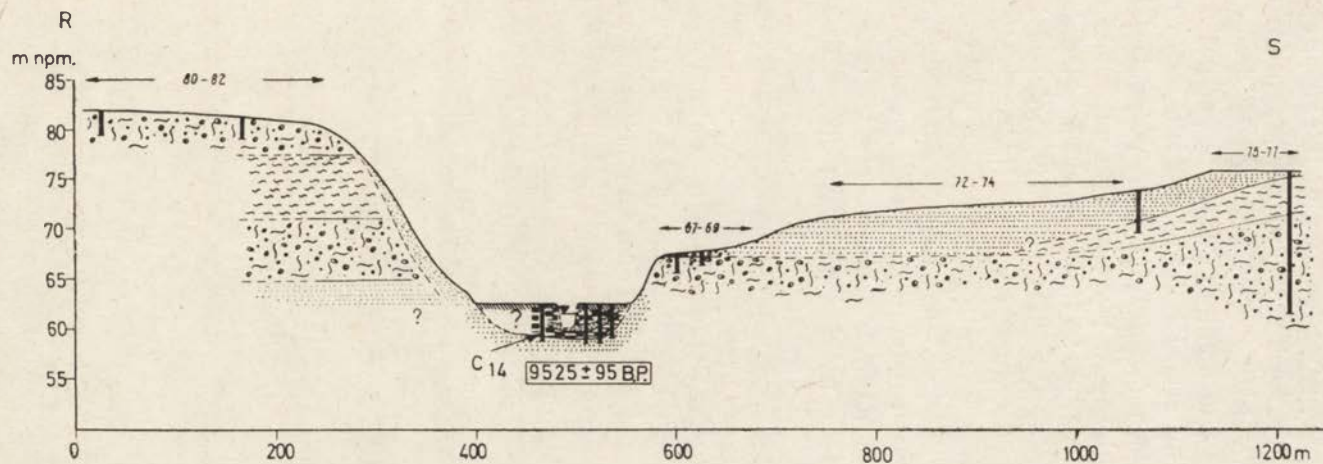
u wylotu bocznych dolinek erozyjnych, nakładających się na jej powierzchnię. Przebieg dawnych koryt udało się zrekonstruować tylko w niektórych miejscach, co uniemożliwiło wyciągnięcie wniosków dotyczących paleohydrodynamiki rzeki kształtującej terasę zalewową.

W budowie dna doliny biorą często udział osady organogeniczne o miąższości do 4 m. Torfy bardzo często przewarstwione są ciemną plastyczną mada, określaną również jako mada gliniasta (Falkowski 1971). Wśród nawierconych osadów organicznych stwierdzono ich częste przewarstwienia drobnymi piaskami i mułkami barwy ciemnoszarej o miąższości od kilkunastu centymetrów do 1,5 m. Osady te poddano analizom sedymentologicznym. W pobranych z głębokości 0,5—3,5 m 35 próbach osadów z 20 wierceń, zlokalizowanych w kilku przekrojach poprzecznych, stwierdzono niewielkie zróżnicowanie pod względem wielkości materiału oraz jego wysortowania. Obrazują to maksymalne i minimalne wielkości wyliczonych wskaźników oraz ich wartości średnie z 35 analizowanych prób:

	δ_1	Mz	Md	So	U
Maksymalne	0,93	3,43	0,38	1,62	0,31
Minimalne	0,41	1,53	0,13	1,15	0,00
Średnie	0,69	2,54	0,18	1,41	0,06

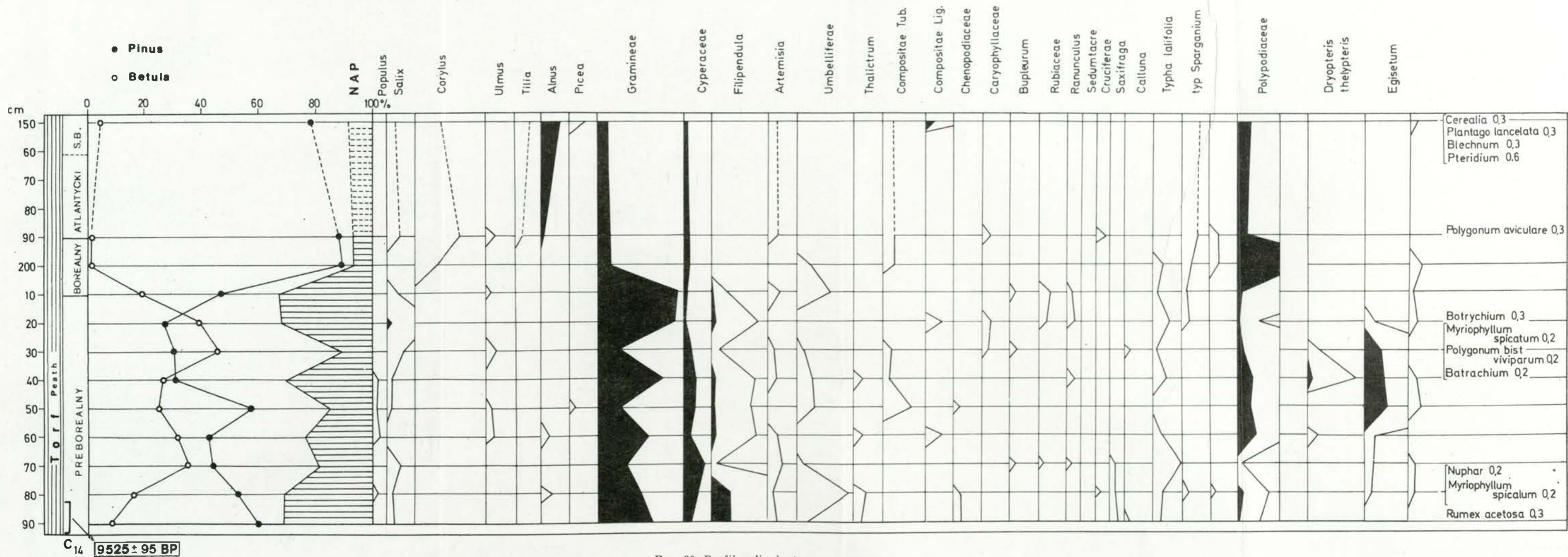
Parametry te, a więc zdecydowana przewaga piasków drobnych i mułków oraz dobre i bardzo dobre wysortowanie, pozwalają włączyć analizowane osady do środowiska facji powodziowej. W kilku natomiast wierceniach na głębokości 3,5—4,0 m stwierdzono osady piaszczysto-żwirowe o zdecydowanie odmiennych parametrach teksturalnych. Cechuje je niski stopień wysortowania oraz znaczny udział frakcji grubej (U powyżej 0,5, Mz poniżej 1,20). W poziomie zalegania piasków gruboziarnistych i żwirów zakończył się najprawdopodobniej okres intensywnej erozji rzeki, a rozpoczął się etap względnej równowagi przyrostu aluwii, głównie facji powodziowej, a w mniejszym stopniu osadów przyrostu bocznego, tj. facji korytowej. Sposób wykształcenia dna doliny na tym odcinku nie pozwolił, o czym już wspomniano, na pełniejszą analizę paleohydrologii rzeki w najmłodszym etapie jej rozwoju. Zagadnienie to będzie rozważone podczas analizowania ostatniego fragmentu doliny Zgłowiączki, usytuowanego już w obrębie doliny Wisły.

Tu natomiast, jak się wydaje, ważne jest jeszcze ustalenie wieku początku sedymentacji osadów wypełniających dno doliny. W tym celu w odległości około 0,5 km na zachód od Wieńca wykonano kilka wierceń w przekroju poprzecznym dna doliny. Z jednego z nich pobrano pełny rdzeń osadów organicznych do badań palinologicznych oraz datowania C-14. Sytuację geomorfologiczną tego stanowiska dokumentuje przekrój geologiczny R—S (ryc. 19). Dno doliny wypełniają tu torfy o miąższości



Ryc. 19. Przekrój geologiczny R—S
(objaśnienia jak na ryc. 3)

Geological cross-section R—S
(explanations see Fig. 3)



Ryc. 20. Profil palinologiczny z datowaniem C-14

Pollen diagram with C-14 dating

2,5—3,5 m. Strop ich pokrywają jednak drobne piaski i mułki, o miąższości około 1 m z dużą zawartością części organicznych.

Badania palinologiczne wykonała B. Noryśkiewicz z Instytutu Geografii UMK w Toruniu (ryc. 20). Wynika z nich, że początek odkładania się warstwy torfu na głębokości 210—290 cm przypada na okres preborealny. Wskazuje na to skład gatunkowy pyłków drzew w kolejnych próbach, w których najpierw dominuje sosna, a później sosna z brzozą i małym udziałem wierzby oraz topoli. W składzie roślin zielnych NAP brakuje wskaźników, które świadczyłyby o późnoglacialnym okresie akumulacji osadów organicznych. Występują tu natomiast duże wartości roślin zielnych (max. NAP = 32,7%), na które składają się głównie ziarna pyłku traw (*Graminae*), pochodzące najprawdopodobniej z roślinności lokalnej, co tłumaczy duże wahania NAP. Osady z głębokości 190—210 cm, jak wynika z analizy, pochodzą z okresu borealnego. Świadczy o tym wzrost ilości pyłków leszczyny (*Corylus*) oraz początek pojawiania się pyłków wiązu (*Ulmus*), lipy (*Tilia*) i olszy (*Alnus*). Górna część osadów 150—190 cm, datowana jest na młodszą część okresu atlantyckiego, ponieważ zawiera pyłki świadczące już o działalności człowieka.

Preborealny wiek spągowej warstwy torfu potwierdza także datowanie metodą C-14 próby pobranej z głębokości 285—295 cm. Uzyskana data 9525 ± 95 lat B.P. Gd-1149 dowodzi, że akumulacja torfów rozpoczęła się tutaj w dolnej części holocenu. Fakt ten pozwala jednocześnie w przybliżeniu określić czas zakończenia etapu intensywnej erozji rzeki. Z początkiem holocenu rozpoczął się już proces wypełniania dna doliny osadami, głównie facji powodziowej, a w nieczynnych korytach zachodziło odkładanie się osadów organicznych.

PRZEBIEG PROCESÓW FLUWIALNYCH
W UJŚCIOWYM ODCINKU DOLINY ZGŁOWIĄCZKI
W PÓŹNYM GLACJALE I HOLOCENIE

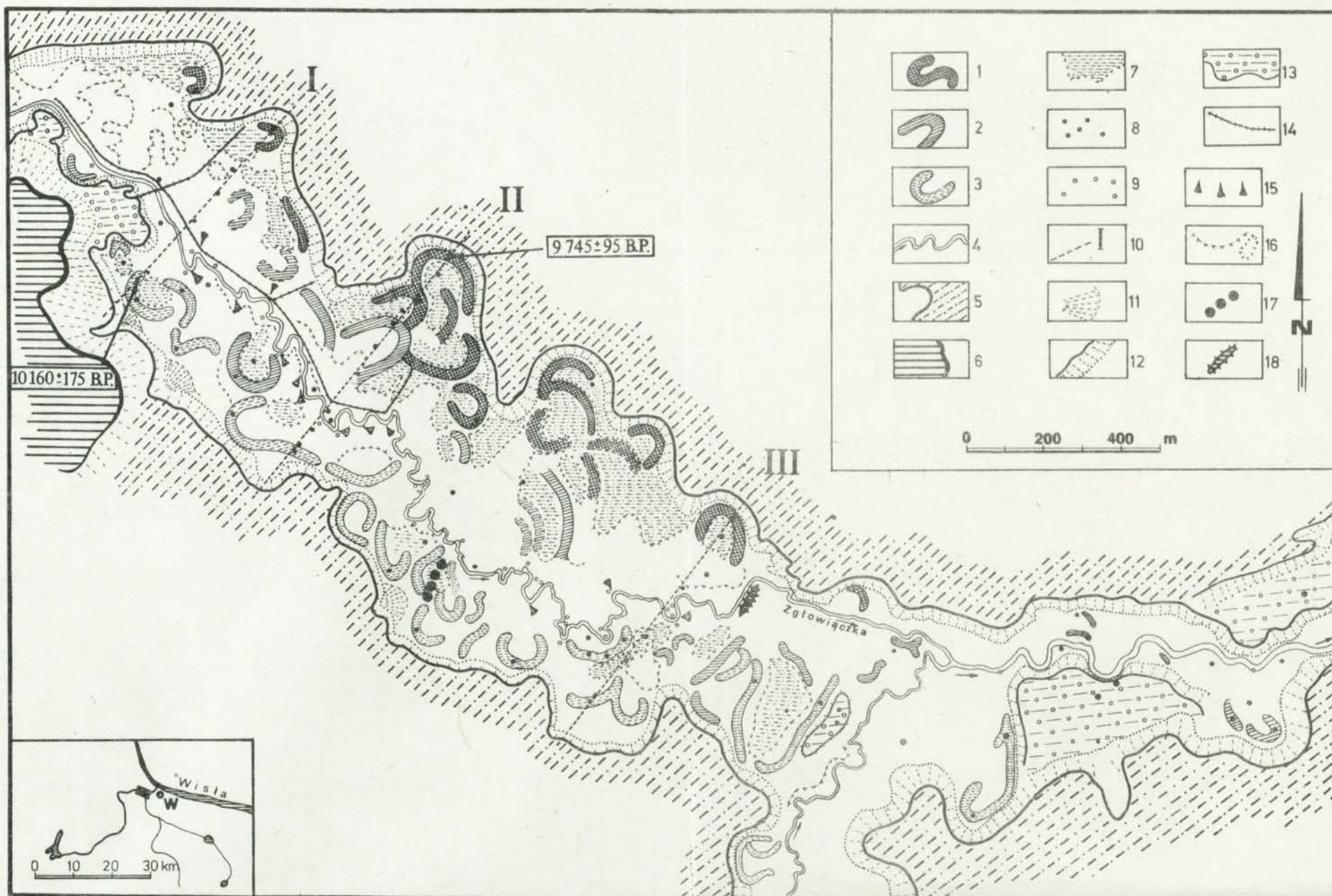
ZARYS PROBLEMATYKI PÓŽNOGLACJALNEJ I HOLOCENSKIEJ
EWOLUCJI DOLIN NIŻU POLSKIEGO

Ewolucja procesów fluwialnych rzek zapisana jest m.in. w morfologii i budowie geologicznej den dolinnych, które już od dawna stały się obiektem zainteresowań wielu badaczy różnych specjalności. Szeroki przegląd badań den dolinnych na terenie ZSRR (ich genezę, klasyfikację i morfologię) z podkreśleniem problematyki hydrologicznej zawarty jest w pracach I. W. Popowa (1968, 1977), R. S. Czałowa (1970), N. S. Znamieńskiej (1973) oraz N. B. Barysznikowa (1978). Wiele prac poświęcono również współczesnym i kopalnym osadom rzeczonym, które są odzwierciedleniem typu procesów fluwialnych (Leopold, Wolman i Miller 1964; Gradziński 1973; Reineck i Singh 1973 i in.).

Dotychczas niewiele jednak prac poświęcono ewolucji den dolinnych w ostatnich kilkunastu tysiącach lat, w kontekście rekonstrukcji reżimu hydrologicznego rzek, na tle zmian klimatycznych. Dla tego kierunku badań istotne są rezultaty uzyskane przez S. A. Schumma (1965, 1968, 1973), jakkolwiek dotyczą one strefy klimatu półsuchego i suchego.

Ta problematyka wzbudziła w ostatnich latach żywe zainteresowanie badaczy w naszym kraju, o czym świadczy wiele nowych prac z tego zakresu, inspirujących do podjęcia dalszych badań najmłodszej historii rozwoju dolin rzek polskich. Dorobek w tym zakresie odnoszący się do dolin górskich przedstawiają L. Starkel (1968, 1977) oraz W. Froehlich, L. Kaszowski i L. Starkel (1977), natomiast do dolin rzek Nizy Polskiego S. Kozarski i K. Rotnicki (1978). Dwaj ostatni badacze, opierając się na dotychczasowych wynikach badań nad najmłodszą historią dolin, uzyskanych m.in. przez E. Falkowskiego (1967, 1971, 1975), E. Mycielską-Dowgiałło (1972, 1977), A. Szumańskiego (1972), a także na rezultatach własnych nowych badań w wybranych odcinkach dolin Warty i Proсны, podjęli dyskusję nad głównymi problemami późnoglacialnej i holocenkiej ewolucji rzek Nizy Polskiego. Dotyczą one głównie:

- a) typu koryt rzecznych i ich zmian w późnym glacie i holocenie,



Ryc. 21. Morfologia dna doliny Zgłowiączki w odcinku ujściowym

1 — stare koryta meandrowe, 2 — stare koryta meandrowe podcinające poprzednie (młodsze), 3 — stare koryta intensywnie zabagnione, 4 — współczesne koryto Zgłowiączki, 5 — terasa VII w dolinie Wisły, 6 — obniżony poziom wysoczyzny, 7 — fragmenty terasy nadzalewowej, 8 — lokalizacja wierceń, 9 — lokalizacja punktów pomiarowych dynamiki współczesnej rzeki, 10 — lokalizacja przekrojów niwelacyjno-geologicznych, 11 — stożki napływowe, 12 — zbocza, 13 — erozyjna terasa Zgłowiączki, 14 — wały powodziowe, 15 — stożki giliów krewasowych, 16 — załomy w obrębie dna doliny, 17 — lokalizacja wkopów omawianych w pracy, 18 — forma antropogeniczna

Morphology of the Zgłowiączka valley bottom at the section close to the river mouth

1 — old meandering river channels, 2 — old meandering river channels undercutting the previous ones (younger ones), 3 — old river channels which have turned into bog, 4 — contemporary channel of the Zgłowiączka river, 5 — terrace VII the Vistula valley, 6 — lowered surface of the morainic plateau, 7 — fragments of overflow terrace, 8 — location of drillings, 9 — location of measuring points of the contemporary river dynamics, 10 — location of the geological cross-sections, 11 — alluvial cones, 12 — slopes, 13 — the Zgłowiączka erosive terrace, 14 — flood ditches, 15 — cones of crevasse splays, 16 — line edges within the valley bottom, 17 — location of sediment-sequence of exposures discussed in the study, 18 — anthropogenic form

- b) wieku i przyczyn zmian wielkości koryt rzecznych,
- c) ogólnych tendencji procesów fluwialnych w późnym glacie i holocenie na tle teorii faz akumulacji i erozji rzecznej w okresach glacialnych i interglacialnych.

MORFOLOGIA I BUDOWA GEOLOGICZNA DNA DOLINY ZGŁOWIĄCZKI WYKSZTAŁCONEGO W OBRĘBIE DOLINY WISŁY

Poniżej wsi Dziadowo, około 2,5 km na wschód od Wieńca, rzeka Zgłowiączka opuszcza obszar obniżonej części Wysoczyzny Kujawskiej i wcina się w terasy doliny Wisły. Ten ostatni odcinek doliny, o długości około 10 km, wykształcony jest początkowo w terasie VII, a w końcowym odcinku w terasie VI. Terasa VII o wysokości 62—63 m n.p.m., jak wynika z badań E. Wiśniewskiego (1976), zachowała się w obrębie przełomowego odcinka doliny Wisły po obu jej stronach i jest zbudowana najczęściej z piasków drobnoziarnistych. Powierzchnię tej terasy urozmaica kilka rynien glacialnych, liczne wytopiska oraz wydmy. Jej kontakt z terasą niższą o wysokości 57—59 m n.p.m. jest zamazany wydmy. Istotnym faktem do dalszych rozważań jest natomiast określenie wieku terasy VI, którą S. Skompski (1969) w obrębie Kotliny Płockiej nazywa terasą nadzalewową wyższą. Autor ten, opierając się na badaniach palinologicznych Z. Borówko-Dłużakowej (1961) przyjął, że Wisła w tym poziomie płynęła na początku późnego glacialu, w okresie najstarszego dryasu. Jego schyłek lub nieco młodszy okres mógłby w przybliżeniu określać początek historii rozwoju ujściowego odcinka doliny Zgłowiączki, ponieważ, co już podkreślano, wycięta jest ona w wymienionych terasach Wisły.

Dolina Zgłowiączki ma tutaj strome zbocza o wysokości 5—6 m i zmienną szerokość. W początkowym odcinku, kończącym się w rejonie Przyrudy, około 1 km poniżej ujścia Lubieńki, maksymalna szerokość doliny osiąga 900 m. Poniżej tego miejsca zwęża się ona do 100—200 m. Brak jest w jej obrębie teras ciągnących się na dłuższych odcinkach. Wyjątkiem jest tutaj obecność niewielkiego fragmentu terasy o wysokości 57—58 m n.p.m. stwierdzonej po prawej stronie Zgłowiączki w miejscowości Przyruda. Jej odpowiednikiem po przeciwnej stronie rzeki jest terasa o podobnej wysokości, lecz bez wyraźnej granicy morfologicznej, oddzielającej ją od sąsiadującej terasy VII Wisły. Wspomniane fragmenty teras zbudowane są z piasków drobnych i różnoziarnistych często z wtrąceniami żwirów. Cechy teksturalne tych osadów są podobne do tych, jakimi charakteryzują się piaski i żwiry erozyjnej terasy VII Wisły. Potwierdziły to wskaźniki statystyczne kilkunastu prób pobranych z obu teras. Terasa 57—58 m n.p.m. wykształcona w obrębie doliny Zgłowiączki ma więc zapewne także charakter erozyjny.

Wracając jednak do zasadniczego problemu dotyczącego morfologii i budowy geologicznej dna doliny należy podkreślić, że najbogatszym zespołem form fluwialnych cechuje się właśnie jej odcinek o największej szerokości, kończący się poniżej ujścia Lubieńki. Ten fragment doliny o długości 4 km był przedmiotem szczegółowych badań, których celem było rozwiązanie przedstawionych na wstępie rozdziału problemów.

Duża szerokość doliny o charakterystycznych zakolowych kształtach zboczy wskazywała na długookresowy cykl nieskrępowanej działalności Zgłowiączki. Proces ten zachodzi do dzisiaj, czego odzwierciedleniem jest intensywne, swobodne rozwinięcie silnie meandrującej rzeki. Ukształtowanie i budowę geologiczną dna doliny opracowano na podstawie szczegółowego kartowania terenu w roboczej skali 1 : 5000 oraz interpretacji zdjęć lotniczych. Obie te metody nawzajem się uzupełniały. Dysponowano zdjęciami lotniczymi z dwu różnych nalotów wykonanych w odmiennych porach roku. Odbitki powiększono do skali kartowania terenowego, tj. do 1 : 5000. Prace te pozwoliły na rekonstrukcję przebiegu paleokoryt Zgłowiączki oraz morfologicznego zróżnicowania pozornie monotonnej powierzchni dna doliny. Budowę geologiczną opracowano na podstawie wierceń wykonanych do głębokości 2—4,5 m, z których pobrano kilkadziesiąt prób do analiz składu mechanicznego i obróbki ziarn kwarcowych. Różne głębokości wierceń wynikają głównie z powodu trudności związanych z wysokim poziomem zalegania wód gruntowych.

W rozpatrywanym odcinku doliny wykonano trzy hipsometryczne przekroje poprzeczne metodą niwelacji geodezyjnej. Celem tych prac było precyzyjne ustalenie stosunku wysokościowego zrekonstruowanych paleokoryt, co ma istotne znaczenie przy analizie ogólnych tendencji procesów fluwialnych, a także, jak podkreśla wielu autorów, ułatwia wydzielenie różnych generacji (etapów rozwoju) paleokoryt. Należy podkreślić, że w badanym dniu nie stwierdzono układów koryt rzeki roztokowej. Brak śladów tego typu rzeki został również potwierdzony przez analizę budowy geologicznej. Geometria zrekonstruowanych koryt wskazuje na długi proces działalności tu rzeki meandrującej (ryc. 21).

Geometrię paleokoryt Zgłowiączki dokumentuje tabela 1. Ponieważ ślady meandrów kopalnych zachowały się w większości w postaci pojedynczych zakoli, a nie całych zespołów, nie stosowano powszechnie przyjętego do tego typu analiz schematu L. B. Leopolda i M. G. Wolmana (1957, 1964) obejmującego dwa kolejne zakola. Autor przyjął za jednostkę podstawową pojedyncze zakole, podobnie jak uczynił to K. Trafas (1975) i W. Florek (1978). Spośród wielu parametrów geometrycznych zakoli zastosowano tylko cztery:

- 1 — średnia szerokość koryta (W),
- 2 — średni promień krzywizny meandru (R),
- 3 — połowa długości fali meandrowej ($L/2$),

Tabela 1

Parametry geometryczne zakoli meandrów położonych w obrębie dna doliny Zgłowiączki objętego szczegółowymi badaniami (w m)

Zakola	<i>W</i>	<i>R</i>	<i>L/2</i>	<i>A/2</i>
1	30	70	135	110
2	28	50	89	70
3	30	60	110	100
4	28	82	115	110
5	26	40	80	60
6	22	60	130	120
7	21	90	130	95
8	23	42	91	80
9	31	59	115	90
10	27	30	60	58
11	21	30	49	42
12	22	60	122	70
13	23	69	130	73
14	30	69	129	105
15	26	55	120	96
16	25	115	185	75
17	20	42	85	80
18	32	41	70	65
19	23	39	51	48
20	18	52	90	72
21	22	59	100	79
22	20	105	150	90
23	24	108	150	75
24	28	50	74	60
25	20	40	66	68
Śr.	24,8	60,3	99,2	79,6

4 — połowa amplitudy fali meandru ($A/2$).

Do analizy wybrano 25 zakoli cechujących się najpełniejszym rozwinięciem, rozmieszczonych w różnych miejscach dna. Z tabeli 1 wynika, że wszystkie zakola mają zbliżoną szerokość, a średnia jej wartość wynosi 24,8 m. Natomiast w zakresie wielkości pozostałych parametrów zakoli różnice są znacznie większe. Brakuje w obrębie analizowanego fragmentu dna doliny wyraźnych zależności pomiędzy szerokością koryt a średnim promieniem ich krzywizny. Wskazuje na to brak korelacji wyżej wymienionych parametrów (r 0,15). Fakty te pozwalają sądzić o braku wyraźnie zróżnicowanych generacji meandrów, które byłyby wynikiem zdecydowanie odmiennych reżimów rzeki.

Większość zbadanych starych koryt meandrowych wypełnionych jest torfem o miąższości 2—3,5 m. Pod nimi zalega często niewielka warstwa gytii. Torfy lub gytie złożone są najczęściej na piaskach bardzo drobnoziarnistych o miąższości 0,5—1,0 m. W wielu jednak miejscach nie

udało się ustalić ich spąg, co z kolei nie pozwoliło na dokładne określenie głębokości niektórych starych koryt. Serię drobnych piasków i mułków, niekiedy z częściami organicznymi, należy bowiem uznać także za osady wypełniające stare koryta. Strop torfów w niektórych zakolach pokryty jest niewielkiej miąższości osadami facji powodziowej, głównie mułkami barwy ciemnoszarej.

Utwory organiczne jednego z zakoli, znajdującego się na osi przekroju I (ryc. 22), które podcina bezpośrednio zbocze doliny oraz niewielki boczny stożek aluwialny, starszy od meandru, zostały wydatowane. Wiek podścielającej torfy gytii na głębokości 2,30—2,35 m oznaczono metodą C-14. Uzyskany wynik $10\,160 \pm 175$ lat B. P. (Gd-1156) wskazuje na początek sedymentacji osadów organicznych już w młodszym dryasie. Można zatem z pewnym przybliżeniem przyjąć, że zakole wykształcone zostało najpóźniej w Allerödzie, chociaż nie należy wykluczyć, że utworzyło się nieco wcześniej. W analizowanym przekroju zwraca uwagę jedno z koryt, które nie zaznacza się w morfologii terasy zalewowej, a jedynie wiercenia wskazują na jego istnienie. Zamazanie tej formy korytowej jest niewątpliwie skutkiem wypełnienia osadami powodziowymi. Mogło temu sprzyjać centralne położenie tego koryta w dnie doliny, gdzie wpływ powodzi na rzeźbę dna wydaje się największy (fot. 1).



Fot. 1. Centralne partie dna doliny Zgłowiączki na wschód od Wienca w okresie maksymalnych stanów powodziowych — wiosna 1979

Central part of the Zgłowiączka valley bottom east of Wieniec at the time of maximum flood — spring 1979

Cechy teksturalne osadów budujących terasę zalewową w miejscu omawianego przekroju charakteryzują się, z wyjątkiem dwóch prób, bardzo niskimi wskaźnikami uziarnienia (a więc minimalny jest tutaj udział frakcji powyżej 0,5 mm), wysokimi wskaźnikami średnich średnic oraz, w przypadku większości prób, dobrym wysortowaniem (tab. 2). Terasę zalewową budują tu drobne i bardzo drobne piaski oraz mułki, a osady grubsze stwierdzono jedynie w kilku próbach. Niewątpliwie ciekawy jest ich układ w obrębie zakola, z którego pobrano próbę do datowania C-14. Grubsze osady (żwiru i piaski gruboziarniste) nawiązują swoim położeniem do asymetrycznego przekroju poprzecznego ko-

Tabela 2

Wskaźniki statystyczne prób pobranych w poprzecznych przekrojach geologicznych dna doliny Zgłowiączki

Nr przekroju	Nr próby	δ_1	Mz	Md	So	U
I	1	0,78	2,36	0,19	1,51	0,04
	2	0,74	2,03	0,26	1,43	0,05
	3	0,59	1,73	0,35	1,38	0,14
	4	1,52	0,93	0,45	1,49	0,72
	5	0,84	1,66	0,31	1,51	0,28
	6	1,17	0,86	0,50	1,60	1,04
	7	0,63	1,96	0,29	1,45	0,04
	8	0,57	3,10	0,12	1,24	0,00
	9	0,85	2,30	0,23	1,46	0,06
	10	0,53	2,66	0,14	1,34	0,00
	11	0,96	1,36	0,40	1,37	0,43
II	1	0,68	2,33	0,23	1,55	0,02
	2	0,63	2,60	0,18	1,38	0,00
	3	0,72	2,36	0,20	1,46	0,01
	4	0,87	2,43	0,19	1,78	0,03
	5	0,71	2,76	0,14	1,34	0,01
	6	0,66	1,90	0,30	1,41	0,09
	7	0,61	2,15	0,24	1,32	0,04
	8	0,49	2,10	0,25	1,26	0,01
	9	1,50	0,86	0,51	2,01	1,17
	10	0,60	2,50	0,20	1,33	0,04
	11	0,66	2,93	0,14	1,27	0,01
	12	0,90	1,93	0,30	1,58	0,12
	13	0,55	1,80	0,35	1,29	0,05
	14	0,75	1,63	0,35	1,34	0,20
III	1	0,87	1,06	0,40	1,23	0,33
	2	0,72	2,63	0,18	1,52	0,01
	3	0,52	1,90	0,25	1,43	0,03
	4	1,51	0,36	0,80	2,13	1,63
	5	0,87	2,66	0,15	1,56	0,01
	6	0,69	1,23	0,40	1,33	0,51

ryta. Coraz niższe ich zaleganie rejestruje zapewne boczną migrację meandru. Zależność układu tych osadów od zmian meandru wyjaśnili S. Kozarski i K. Rotnicki (1978), analizując przekrój kopalnego koryta meandrowego Prozny koło Wieruszowa.

Asymetrię starych koryt można wyraźnie prześledzić w przekroju poprzecznym II (ryc. 23). Związek z asymetrią koryt wykazuje także powierzchnia terasy, w tym przypadku już nadzalewowej, na której one występują. Zaobserwować go można w lewej części przekroju, gdzie powierzchnia pomiędzy kolejnymi meandrami wyraźnie nachyla się w kierunku bocznej migracji koryt. W rzeźbie terasy nie obserwuje się meandrowych łańcuchów wałowych, które, jak należy sądzić, zostały prawdopodobnie zamaskowane przez osady facji powodziowej. Droбноziarnisty charakter tych osadów, jak również cechy teksturalne utworów grubszych reprezentujących fację korytową przedstawiają wskaźniki statystyczne w tabeli 2.. Widoczna jest tu wyraźna zależność pomiędzy jakością wysortowania a udziałem frakcji grubszych; materiał grubszy jest z reguły gorzej wysortowany. W przypadku jednej tylko próby (nr 9), pobranej w spągowej partii starego meandru, stwierdzono większy udział materiału grubego (U 1,17; Mz 0,86). Próba ta (zgodnie z tym co już podkreślano) cechuje się najgorszym wysortowaniem wśród analizowanych prób z tego przekroju. W pozostałych próbach dominuje materiał drobny i bardzo drobny o dobrym wysortowaniu.

Wracając do analizy przekroju II należy dodać, że datowano tutaj osady organiczne kolejnego starorzecza, usytuowanego po lewej stronie doliny, a więc po przeciwnej w stosunku do poprzednio datowanych osadów z koryta położonego na linii przekroju I. Na celowość datowania osadów z tego koryta wskazuje jego sytuacja morfologiczna. Jak już raz wspomniano, w obrębie terasy nadzalewowej, położonej wyżej od zalewowej o 1—2 m, rozwinięty jest zespół starych koryt. Badane zakole o głębokości nieco ponad 2 m, mierząc od stropu jego wypełnienia, jest niewątpliwie starsze w stosunku do sąsiadujących. Wiek spągu torfu wypełniającego meander oznaczono metodą C-14, a także wykonano analizę osadów kilku prób metodą palinologiczną. Uzyskana data 9745 ± 95 lat B. P. (Gd-1153) dowodzi, że na początku okresu preborealnego nastąpił już proces wypełniania tego meandru osadami organicznymi, a zatem jego wykształcenie mogło powstać pod koniec późnego glacjału, tj. w młodszym dryasie. Badania palinologiczne zarejestrowały w spągowych osadach gwałtowny wzrost ilości pyłków brzozy, charakterystyczny właśnie dla okresu preborealnego.

Wysokość zalegania stropu osadów wypełniających oba analizowane zakola jest podobna, tj. 55,5 m n.p.m. Różnią się one natomiast między sobą głębokością. Zakole usytuowane po prawej stronie Zgłowiączki jest głębsze. Ogólnie można stwierdzić, że większość zakoli występujących w tej części doliny jest głębszych od usytuowanych po przeciwnej, tzn.



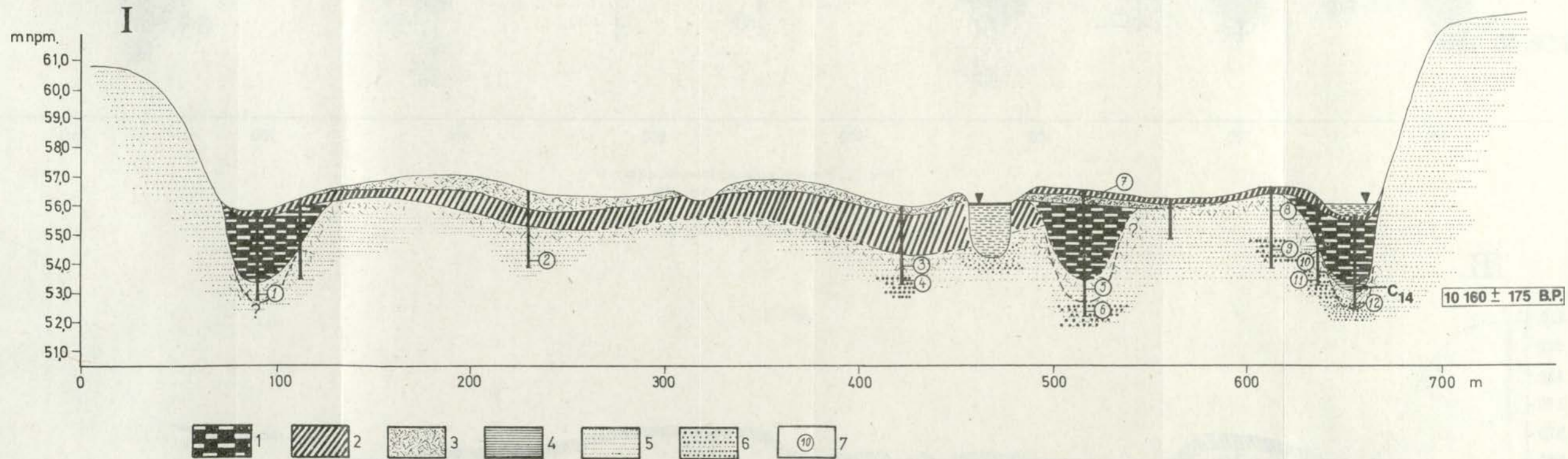
Fot. 2. Kopalne koryto meandrującej Zgłowiączki z okresu schyłku późnego glaciału podcinające lewe zbocze doliny

Fossil channel of the meandering Zgłowiączka river undercutting the left slope of the valley at the close of the late Glacial time



Fot. 3. Kopalny meander Zgłowiączki usytuowany po prawej stronie dna doliny, porośnięty roślinnością bagienną

Fossil meander of the Zgłowiączka river situated on the right side of the valley bottom and covered with bog vegetation



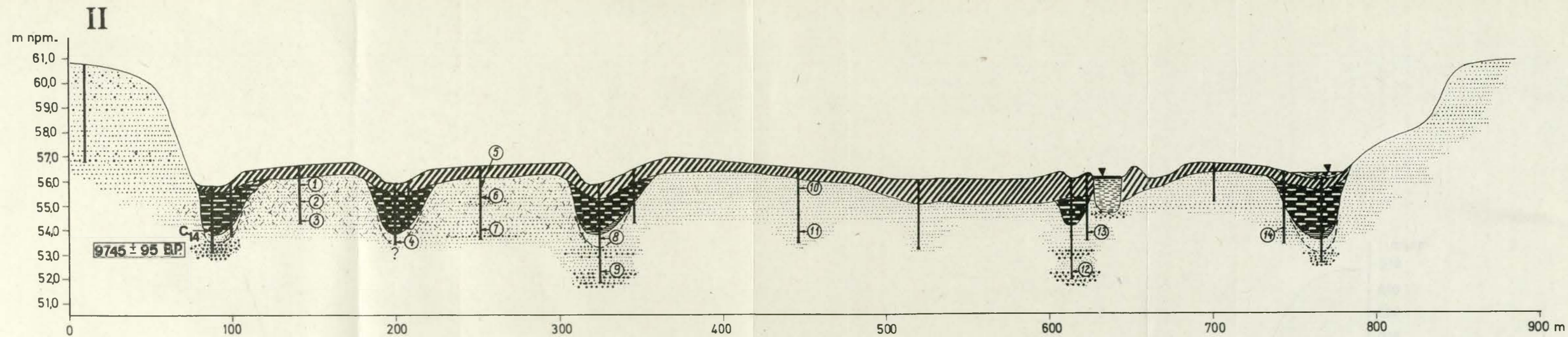
Ryc. 22. Przekrój niwelacyjno-geologiczny I

1 — torfy, 2 — osady facji powodziowej (mady gliniaste), 3 — osady facji powodziowej (drobne piaski z zawartością części organicznych), 4 — gyttjas, 5 — piaski drobno- i średnioziarniste facji korytowej (osady łach brzegowych), 6 — piaski i żwiry facji korytowej (osady bruku korytowego), 7 — miejsca poboru prób do analiz sedimentologicznych

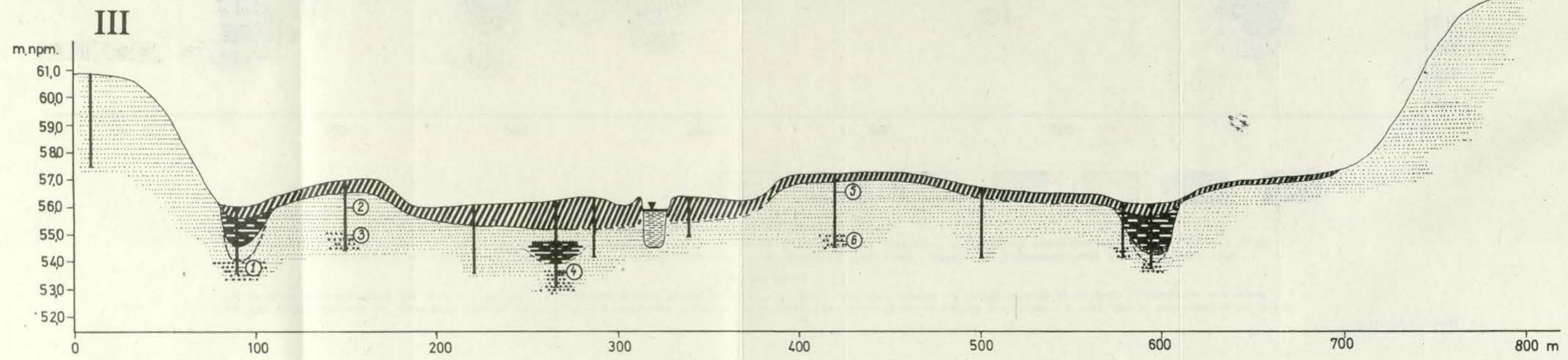
Cross section I

1 — peats, 2 — sediments of flood facies (alluvial clays), 3 — sediments of flood facies (fine sands containing organic remnants), 4 — gyttjas, 5 — fine- and medium-grained sands of the fluvial facies (sediments of side bars), 6 — sands and gravels of the fluvial facies (sediments of the fluvial pavement), 7 — place where samples were taken for sedimentological analyses

Dolina Zgłowiączki...



Ryc. 23. Przekrój niwelacyjno-geologiczny II
(objaśnienia jak na ryc. 22)
Cross-section II
(explanations see Fig. 22)



Ryc. 24. Przekrój niwelacyjno-geologiczny III
(objaśnienia jak na ryc. 22)
Cross-section III
(explanations see Fig. 22)

Dolina Zgłowiączki...

po lewej stronie doliny. Różnią się one także tym, że głębsze zakola są silnie zabagnione, natomiast meandry podcinające lewe zbocze doliny są suche, pomimo że jedne i drugie występują na tym samym poziomie (fot. 2, 3). Decyduje o tym prawdopodobnie zwierciadło wód gruntowych obniżające się w obrębie doliny Wisły ku centralnej jej części. Równoległy w tym miejscu przebieg analizowanego odcinka doliny Zgłowiączki do zbocza wysoczyzny powodowałby zatem niewielkie różnice wysokości zalegania, zwierciadła wód gruntowych pomiędzy jej prawą częścią, zbliżoną do tego zbocza, a lewą, bardziej oddaloną.

Wracając do problematyki wieku badanych koryt rzeki meandrującej należy zaakcentować fakt, że dwa skrajnie względem siebie położone zakola w obrębie dna doliny Zgłowiączki są podobnego wieku, tj. pochodzą ze schyłku późnego glacjału. Biorąc pod uwagę stosunki hipsometryczne den starych meandrów, ich stopniowe obniżanie się w kierunku centralnych partii doliny, można sądzić o erozyjnej tendencji meandrującej rzeki. Pionowa stabilizacja dna doliny w najmłodszej części holocenu, a prawdopodobnie tendencja do wzrostu w niej procesów agradacji, są główną przyczyną wyrównania bardziej zmodyfikowanej kiedyś powierzchni dna doliny (fot. 4). Wniosek ten znajduje potwierdzenie w zwiększającej się miąższości pylastych mad z dużą zawartością części organicznych w najniższych częściach dna doliny, towarzyszących współczesnemu korytu (ryc. 22, 23, 24). Na przekroju III



Fot. 4. Stare zakole Zgłowiączki w okresie stanu powodziowego — wiosna 1979

Old meander of the Zgłowiączka river at the time of flood — spring 1979

cej wyróżnia dwa zasadnicze środowiska depozycji: 1) najniższe z reguły części koryta, gdzie deponowane są osady bruku korytowego oraz 2) brzeżnych łąch, gdzie odkładane są osady drobniejsze o innych parametrach strukturalnych. Strop osadów bruku korytowego, badanego dna doliny, zalega na różnych głębokościach, 1,5—4,0 m. Zróznicowanie to przebiega w dwóch kierunkach. Z jednej strony nawiązuje do kierunku migracji poszczególnych meandrów, o czym już pisano, a z drugiej — generalnie poziom bruku obniża się w kierunku centralnych partii doliny, częściowo pokrywającej się z otoczeniem współczesnego koryta.

Osady bruku korytowego badanego dna zdecydowanie różnią się składem mechanicznym od znacznie drobniejszych utworów łąch brzeżowych. Wśród parametrów statystycznych składu mechanicznego, najlepszym wskaźnikiem określającym zróznicowanie tych podstawowych litofacji jest średnia średnica. Po porównaniu wyników analiz wszystkich 79 prób, pobranych z dna badanego odcinka doliny, określono graniczną wartość (Mz 1,40) jako oddzielającą osady dwóch wyróżnionych facji. Jest to oczywiście wartość umowna i możliwa do zaakceptowania jedynie w konkretnej badanej sytuacji. Wyniki średnich wartości parametrów statystycznych wszystkich prób osadów przedstawiają się następująco: Dwie facje osadów różnią się między sobą nie tylko wartościami

	δ_1	Mz	Md	So	U
Osady łąch meandrowych wartości średnie z 56 prób	0,69	2,33	0,21	1,39	0,04
Osady bruku korytowego wartości średnie z 23 prób	1,09	0,91	0,43	1,71	0,76

ciami wskaźników określającymi wielkość frakcji (Md , Mz , U), lecz również wartościami wskaźników wysortowania. Drobniejsze osady łąch meandrowych mają niższe wskaźniki δ_1 i So , a zatem lepsze wysortowanie od piasków i żwirów bruku korytowego.

Zespolone osady poszczególnych łąch meandrowych w rezultacie ich bocznego przyrostu tworzą główne jednostki litologiczne w obrębie badanego dna. Cechują się one z kolei dużą jednorodnością strukturalną i teksturalną. Znalazło to potwierdzenie w wielu wierceniach, a także w czterech wkopach na linii przekroju poprzecznego jednego z zakoli. Wkopy wykonane zostały do głębokości 2,0 m w odległości co 15 m. Analiza wyliczonych wskaźników wskazuje na niewielki wzrost frakcji grubszych ku spągowi badanych osadów. Wskazują na to większe wartości średnich średnic w próbach pobranych na głębokości 0,50 m, w stosunku do prób pobranych na głębokości 1,6—1,8 m (tab. 3).

Na dużą jednorodność teksturalną osadów brzeżnych łąch meandrowych zwracało uwagę wielu badaczy. Nie stwierdzono też istotnych

Wskaźniki statystyczne prób pobranych w czterech wkopach wykonanych w przekroju poprzecznym wybranego zakola

Głębokość pobranej próby (m)	δ_1	Mz	Md	So	U
0,50	0,57	2,63	0,16	1,20	0,00
	0,71	2,76	0,14	1,22	0,00
	1,11	2,40	0,20	1,70	0,12
	0,98	3,00	0,14	1,52	0,01
1,6–1,8	0,60	1,96	0,30	1,20	0,02
	0,75	1,96	0,26	1,35	0,09
	0,60	2,10	0,25	1,35	0,02
	0,85	2,30	0,20	1,53	0,04

zmian strukturalnych pomiędzy osadami występującymi w stropie i spągu wkopów. Powszechna jest tutaj horyzontalna laminacja lub warstwowanie rynnowe małej skali.

Reasumując dotychczasowe rozważania nad rzeźbą i budową geologiczną końcowego odcinka doliny Zgłowiączki, w których wzięto pod uwagę analizę układu i geometrii starych koryt, ich wypełnienia i wzajemnego stosunku, a także wyniki datowań osadów, można wysunąć wniosek, że ujściowy odcinek doliny Zgłowiączki już w okresie późnego glacjału (Alleröd) kształtowany był przez meandrującą rzekę, a stan ten trwa dotychczas. W obrębie omawianego odcinka doliny nie stwierdzono śladów działalności rzeki roztokowej. Na przestrzeni schyłku późnego glacjału i holocenu, tendencja erozyjna Zgłowiączki miała charakter wygasający, aż do osiągnięcia pionowej stabilizacji dna doliny prawdopodobnie w drugiej połowie holocenu.

ROZWÓJ GEOMORFOLOGICZNY UJŚCIOWEGO ODCINKA DOLINY ZGŁOWIĄCZKI NA TLE ROZWOJU DOLINY WISŁY

Podkreślano już kilkakrotnie, że rozwój geomorfologiczny doliny Zgłowiączki należy rozpatrywać między innymi w powiązaniu z rozwojem doliny Wisły. W poprzednim rozdziale wykazano już pewne związki rozwoju doliny Zgłowiączki z wydarzeniami, jakie powstały w obrębie doliny rzeki głównej. Moment dokonania się przełomu wód Wisły na północ z Kotliny Płockiej do Kotliny Toruńskiej zapisany został w rzeźbie doliny Zgłowiączki w rejonie Brześcia Kujawskiego i Wienca przez utworzenie się dwóch erozyjnych teras o wysokości 72–74 i 65–70 m npm.

Niewątpliwie na przebieg procesów fluwialnych w najmłodszym okresie rozwoju doliny Zgłowiączki duży wpływ wywarła blisko poło-

zona jej baza erozyjna, jaką jest Wisła. Należy sądzić, że wpływ ten zaznaczył się głównie w tendencjach procesów fluwialnych w ujściowym odcinku rzeki Zgłowiączki. Z drugiej też strony badania ujściowych odcinków dopływów znacznie większych rzek przynoszą często cenne informacje przy rekonstrukcji rozwoju doliny rzeki głównej, w tym przypadku Wisły. Jest bowiem zrozumiałe, że procesy fluwialne w obu dolinach przebiegały podobnie, lecz możliwości rozwiązania niektórych szczegółowych problemów są niekiedy znacznie większe w przypadku małej doliny, jaką w tej sytuacji jest dolina Zgłowiączki.

Wspomniano już raz, że dolina Zgłowiączki w obrębie doliny Wisły wycięta jest w terasach VII i VI, których wiek z pewnym przybliżeniem określono na początek późnego glacjału. Badania nad rozwojem doliny Zgłowiączki wykazały, że rzeka ta płynęła w poziomie swojego obecnego dna już w schyłkowym okresie późnego glacjału (Alleröd). Oznacza to, że współczesna terasa zalewowa i niewielkie fragmenty terasy nadzalewowej w obrębie ujściowego odcinka badanej doliny kształtowały się od schyłku późnego glacjału do chwili obecnej. Należy założyć, że rozwój terasy Zgłowiączki był podporządkowany rozwojowi tej samej terasy w dolinie Wisły, przynajmniej w początkowym okresie jej powstania.

Problematykę wieku najniższych teras w dolinie Wisły porusza E. Drozdowski (1974), który początek wypełniania osadami organicznymi jeziora Rudnickiego Małego w obrębie Basenu Grudziądzkiego położonego na terasie nadzalewowej wyższej, wyznaczył na wczesną fazę Allerödu (11630 ± 265 B.P.).

Na temat wieku najniższych teras doliny Wisły w tym rejonie wypowiada się również L. Roszko (1968a). Autorka ta wiek terasy dolnej określiła na co najmniej młodszy dryas. Niewątpliwie holocenijski wiek przypisuje natomiast dwóm najmłodszym terasom: nadzalewowej niższej i zalewowej. Wartość tych wniosków obniża jednak brak datowań C-14. Datowania takie w obrębie terasy zalewowej doliny Wisły w okolicy Grudziądza i Świecia uzyskali E. Drozdowski i B. E. Berglund (1976). Wiek próby pobranej z głębokości 3,40—3,48 m w przykrawędziowej strefie terasy zalewowej wyniósł 6960 ± 75 B.P., a drugiej próby, z głębokości 7,00—7,05 m w centralnej części dna doliny — 4950 ± 65 B.P. Można zatem sądzić, że w początkowym okresie holocenu znaczne partie terasy zalewowej były już ukształtowane.

O wieku teras w rejonie niziny ciechocińskiej pisał również E. Wiśniewski (1976). Sugeruje on szybkie i znaczne zmiany poziomu koryta Wisły w okresie holocenijskim. Wnioski te opiera na analizie budowy geologicznej terasy nadzalewowej i zalewowej, w których na różnych głębokościach stwierdza osady organiczne. Te fakty skłaniają go do przypuszczeń o istnieniu teras kopalnych. Wydaje się jednak, że nie wszystkie utwory organiczne występujące pod przykryciem piaszczysto-mułkowym uzasadniają taką tezę, gdy przyjmie się rozwój terasy zalewowej

głównie w warunkach rzeki meandrującej. O sytuacjach takich pisał autor już w trakcie analizy morfologii i budowy geologicznej dna doliny Zgłowiączki. Duże wahania poziomu Wisły musiałyby zapisać się poważnymi następstwami w budowie geologicznej ujściowego odcinka dna doliny Zgłowiączki. Jak wykazały natomiast badania, tego typu zmiany w obrębie doliny należy wykluczyć. Jej rozwój wskazuje raczej na bardzo intensywną erozję Wisły w całym późnym glacie, malejącą w początkach holocenu. W drugiej połowie tego okresu prawdopodobnie nastąpił etap względnej stabilizacji pionowej dna doliny Wisły. Terasa zalewowa Wisły w rejonie ujścia Zgłowiączki tworzyła się zapewne na przestrzeni całego holocenu, a jej fragmenty, być może, już w schyłkowym okresie późnego glaciału, podobnie jak w przypadku terasy zalewowej w ujściowym odcinku doliny Zgłowiączki.

Niewątpliwie problematyka późnoglacialnej i holocenijskiej ewolucji Wisły wymaga specjalnych badań, nie tylko w zakresie stratygrafii aluwów, lecz również z punktu widzenia rekonstrukcji zmian układu koryta, a tym samym ewolucji paleohydrologii rzeki.

WSPÓLCZESNE KORYTO ZGŁOWIĄCZKI W ŚWIETLE ZREKONSTRUOWANYCH PALEOKORYT W UJŚCIOWYM JEJ ODCINKU

Układ współczesnej rzeki Zgłowiączki jest w dużym stopniu uzależniony od charakteru genezy poszczególnych odcinków jej doliny. W obrębie rynny glacialnej wypełnionej torfami o znacznej miąższości, kończącej się w okolicy Brześcia Kujawskiego, rzeka Zgłowiączka wykształciła swoje koryto w torfach. W dnie wysłane jest ono tylko niewielkiej miąższości współczesnymi aluwiami. Rzeka ma tu najczęściej układ zygzakowaty i często się rozdziela. Według klasyfikacji rzek E. Falkowskiego (1975), odcinek ten odpowiada typowi rzek młodych. W tym typie wspomniany autor rozróżnia dwa podtypy: pierwszy 1A, w którym rzeka nie może w przekroju doliny swobodnie rozwijać swoich meandrów, oraz drugi 1B, w którym rzeka nie ma erozyjnie wymodelowanej przez siebie doliny. Właśnie odcinek rzeki Zgłowiączki w obrębie rynny glacialnej w pełni odpowiada drugiemu podtypowi. Według E. Falkowskiego rzeki tego podtypu mogą swobodnie meandrować dopiero po wymianie osadów jeziornych i bagiennych na aluwia.

Drugi fragment Zgłowiączki, znajdujący się w obrębie obniżonej wysoczyzny, można zaliczyć do typu pośredniego pomiędzy rzeką młodą a dojrzałą. Ten bowiem fragment doliny wykorzystuje niewielkie rynny, w których w wyniku intensywnej erozji, głównie w późnym glacie, nastąpiła już wymiana osadów organicznych na aluwialne. Przemodelowanie najniższych części rynien przez wody rzeczne było jednak zbyt małe, nie doprowadziło bowiem do utworzenia się doliny, w której rzeka mogłaby swobodnie meandrować. Z drugiej jednak strony brak

tendencji do meandrowania współczesnej rzeki na tym odcinku można tłumaczyć zbyt dużym spadkiem dna doliny (1‰).

Ostatni fragment rzeki, już w obrębie teras doliny Wisły, jest natomiast przykładem typowej rzeki dojrzałej, nieskrępowanej. Od początku holocenu aż do dnia dzisiejszego rzeka ma tutaj układ meandrujący. Wskaźnikiem określającym intensywność procesu meandrowania jest stopień krętości rzeki, który można określać kilkoma sposobami. Autor zastosował 5-stopniową skalę krętości rzek według H. Mansikkaniemi (1972, 1974). Zgłowiączka na tym odcinku osiąga IV stopień. Wyraża się on krętością 44,6⁰/0, którą wyliczono według wzoru:

$$S_i = S_{i_s} + S_{i_g},$$

S_{i_s} — krętość koryta; S_{i_g} — krętość doliny. Dla parametrów tych wymieniony autor wyprowadza kolejne wzory:

$$S_{i_s} = \frac{100 (L_r - L_v)}{L_r}, \quad S_{i_g} = \frac{100 (L_v - D_z)}{L_r}.$$

Wszystkie symbole użyte we wzorach określono na podstawie podziału rzeki lub jej odcinka na 10 równych części, mierzonych w linii prostej: D_z — długość jednego z dziesięciu odcinków, L_v — długość doliny w poszczególnych odcinkach mierzona w linii prostej, L_r — długość rzeki w wydzielonych strefach mierzona środkiem współczesnego koryta. Wyliczona wielkość jest zbliżona do średnich wartości krętości rzek, jaką H. Mansikkaniemi (1974) uzyskał dla wybranych 10 rzek północnej Polski.

W celu zobrazowania charakteru współczesnych meandrów i porównania ich z kopalnymi wyliczono podobne parametry geometryczne wybranych 15 zakoli, cechujących się najpełniejszym rozwinięciem. Szerokość tych koryt waha się 7—12 m, a średni promień krzywizny meandrów 10—22 m (tab. 4). Współczynnik korelacji pomiędzy średnią szerokością koryta a średnim promieniem krzywizny meandru wynosi 0,53. Można więc w tym przypadku mówić o pewnej zależności pomiędzy wielkościami analizowanych parametrów.

Współczesne meandry swoją geometrią różnią się od starych koryt zrekonstruowanych w obrębie dna doliny (tab. 5). Jak wynika z tabeli 5, zmniejszanie się parametrów geometrycznych zakoli meandrowych od schyłku późnego glacjału do czasów współczesnych jest pewną prawidłowością.

Znalazło to potwierdzenie w badaniach m.in. S. Kozarskiego i K. Rotnickiego (1978), A. Szumańskiego (1972), E. Mycielskiej-Dowgiałło (1972, 1977) czy E. Falkowskiego (1971, 1975). Znane są jednak przykłady sytuacji odwrotnych. Na przykład (W. Florek (1978) w dolinie dolnego Bobru stwierdza w meandrach współczesnych większe wartości promienia krzywizny, długości fali meandru i jego amplitudy niż w kopalnych.

Tabela 4

Parametry geometryczne współczesnych meandrów
Zgłowiączki w odcinku ujściowym (w m)

Zakola	<i>W</i>	<i>R</i>	<i>L/2</i>	<i>A/2</i>
1	12,0	18,0	28,0	20,0
2	10,0	17,0	30,0	28,0
3	9,0	22,0	50,0	36,0
4	10,0	22,0	38,0	25,0
5	10,5	15,0	37,0	18,0
6	9,5	19,0	35,0	30,0
7	8,0	22,0	40,0	34,0
8	9,0	20,0	40,0	35,0
9	7,0	12,0	25,0	20,0
10	8,5	15,0	30,0	24,0
11	8,5	17,0	38,0	30,0
12	8,0	10,0	16,0	14,0
13	7,5	10,0	20,0	12,0
14	7,0	20,0	28,0	24,0
15	8,0	17,0	40,0	20,0
Śr.	8,83	17,07	33,0	24,5

Tabela 5

Średnie i ekstremalne wartości wybranych parametrów geometrycznych kopalnych i współczesnych meandrów ujściowego odcinka Zgłowiączki (w m)

Rodzaje meandrów	<i>W</i>		<i>R</i>		<i>L/2</i>		<i>A/2</i>	
	a	b	a	b	a	b	a	b
Meandry kopalne	24,8	32–18	60,3	115–30	99,2	185–49	79,6	120–42
Meandry współczesne	8,83	12–7	17,0	22–10	33	50–16	24,5	36–12

a — wartości średnie; b — wartości skrajne

Natomiast szerokości obu generacji są do siebie zbliżone. Podobne zjawiska w krótszym czasie, tj. na przestrzeni ostatnich kilkuset lat, zaobserwował K. Trafas (1975), badając zmiany koryta Wisły na wschód od Krakowa. Wyjaśnienie przyczyn zróżnicowania wielkości meandrów jest sprawą bardzo złożoną. Wymaga ono bowiem nie tylko badań paleoklimatycznych i rekonstrukcji reżimu hydrologicznego, lecz również bliższego poznania związków pomiędzy parametrami geometrycznymi zakoli a warunkami hydrodynamicznymi koryta.

Niektóre z takich związków określili m.in. L. B. Leopold, M. G. Wolman i J. P. Miller (1964), stwierdzając korelację pomiędzy powierzchnią przekroju koryta, tzn. jego szerokością i głębokością oraz promieniami

krzywizny meandrów a średnim rocznym przepływem. A zatem największe zakola odpowiadają znacznie większym przepływom aniżeli obecnie. Jest jednak wiele dodatkowych czynników komplikujących powyższy związek, np. typ rumowiska i sposób jego transportu, budowa geologiczna brzegów koryta itd. (Schumm 1971). Do wyliczenia przybliżonego przepływu Zgłowiączki w okresie formowania się paleokoryt zastosowano prostą zależność podaną przez C. C. Inglisa (1941) — $L = 29,6 \sqrt{Q_{kk}}$ (wartość przepływu podana we wzorze określona jest w stopach sześciennych i sekundach), którą zastosował również K. Trafas (1975) w podobnych badaniach w dolinie Wisły. Pełną długość fali meandrów określono z zależności podanej przez L. B. Leopolda i M. G. Wolmana (1957), $L = 4,7 R^{0,98}$. Po przeliczeniu stóp angielskich na metry uzyskano przybliżoną objętość przepływu kształtującego ówczesne koryto Zgłowiączki. Wynosił on 26,7 m³/s. Dla porównania tą samą metodą obliczono przepływ współczesnej Zgłowiączki i uzyskano wynik 2,14 m³/s. Tymczasem średni roczny przepływ tej rzeki w ujściowym odcinku z lat 1966—1970 wyniósł 2,68 m³/s. Wartość obliczona w oparciu o kształt współczesnych meandrów jest bardzo zbliżona do rzeczywistej wielkości przepływu obecnej rzeki. Podnosi to niewątpliwie wartość wyliczonego średniego przepływu w paleokorytach tej rzeki. Można zatem z pewnym przybliżeniem określić przepływ Zgłowiączki w późnym glacialu i wczesnym holocenie na około dziesięciokrotnie większy aniżeli obecnie.

Warto jeszcze zastanowić się nad przyczynami znaczniejszego przepływu wód w rzece w owym okresie, który spowodował wykształcenie się meandrów większych niż współczesne. Możliwe, że wpływ na to zjawisko, prócz czynników klimatycznych, a więc wielkości opadów i ich relacji do odpływu, wywarły także wody wyzwalające się jeszcze z resztek zanikających lodów, przetrwałych do tego okresu w niektórych przegłębieniach rynnowej części doliny Zgłowiączki. Ponadto należy w tym przypadku wziąć także pod uwagę zjawisko degradacji wieloletniej zmarzliny, na co zwracali już uwagę S. Kozarski i K. Rotnicki (1978). W dolinie Zgłowiączki nie zauważa się stopniowego zmniejszania się przepływu wód rzecznych, lecz szybkie w krótkim okresie. Prawdopodobnie nastąpiło to w drugiej połowie holocenu, o czym świadczyć może niewielka ilość zakoli o parametrach geometrycznych odpowiadających meandrom, które towarzyszą współczesnemu korytu Zgłowiączki.

W czasie badań nad współczesnym układem koryta Zgłowiączki, szczególnie w jej odcinku ujściowym, zainteresowała autora dynamika meandrującej obecnie rzeki. Postanowiono więc dokonać próby scharakteryzowania tempa erozji bocznej w niektórych miejscach zakoli. W tym celu zainstalowano wzdłuż koryta 35 stałych reperów, których odległość w stosunku do krawędzi koryta pomierzono czterokrotnie, starając się to czynić tuż po okresach zwiększonych przepływów. Pierw-

szego pomiaru dokonano 26 X 1977 r., a ostatniego 24 IV 1979 r. Wyniki tych pomiarów, które wykazały cofnięcie się stromych krawędzi koryta zaledwie o 20—50 cm, potwierdziły pewną ich stabilność. Tylko w jednym przypadku stwierdzono erozję brzegu sięgającą 1,5 m.

Istotny wpływ na stabilność brzegów ma budowa geologiczna, w tym wypadku są to odporne na erozję mady gliniaste oraz zwarta roślinność, drzewa i krzewy.

Współczesny układ koryta Zgłowiączki, w odcinku doliny wykształconej w piaszczystych terasach Wisły, należy uznać za stabilny, odpowiadający reżimowi hydrodynamicznemu rzeki. Współczesna sedymentacja w obrębie terasy zalewowej to głównie mułki ilaste, które w miarę zbliżania się do stropu przechodzą w mułki laminowane. Wielkość tej sedymentacji jest niewielka, po przejściach wiosennych fal powodziowych jej miąższość ogranicza się od kilku do kilkunastu milimetrów. Wiosną 1979 r. fala powodziowa osiągnęła jeden z najwyższych stanów w okresie ostatnich kilkudziesięciu lat (fot. 1, 4). Sytuacja ta pozwoliła m.in. na dokładniejsze skartowanie niewielkich fragmentów terasy nadzalewowej w obrębie ujściowego odcinka doliny Zgłowiączki.

Zagadnienie współczesnych zmian rzeźby terasy zalewowej wywołanych katastrofalnymi przejściami fal powodziowych jest problemem bardzo istotnym, wybiegającym jednak poza ramy niniejszej pracy.

UWAGI KOŃCOWE

Pięcioletnie badania geomorfologiczne i geologiczne przeprowadzone w dolinie Zgłowiączki pozwoliły określić charakter procesów morfogenetycznych, które zdecydowały o ukształtowaniu oblicza tej największej formy dolinnej południowo-wschodnich Kujaw. Odmienność rozwoju poszczególnych fragmentów doliny oraz fakt, że w podjętym temacie postanowiono możliwie najpełniej scharakteryzować wszystkie etapy jej rozwoju, spowodowała konieczność zastosowania wielu różnorodnych metod badawczych. Główne wnioski wynikające z przeprowadzonych badań są następujące:

1. Dolina Zgłowiączki w obrębie Wysoczyzny Kujawskiej wycięta jest w powszechnie zalegającym tu pokładzie gliny morenowej. Pod nią zalegają utwory zastoiskowe (iły i mułki), które z kolei stanowią strop serii piaszczysto-żwirowej. W kilku przekrojach geologicznych, pod utworami ilasto-mułkowymi, stwierdzono występowanie drugiego pokładu gliny morenowej. Górna glina morenowa o miąższości do 35 m pochodzi z okresu zlodowacenia bałtyckiego (Vistulian), a dolna prawdopodobnie ze środkowopolskiego. Nie ma podstaw, aby wiązać przebieg doliny Zgłowiączki z morfologią powierzchni podczwartorzędowej.

2. Dolina Zgłowiączki składa się z trzech odmiennych fragmentów. Pierwszy jej odcinek, najdłuższy, obejmujący ponad 50% długości doliny stanowi rynnę glacialną. Drugi fragment doliny, biegnący przez obniżoną część Wysoczyzny Kujawskiej, na północ od Brześcia Kujawskiego ułożył się prawdopodobnie w osi niewielkich rynien, które uległy znacznemu przeobrażeniu w wyniku przepływu wód roztopowych i rzecznych. Wreszcie ujściowy odcinek doliny o długości 10 km, biegnący w dolinie Wisły, jest w pełni ukształtowany przez rzekę Zgłowiączkę.

3. W obrębie rynnowej części doliny stwierdzono występowanie poziomów oraz izolowanych pagórków zbudowanych z mułków lub drobnych piasków, które zakwalifikowano jako terasy i pagórki kemowe. Podstawę do takiego określenia genetycznego tych form dała analiza środowiska depozycyjnego budujących je osadów, jak również ich usytuowanie. Wyróżnione formy tworzyły się najprawdopodobniej synchronicznie w zagłębieniach i szczelinach lodu konserwującego rynnę.

4. Drobne osady do budowy teras kemowych i kemów w rynnach dostarczane były przez niewielkie ilości płynących wód roztopowych, które pochodziły z topniejących martwych lodów, leżących w sąsiedztwie rynny. Szlaki płynięcia wód roztopowych z północnego zachodu i południowego wschodu w kierunku rynny są słabo wykształcone. Utworzyły się one w osiach płytkich rynien glacialnych lub przez połączenie podłużnych płytkich zagłębień terenowych o charakterze wytopiskowym.

5. Proces degradacji lodu konserwującego rynnę mógł trwać do końca postglacialnego optimum klimatycznego.

6. Pierwszy etap tworzenia się doliny Zgłowiączki na odcinku Brześć Kujawski—Wieniec związany jest z dokonaniem się przełomu Wisły na północ z Kotliny Płockiej do Kotliny Toruńskiej. W tym fragmencie doliny najprawdopodobniej powstał wówczas poziom 72—74 m n.p.m., w którym płynęły wody z rynny Zgłowiączki, a także jak się wydaje, z doliny Bachorzy. Niższy erozyjny poziom 65—70 m n.p.m. należy wiązać z okresem intensywnego wcinania się rzeki Zgłowiączki, nawiązującej do szybko obniżającej się bazy erozyjnej, jaką jest Wisła.

7. Schyłek późnego glaciału (Alleröd) był już zapewne okresem, w którym Zgłowiączka w ujściowym odcinku intensywnie meandrowała w poziomie współczesnego dna. Wskazują na to wyniki datowań osadów organicznych wypełniających stare zakola, usytuowane w jej dnie. Wiek próby pobranej w lewobrzeżnej części dna doliny wynosi 9745 ± 95 B.P., natomiast w prawobrzeżnej 10160 ± 175 B.P. W początkowym okresie towarzyszyło meandrowaniu rzeki równoczesne jej wcinanie się. Dno doliny Zgłowiączki w drugiej połowie holocenu uległo prawdopodobnie stabilizacji pionowej, a być może w niewielkim stopniu agrodacji.

8. Zgłowiączka w okresie tworzenia się dużych meandrów prawdopodobnie miała około dziesięciokrotnie większy przepływ aniżeli obecnie. Wydaje się, że prócz czynników klimatycznych, na większy przepływ w schyłkowym okresie późnego glaciału i na początku holocenu mogły mieć wpływ wody pochodzące z topnienia resztek lodów konserwujących rynnę, która w tym okresie była już włączona do jednolitego odpływu dolinnego.

9. W okresie holocenijskim w obrębie przełomowego odcinka doliny Wisły, która jest bazą erozyjną dla Zgłowiączki, jak należy sądzić na podstawie rezultatów datowania osadów organicznych oraz budowy geologicznej ujściowego odcinka doliny Zgłowiączki, zachodziły niewielkie zmiany w zakresie agrodacji lub degradacji dna doliny Wisły. Dominowały tu zapewne, podobnie jak w badanym odcinku doliny Zgłowiączki, poziome zmiany przebiegu koryta, prawdopodobnie rzeki meandrującej.

10. Zróznicowanie wykształcenia współczesnego układu koryta na całej długości rzeki Zgłowiączki jest odzwierciedleniem odmiennej genezy poszczególnych odcinków doliny.

11. Obecny układ koryta Zgłowiączki w części doliny wyciętej w terasach Wisły należy uznać za stabilny, odpowiadający reżimowi hydrodynamicznemu rzeki.

INSTYTUT GEOGRAFII
& PRZESTRZENNEGO ZIEMOPIEMNIA
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Przeszacowania i Kartografowania
00-330 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

LITERATURA

- Allen J. R. L., 1965, *A review of the origin and characteristic of recent alluvial sediments*, *Sedimentology* 5, s. 91—191.
- 1970, *Physical processes of sedimentation*, New York.
- Andrzejewski, L., 1974, *Polodowcowe formy marginalne południowo-zachodniej części Wysoczyzny Kujawskiej*, Maszynopis pracy magisterskiej w Instytucie Geografii UMK w Toruniu.
- 1979, *Kemy okolic Sadłuzek w południowej części Wysoczyzny Kujawskiej*, *Przegl. Geogr.*, t. 51, z. 1.
- Baraniecka M. D., 1969, *Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji*, *Kwart. Geol.*, t. 13.
- Bartkowski T., 1954, *O kemach i terasach kemowych*, *Czas. Geogr.*, t. 25, z. 1—2.
- 1965, *Areal deglaciation in the Wielkopolska Lowland*, *Geogr. Polon.* 6.
- 1968, *Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja*, *Bad. Fizj. nad Polską Zach.*, t. 21, Poznań.
- 1970, *W sprawie klasyfikacji kemów*, *Spraw. PTPN*, nr 1.
- Barysznikow N. B., 1978, *Riecznyje pojmy*, Leningrad.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1961, *Badania palinologiczne torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem a Włocławkiem*, *Z badań czwartorzędu w Polsce*, t. 10, *Biul. PIG* 169.
- Czałow R. S., 1970, *Rielief pojmy*, [w:] *Erozja poczw i rustowyje prociesy*.
- Drozdowski E., 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, *Pr. Geogr. IG PAN*, nr 104.
- Drozdowski E., Berglund B. E., 1976, *Development and chronology of lower Vistula river valley, North Poland*, *Boreas* Vol. 5, s. 95—107.
- Falkowski E., 1967, *Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost—Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju*, *Biul. Inst. Geol.* 198: *Z badań geologiczno-inżynierskich w Polsce*, t. 4, Warszawa.
- 1971, *Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*, *Biul. Geol.*, t. 12.
- 1975, *Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene*, *Biul. Geol.*, t. 19.
- Florek W., 1978, *Próba analizy zmian cech geometrycznych meandrów współczesnych i kopalnych na przykładzie dolnego Bobru*, *Przegl. Geogr.*, t. 50, z. 4.
- Folk R. L., Ward W. C., 1957, *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*, *Journ. Sed. Petrology*, Vol. 27, No. 1.
- Froehlich W., Kaszowski L., Starkel L., 1977, *Studies of present day and past river activity in the Polish Carpathians*, [w:] *River channel changes*, Ed. by: K. J. Gregory, Chichester.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle dolnego Powiśla*, *Prace Inst. Geogr. Uniw. Poznań.*, nr 12—13.

- 1953, *Morfologia doliny i sandru Brdy*, *Studia Soc. Sci. Torun.*, Sec. C, t. 1, nr 6.
- 1961, *Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) ice marginal streamway*, Polish Academy of Sciences, Inst. Geogr., *Studies*, nr 29.
- 1965, *Some new problems concerning subglacial channels*, *Geogr. Polon.* 6.
- 1968, *Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy pradoliny Noteci—Warty i dolin z nią związanych*, *Przegl. Geogr.*, t. 40, z. 4.
- 1972, *Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, Niż Polski, Warszawa.
- Gradziński R., 1973, *Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych*, *Postępy Nauk Geologicznych*, nr 5, Wyd. Geol.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976, *Sedymetologia*, Wyd. Geol. Warszawa.
- Grzegorzczak M., 1970, *Metody przedstawiania uziarnienia osadów*, PTPN, *Prace Kom. Geogr.-Geol.*, t. 10, z. 2.
- Inglis C. C., 1941, *Meandering of rivers*, *Central Board of Irrigation (India)*, pub. 24.
- Jewtuchowicz S., 1972, *Glacialne problemy plejstocenu a badania lodowców współczesnych*, *Przegl. Geogr.*, t. 44, z. 2.
- Jopling A. V., 1969, *Some techniques used in the hydraulic interpretation of fluvial and fluvio-glacial deposits*, Science Research Associates (Canada).
- Karczewski A., 1971, *Zmienność litologiczna i strukturalna kemów Pomorza Zachodniego, a zagadnienie ich klasyfikacji*, PTPN, *Pr. Kom. Geogr.-Geol.*, t. 11, z. 3.
- Klimaszewski M., 1960, *Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fjordem a Eidem-Bukta*. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.* 1.
- Kondracki J., 1978, *Geografia fizyczna Polski*, Warszawa.
- Koutaniemi L., *Late-glacial and post-glacial development of the valleys of the Oulanka river basin, north-eastern Finland*, Oulu.
- Kozarski S., 1962, *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci Warty*, PTPN, *Wyd. Mat.-Przyr.*, Pr. Komisji Geogr.-Geol., t. 2, z. 3.
- 1963, *O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce Zachodniej*, *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, t. 11.
- 1966, *The origin of subglacial channels in the North Polish and North German Plain*. *Bull. de la Soc. des Amis des Sci. et des Lettres de Poznań*, 20.
- 1977, *Ukierunkowane wytopiska na sandrach*. *Studia Geologica Polonica*, t. 53, *Zagad. Czwartorzędu*. Wyd. Geol.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1978, *Problemy późnowürmskiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim*, PTPN, *Wyd. Mat.-Przyr.*, Pr. Kom. Geogr.-Geol., t. 19.
- Kozłowska M., 1972, *Morfogeneza rynny kokoszczyńsko-bledzewskiej w okolicach Sierpca*, *Acta Geol. Pol.*, 22 (1), Warszawa.
- Krygowski B., 1953, *Mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej*, *Archiwum Instytutu Geografii PAN w Toruniu*.
- 1956, *O dwóch nowych podziałach na regiony geograficzne Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej*, *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, t. 3.
- 1961, *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, cz. I. Geomorfologia*, PTPN, *Wyd. Mat.-Przyr.*
- 1964, *Graniformametrii mechaniczna — teoria i zastosowanie*, PTPN, *Wyd. Mat.-Przyr.*, t. 2, z. 4.
- 1972, *Nizina Wielkopolska*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, Niż Polski, Warszawa.

- Lamparski Z., 1979, *Geneza i rozwój rynny janoszyckiej na Wysoczyźnie Płockiej*, Biul. Geol., t. 23.
- Lencewicz S., 1927, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, Prace PIG, t. 2, nr 2, Warszawa.
- Leopold L. B., Maddock T., 1953, *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*, US. Geol. Surv. Prof. Paper, 252.
- Leopold L. B., Wolman M. G., 1957, *River channel pattern: braidet, meandering and straight*, US Geol. Surv. Prof. Paper 282—B.
- Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P., 1964, *Fluvial processes in geomorphology*, S. Franc.-London.
- Maik M., 1961, *Morphological limit of the last glaciation along the line Radziejów—Koło*, [w:] *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras*, Part I, Nort Poland, VI-th Congress INQUA.
- Majdanowski S., 1947, *Rozmieszczenie i kierunki rynien na Nizu Polskim*, Przegł. Geogr., t. 21, z. 1—2.
- Mangerud J. i in., 1974, *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*, Boreas 3.
- Mänsikkaniemi H., 1972, *Regional differences in the sinuosity of rivers in Finland*, Fennia 118, Helsinki.
- 1974, *Comparison of river sinuosity in Britain, N. Poland and Finland*, Annales Univ. Turku. Ser. A 2, 54.
- Mojski J., E., 1960, *Schytek późnego plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej*, Kwart. Geol., t. 4.
- Mrózek W., 1961, *Zagadnienie źródeł Noteci*, Zesz. Nauk. UMK w Toruniu, Nauki Mat.-Przyr., Geografia 3, z. 10.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1972, *Stages of Holocene evolution of the Vistula valley on the background of its older history in the light of investigation carried out near Tarnobrzeg*, Excursion Guide-Book, Symposium of the INQUA Commission on Studies of the Holocene „Changes in the paleogeography of valley floors of the Vistula drainage basin during Holocene”, 2nd Part-The Polish Lowland.
- 1977, *Channel pattern changes during the last glaciation and Holocene in the northern part of the Sandomierz basin and the middle part of the Vistula valley, Poland*, [w:] *River channel changes*, Ed. by: K. J. Gregory, Chichester.
- Niewiarowski W., 1959, *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej*, Stud. Soc. Scien. Torun., Sec. C, vol. 4, nr 1.
- 1965, *Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemowych na terenie Peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia*, Zesz. Nauk. UMK, Nauki Mat.-Przyr., z. 11, Toruń.
- 1968, *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy*, Studia Soc. Sci. Torun., Sec. C, vol. 6, nr 5.
- 1983, *The origins and development of marginal channels and valleys: a case study of the Kuyavian Lake District*, [w:] *Studies in Quaternary Geomorphology*, Ed. D. J. Briggs, R. S. Waters, International Symposia Series.
- Pasierbski M., 1979, *Remarks on the genesis of subglacial channels in Northern Poland*, Eiszeitalter u. Gegenwart 29.
- Pietkiewicz S., 1977, *Oz turtulski*, Studia Geol. Polon. t. 52, Zagadnienia czwartorzędu.
- Popow I. W., 1968, *Typy rzecznych pojm i ich swjazy z opriedielajuszczymi faktoramami*, [w:] *Morfologiczeskije i gidrawliczeskije isledowanija riek i wodojemow*, Trudy wyp. 155, Leningrad.
- 1977, *Zagadki rzecznoego rusza*, Gidromietieoizdat, Leningrad.

- Reineck H. E., Singh I. B., 1973, *Fluvial environment*, [w:] *Depositional sedimentary environments*, Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- Roszkó L., 1968a, *Z historii i rozwoju doliny dolnej Wisły*, Folia Quaternaria, 29.
- 1968b, *Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski*, [w:] *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 74.
- Schancer E. W., 1961, *Typen der Aluvialablagerungen — Report of the VI-th INQUA*, Warsaw v. 1.
- Schumm S. A., 1965, *Quaternary paleohydrology*, *The Quaternary of the United States*, A review volume for the VII Congress INQUA Princeton, New Jersey, s. 783—794.
- 1968, *River adjustment to altered hydrologic regimen — Murrumbidgee River and paleochannels*, Australia. U.S. Geol. Survey Paper Prof., 589, s. 1—65.
- 1971, *Fluvial geomorphology and river mechanics*, Water Resources Publ., Fort Collins, Colorado.
- 1973, *Geomorphic implication of climatic changes*, [In:] *Introduction to fluvial processes*, Ed. R. J. Chorley. Methuen and Co Ltd., s. 202—211.
- Simons D. B., Richardson E. V., Nordin F. C., 1965, *Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels*, [in:] *River morphology*, Benchmark Papers in Geology, Stroudsburg.
- Skompski S., 1963, *Ozy Kotliny Płockiej*, Przegł. Geogr., t. 35, z. 3.
- 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, „Z badań czwartorzędu w Polsce”, t. 12, Biul. PIG, 220.
- Skompski S., Słowański W., 1964, *Poligenetyczna dolina Wierzbicy koło Płocka*, Acta Geol. Pol., 14 (3).
- Starkel L., 1968, *Przebieg erozji i akumulacji rzecznej w holocenie*, Folia Quaternaria, 29.
- 1977, *Last glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys*, Stud. Geom. Carp.-Balc. 11.
- 1978, *Poleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- Stochlak J., 1968, *Statystyczne wskaźniki uziarnienia gruntów sypkich*, Przegł. Geol., nr 3 (180).
- 1973, *Możliwość interpretacji genezy osadów drobnoklastycznych na podstawie statystycznych wskaźników uziarnienia*, Przegł. Geol., nr 12.
- Sundborg A., 1965, *The river Klaräven. A study of fluvial processes*, Geogr. Ann. 38.
- 1967, *Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology*. General views and graphic methods. Geografiska Annaler, vol. 49 ser. A.
- Szumański A., 1972, *Changes in the development of the Lower San channel pattern in the Late Pleistocene and Holocene*, Excursion Guide-Book, Symposium of the INQUA Commission on Studies of the Holocene „Changes in the paleography of valley floors of the Vistula drainage basin during Holocene”. 2nd Part — The Polish Lowland.
- Szupryczyński J., 1965, *Eskers and kames in the Spitsbergen area*, Geogr. Polcn., 6.
- 1968, *Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 71.
- Trafas, 1975, *Zmiany biegu koryta Wisły na wschód od Krakowa w świetle map archiwalnych i fotointerpretacji*, Prace Geogr., z. 40, Prace Inst. Geogr. UJ.
- Williams P. F., Rust B. R., 1969, *The sedimentology of a braided river*. Journal Sed. Petrol., 39, 649—679.

- Wiśniewski E., 1974, *Dolina Bachorzy — problem jej genezy i znaczenia w okresie wczesnośredniowiecznym*, Przegl. Geogr., t. 46, z. 2.
- 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Prace Geogr. IG PAN, nr 119.
- 1980, *Geomorfologia doliny pomiędzy Faksinge a Mogenstroup (południowa Zelandia, Dania)*, Przegl. Geogr., t. 52, z. 2.
- Wolman M. G., Leopold L. B., *River flood plains: some observations on their formation*, US. Geol. Prof. Paper, 282 — C.
- Znamieńska N. S., 1973, *O formowaniu rzelefa pojm mieandrujących riek*, [w:] *Isledowanija morfologii i gidrawliki riek i wodojemow*, Trudy wyp. 209, Leningrad.

THE ZGŁOWIĄCZKA VALLEY — ITS ORIGIN AND DEVELOPMENT IN THE LATE GLACIAL AGE AND HOLOCENE

Summary

The Zgłowiączka river is the biggest left-bank tributary of the Vistula river between the Warsaw Basin and the Toruń Basin. The geomorphological development of its valley, which is about 55-km long, has never been thoroughly studied so far. The geomorphological research of the Zgłowiączka valley was started in 1976 and finished in 1980. Genetic dissimilarity of a part of this valley made the author aim at solving the following issues:

— morphogenesis of a glacial drainage channel which is used by the Zgłowiączka river at present and its role in draining off melt-waters later on;

— reconstruction of the depositional environment of sediments which build convex relief forms in the bottom of the channel;

— establishing the relation between the Zgłowiączka valley and erosional and accumulative horizons of the lowered part of the high plain near Brześć Kujawski;

— establishing the relation between the Zgłowiączka valley and the Bachorza valley which provided the way for draining off melt-waters;

— evolution of the course of fluvial processes in the Zgłowiączka river in the late Glacial Age and Holocene and their connection with changes of the situation of the Vistula river as an erosional and accumulative base for the Zgłowiączka river.

Many various methods were used during the research. Detailed geomorphological maps of the valley were made and its geological structure and structural and textural properties of sediments studied. Granulometric analyses were made for 350 samples and they determined basic parameters of statistical indices. Several samples of sediments were subjected to palynological analyses while the age of five of them was determined with the C-14 method. The study is broadly based on the interpretation of air photographs which made it possible to reconstruct the course of old river channels and to determine their geometrical parameters.

The research methods which were employed-made it possible to draw the following conclusions:

1. The Zgłowiączka valley is a young form carved within Kuyawy Morainic Plateau into a stratum of till deposited during the last (Vistulian) glaciation (Figs 3, 4). It is composed of three different sectors. The first and longest sector of the valley is a true subglacial channel. The second part of the valley, running through the lowered part of the Kuyawy Morainic Plateau north of Brześć Kujawski has been probably developed also in the axis of small subglacial channels. The sector of the valley at the river junction, which is 10 km long and runs within the Vistula valley, has been totally moulded by the Zgłowiączka river (Fig. 2).

2. It was stated that the first subglacial channel sector is characterized by the occurrence of terraces and isolated kame hillocks (Fig. 5) which are most frequently composed of silts and fine sands. The basis for such a genetic interpretation gave the results of an analysis of depositional environment of sediments of which these forms are composed (Figs 8—15) and analysis of their geomorphological situation (Figs 6, 7). These forms were most probably formed synchronically in hollows and crevasses of ice which conserved the channel under the conditions of stagnant and slowly flowing waters. Fine sediments were supplied by meltwaters coming from melting dead ice.

3. According to the obtained dating of organic sediments in the channel bottom (9259 ± 135 B. P., Gd-1155, 6615 ± 70 B. P., Gd-1147), this form started to be filled at the turn of the Late Glacial and Holocene. Since the process of covering of ice by plant could have taken place when deeper layers of ice has not melted away, it is not unlikely that the ice conserving channel had degraded by the end of the post-glacial climatic optimum.

4. The first stage of the formation of the Zgłowiączka valley at the section Brześć Kujawski—Wieniec is connected with the formation of the Vistula river gap north of the Płock Basin to the Toruń Basin. This was the time when the terrace of 72—74 m a.s.l. was formed and waters from the Zgłowiączka valley and also, at it seems, from the Bachorza valley were flowing on this level towards the Vistula river. The lower, erosional level of 65—70 m a.s.l. should be connected with the period of intensive incision by the Zgłowiączka river which followed due to the quickly lowering of the erosional base of the Vistula river (Fig. 19).

5. The end of the late Glacial Period (Alleröd) was already a period when the Zgłowiączka was intensively meandering within the contemporary bottom at the sector of the river junction (Fig. 21). This is indicated by the results of datings of organic sediments which fill old river meanders in its bottom. The age of a sample taken from the left-bank part of the valey bottom is 9745 ± 95 B. P., Gd-1153 (Fig. 22) while that of a sample taken from the right-bank part $10\ 160 \pm 175$ B. P., Gd-1156 (Fig. 23).

6. The Zgłowiączka river discharge was probably about ten times higher at the time when big meanders were formed than at present. It seems that apart from climatic factors, the bigger discharge at the end of the late Glacial Period and at the beginning of the Holocene could have been influenced by waters coming from the melting of the remaining dead ice which preserved the channel which had already included in the homogeneous valley run-off.

7. The varied shape of the contemporary arrangement of the channel along the entire Zgłowiączka river reflects a different origin of individual sectors of the investigated valley. In the sector at the river junction the Zgłowiączka river has a stable channel system which corresponds to hydrodynamic regime of the river.

Translated by Aneta Dylewska

ДОЛИНА ЗГЛОВЁНЧКИ, ЕЁ ГЕНЕЗИС И РАЗВИТИЕ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Резюме

Згловёнчка — наиболее крупный левобережный приток Вислы между Варшавской и Торуньской котловинами. Геоморфологическое развитие её долины, длиной в около 55 км, до настоящего времени никогда подробно не изучалось. Геоморфологические исследования были проведены в 1976—1980 годах. Было установлено, что отдельные части долины генетически различны, потому автор поставил себе целью решение следующих проблем:

— морфогенезис гляциальной ложбины, используемой в настоящее время рекой Згловёнчкой, её значение для стока талых вод;

— Реконструкция среды, в которой отлагались осадки, слагающие выпуклые формы на дне ложбины;

— установление связи долины Згловёнчки с эрозионно-аккумулятивными уровнями пониженной части моренного плато в районе Бжесця Куявского;

— установление связи долины Згловёнчки с долиной Бахожи, вдоль которой шёл сток талых вод;

— эволюция хода флювиальных процессов реки Згловёнчки в позднеледниковье и голоцене и их связь с изменениями положения Вислы как эрозионно-аккумулятивного базиса Згловёнчки;

Во время исследований применялось много различных методов. Было проведено подробное геоморфологическое картирование долины, изучалось её геологическое строение и структурно-текстурные особенности отложений. Был проведен гранулометрический анализ 350 образцов и установлен ряд основных параметров статистических показателей. Несколько образцов изучались палинологическим методом, для пяти получены определения возраста методом C_{14} . Широко использовалась интерпретация аэрофотоснимков, что дало возможность реконструкции древних речных русел и определение их геометрических параметров.

Исследования при использовании указанных методов дали возможность сделать следующие выводы:

1. Долина Згловёнчки является молодой формой, вложенной на территории Куявской моренной возвышенности в ледниковую глину балтийского ледниковья (рис. 3, 4). Долина состоит из трёх различных фрагментов. Первый, самый длинный, является гляциальной ложбиной. Второй фрагмент долины, в границах пониженной части Куявской ледниковой возвышенности на север от Бжесця Куявского, проходит вероятно вдоль оси небольших гляциальных ложбин. Нижний участок долины Згловёнчки, длиной в 10 км, расположен в долине Вислы и сформировался всецело за счёт деятельности Згловёнчки (рис. 2).

2. В ложбинной части долины обнаружены уровни и изолированные холмы (рис. 5), сложенные преимущественно суглинками и мелкозернистыми песками — камовые террасы и камы. Такое определение генезиса этих форм основывается на их расположении (рис. 6, 7) и анализе среды осадконакопления (рис. 8—15). Камы сформировались вероятно синхронно в понижениях и трещинах во льду, залегающем в ложбине в стоячих или медленно

текущих водах. Мелкозернистые осадки несли воды тающих мёртвых льдов, залегающих вблизи ложбины.

3. Датировки органигенных отложения дна ложбины (9250 ± 135 BP, Gd — 1155, 6615 ± 70 BP, Gd — 1147) указывают, что её заполнение началось в переходный период от позднеледниковья к голоцену. Так как процесс зарастания мог происходить еще на залегающем в глубоких местах льду, нельзя исключить, что его таяние продолжалось до конца позднеледникового климатического оптимума.

4. Первый этап формирования долины Згловёнчки на участке Бжесц Куявски — Венец связан с прорывом Вислы к северу из Плоцкой в Торуньскую котловину. В это время образовался уровень $72-74$ м н. у. м., на котором шёл сток вод из ложбины Згловёнчки, а также, как кажется, из долины Бахожи по направлению Вислы. Более низкий, эрозионный уровень $65-70$ м н. у. м. следует увязывать с периодом интенсивного врезания реки Згловёнчки, быстро пременяющейся к понижению своего эрозионного базиса — Вислы (рис. 19).

5. Конец позднеледниковья (аллерёд) был периодом, в котором Згловёнчка у своего устья интенсивно меандрировала на уровне современного дна (рис. 21). На это указывают результаты датировок органигенных осадков, заполняющих древние меандры. Возраст образца, взятого на левом берегу реки, определён в 9745 ± 95 лет BP (Gd—1153), (рис. 22), а на правом берегу в 10160 ± 175 лет BP (Gd—1156), (рис. 23).

6. В период формирования крупных меандров разходы Згловёнчки были вероятно в десять раз больше, чем в настоящее время. Как кажется, большие расходы воды в конце позднеледниковья и начале голоцена были результатом не только влияния климатического фактора, но и притока вод от таяния остатков льда в ложбине, уже включённой в отток вод долины.

7. Различия в современном формировании русла Згловёнчки на всём её протяжении являются отражением различий генезиса отдельных участков исследуемой долины. Русло Згловёнчки в её низовьях стабильно, что соответствует гидродинамическому режиму реки.

Перевела Катажина Страшевска

**WYDAWNICTWO IG i PZ PAN
VARIA**

B. OLSZEWICZ — Dorobek polskiej historii geografii i kartografii w latach 1945—1969, 1973, zł 48,—

J. MISZALSKI — Współczesne procesy eoliczne na Pobrzeżu Słowiańskim. Studium fotointerpretacyjne, 1973, s. 150 + nlb., zł 30,—

Z. CIĘTAK, S. PIETKIEWICZ — Słownik geograficzny angielsko-polski, 1974, s. 422, zł 120,—

CENTRALNY KATALOG ZBIORÓW KARTOGRAFICZNYCH W POLSCE

Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800, 1961, s. 247, zł 72,—

Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800, 1963, s. 112, zł 28,—

Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919, 1965, s. 342, zł 76,—

Zeszyt 4. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1528—1945, 1968, s. 160, zł 48,—

Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576—1870, 1983, cz. 1 s. 109, cz. 2, tabl. 225, zł 3500,—

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

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata

1982

- 1-2 Z. BABIŃSKI — Procesy korytowe Wisły poniżej zapory wodnej we Włocławku, s. 92, zł 24,—
- 3-4 J. TAMULEWICZ — Taksonomiczne podstawy typologii reżimu opadów atmosferycznych na przykładzie Pojezierza Pomorskiego i Niziny Wielkopolskiej, s. 91, zł 60,—
- 5-6 B. GAŁCZYŃSKA, R. KULIKOWSKI — Struktura przestrzenna rolnictwa indywidualnego w województwie stołecznym warszawskim, s. 111, zł 60,—

1983

- 1 A. KOTARBA, M. KŁAPA, Z. RĄCZKOWSKA — Procesy morfogenetyczne kształtujące stoki Tatr Wysokich, s. 84, zł 60,—
- 2 A. POTRYKOWSKA — Współzależności między dojazdami do pracy a strukturą społeczną i demograficzną regionu miejskiego Warszawy w latach 1950—1973, s. 101, zł 60,—
- 3 K. BŁĄŻEJCZYK — Bioklimatyczna ocena i typologia uzdrowisk Polski, s. 85, 60,—
- 4 M. SWAŁDEK — Przekształcenia pokrywy glebowej i zbiorowisk roślinnych w Staropolskim Okręgu Przemysłowym, s. 96, zł 60,—
- 5 J. GRUCZA — Wpływ migracji na stan i strukturę demograficzną ludności gmin województw koszalińskiego i słupskiego, s. 90, zł 60,—
- 6 W. ANTONIAK — Komasaacja gruntów jako czynnik rozwoju rolnictwa na przykładzie województwa białostockiego, s. 98, zł 60,—

1984

- 1-2 PRACA ZBIOROWA — Problemy bioklimatologii uzdrowiskowej. Cz. V, s. 138, zł 120,—
- 3 L. ANDRZEJEWSKI — Dolina Zgłowiączki — jej geneza oraz rozwój w późnym glacie i holocenie, s. 84, zł 60,—
- 4 F. SZLAJFÉR — Rola plantacji w kształtowaniu przestrzeni społeczno-gospodarczej na przykładzie Ameryki Łacińskiej (w druku)
- 5 E. PYTEL-TAFEL — Struktura demograficzna jako czynnik różnicujący zbiór miast polskich (w druku)
- 6 R. BUREK — Infrastruktura gospodarcza a towarowość rolnictwa (na przykładzie woj. kieleckiego) (w druku)