

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 119

EDWARD WIŚNIEWSKI

ROZWÓJ GEOMORFOLOGICZNY  
DOLINY WISŁY POMIĘDZY  
KOTLINĄ PŁOCKĄ A KOTLINĄ  
TORUŃSKĄ

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

## PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

80. Kaszowski L., Kotarba A., *Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)*  
Nowak W. A., *Rzeźba podczwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północnośrodkowej części Wyżyny Małopolskiej*. 1970, s. 124 + 71 ilustr. + 1 załącznik kol. + 12 fot., zł 30,—
81. Stola W., *Próba typologii rolnictwa Poniżnia*. 1970, s. 146 + 23 ilustr. + 7 wkładek + 9 fot., zł 39,—
82. Praca zbiorowa. *Studia z geografii średnich miast w Polsce. Problematyka Tarnowa*. 1971, s. 274 + 45 ilustr., zł 71,—
83. Wiśniewski E., *Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy*. 1971, s. 95 + 33 ilustr., zł 24,—
84. Skoczek J., *Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu cieplnego powierzchni czynnej*. 1970, s. 96 + 49 ilustr. + 10 fot., zł 21,—
85. Jewtuchowicz S., *Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim*. 1970, s. 78 + 26 ilustr. + 5 fot., zł 18,—
86. Olechnowicz - Bobrowska B., *Częstość dni z opadem w Polsce*. 1970, s. 75 + 26 ilustr., zł 18,—
87. *Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast:*  
Dziewoński K., *Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań;*  
Jerczyński M., *Metody pośrednie identyfikacji i pomiaru*. 1971, s. 182 + 2 ilustr., zł 44,—
88. Rościszewski M., *Kierunki ewolucji rolnictwa w krajach Maghrebu*. 1970, s. 127 + 8 ilustr., zł 30,—
89. Adrjanowska E., *Przestrzenne powiązania produkcyjne stoczni gdańskich*. 1971, s. 105 + 16 ilustr., zł 22,—
90. Różycka W., *Metody oceny warunków fizjograficznych dla potrzeb planowania przestrzennego miast*. 1971, s. 203 + 16 ilustr., zł 40,—
91. Ciołkosz A., Miszański J., *Wykorzystanie zdjęć lotniczych w geografii stosowanej*. 1972, s. 86 + 23 ilustr., zł 15,—
92. Czyż T., *Zastosowanie metody analizy czynnikowej do badania ekonomicznej struktury regionalnej Polski*. 1971, s. 114 + 13 ilustr. + 11 map pod opaską, zł 38,—
93. Kostrubiec B., *Analiza zjawisk koncentracji w sieci osadniczej. Problemy metodyczne*. 1972, s. 117 + 43 ilustr., zł 24,—
94. Klimek K., *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia)*. 1972, s. 139 + 31 ilustr. + 48 fot., zł 32,—
95. Kraujalis M. W., *Udział ciepła ze sztucznych źródeł w bilansie cieplnym na obszarze Polski*. 1972, s. 74 + 10 ilustr., zł 12,—
96. Kotarba A., *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich*. 1972, s. 116 + 24 ilustr. + 15 fot., zł 24,—



POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

\*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 119

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 119

ЭДВАРД ВИСНЕВСКИ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ДОЛИНЫ ВИСЛЫ  
МЕЖДУ ПЛОЦКОЙ И ТОРУНЬСКОЙ КОТЛОВИНАМИ

\*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 119

EDWARD WIŚNIEWSKI

GEOMORPHOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE VISTULA  
VALLEY BETWEEN THE PLOCK BASIN  
AND THE TORUŃ BASIN



POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 119

EDWARD WIŚNIEWSKI

ROZWÓJ GEOMORFOLOGICZNY  
DOLINY WISŁY POMIĘDZY  
KOTLINĄ PŁOCKĄ A KOTLINĄ  
TORUŃSKĄ

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

1976

<http://rcin.org.pl>

## Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: M. KIELCZEWSKA-ZALESKA  
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI  
CZŁONKOWIE: L. STARKEL, J. SZUPRYCZYŃSKI  
SEKRETARZ: I. STAŃCZAK

Redaktor Wydawnictwa: Barbara Bober

Redaktor techniczny: Aleksandra Ikonomu

*Printed in Poland*

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1976.  
Nakład: 750 egz. Objętość: ark. wyd. 9,90, ark. druk. 7,75 · 9 wkl.,  
ark. form. A1 10,30. Papier druk sat. kl. III, 80 g, 70 × 100. Od-  
dano do składania 15 III 1976. Podpisano do druku 28 VIII 1976.  
Druk ukończono we wrześniu 1976 r. Wrocławska Drukarnia Na-  
ukowa. Zam. nr 183/76. — L-9 — Cena zł 30.—



## SPIS TREŚCI

Wprowadzenie . . . . .	7
I. Cel i metody pracy . . . . .	12
II. Uwagi ogólne o rozpatrywanym odcinku doliny Wisły oraz charakterystyka geomorfologiczna sąsiednich wysoczyzn morenowych . . . . .	16
III. Zagadnienia paleogeomorfologiczne oraz następstwa transgresji ostatniego lądolodu w dolinie Wisły w świetle analizy budowy geologicznej przyległych wysoczyzn morenowych . . . . .	19
IV. Terasy przełomowego odcinka doliny Wisły . . . . .	42
Poziom 88-89 m npm. . . . .	43
Poziom 80-84 m npm. . . . .	44
Poziomy u ujścia doliny Mieni do doliny Wisły . . . . .	47
Poziom 78 m npm. . . . .	48
Terasa 72 m npm. (IX) . . . . .	50
Terasa 67-69 m npm. (VIII) . . . . .	55
Terasa 62-63 m npm. (VII) . . . . .	58
Terasa 57-59 m npm. (VI) . . . . .	63
Terasa 51-52 m npm. (IV) . . . . .	67
Terasy nadzalewowe III i II . . . . .	71
Terasa zalewowa . . . . .	75
Zagadnienie najniższego poziomu dna koryta Wisły oraz teras kopalnych . . . . .	77
V. Geomorfologia okolic Brzeźcia Kujawskiego . . . . .	82
VI. Geneza przełomu Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską w świetle analizy wyróżnionych poziomów i teras . . . . .	95
Faza działalności wód roztopowych — kierunki odpływu i rola doliny Bachorzy w ich odprowadzaniu . . . . .	95
Działalność wód w dolinie Wisły po dokonaniu się przełomu . . . . .	103
Uwagi końcowe . . . . .	106
Literatura . . . . .	109
Геоморфологическое развитие долины Вислы между Плоцкой и Торунской Котловинами (резюме) . . . . .	114
Geomorphological development of the Vistula valley between the Płock Basin and the Toruń Basin (summary) . . . . .	119





## WPROWADZENIE

Dolina Wisły pomiędzy Warszawą a Toruniem uważana jest w literaturze geomorfologicznej za odcinek pradolinny, który łączył pradolinę wileńsko—warszawską (czy Niemna—Biebrzy i Narwi) z pradoliną Noteci—Warty. Tym potężnym szlakiem, biegnącym od Pojezierza Litewskiego poprzez Niż Polski i Pojezierze Meklemburskie, miały w okresie schyłkowym stadium pomorskiego płynąć połączone wody roztopowe i rzeczne.

Dzięki nowszym pracom R. Galona (1961 b), S. Kozarskiego (1962, 1965) oraz S. Kozarskiego i J. Szupryczyńskiego (1958) szczegółowo został poznany rozwój geomorfologiczny pradoliny Noteci—Warty. R. Galon wyróżnił w niej ponad dnem dolinnym pięć głównych teras, które nazwał: I — górna terasa przejściowa (a); II — górna terasa przejściowa (b); III — górna terasa; IV — terasa pradolinna przejściowa; V — terasa pradolinna lub sandrowa. W innej, wcześniejszej (1953), pracy o dolinie i sandrze Brdy R. Galon udowodnił, że dwie najwyższe terasy w pradolinie reprezentują fazę odpływu sandrowego, związanego z postojem łądolu na linii moren stadium pomorskiego, a ściślej, z jedną z faz recesyjnych tego stadium (faza chojeńska wg S. Kozarskiego 1965). W obrębie doliny i sandru Brdy R. Galon wyróżnił jedenaście teras, których rozwój, jak pisze, odbywał się w ścisłej zależności od rozwoju pradoliny Noteci—Warty, względnie doliny dolnej Wisły (R. Galon 1934). Dwa najwyższe poziomy sandru Brdy, które dochodzą do pradoliny Noteci—Warty, a więc terasy XI i X, mają w tej pradolinie swoje odpowiedniki w postaci teras V i IV. Niższe terasy doliny Brdy zawdzięczają swoje powstanie wyłącznie wodom rzeczonym.

Dość dokładnie poznany został również wschodni człon pradoliny Noteci—Warty, a mianowicie pradolina Drwęcy. Pierwsze jej opracowanie dał R. Galon w 1931 r. W ostatnich latach dolina ta była przedmiotem badań Z. Churskiego (1961), W. Niewiarowskiego (1968) i E. Wiśniewskiego (1971). Ten ostatni autor, prowadząc badania nad sandrem ostródzkim i północnoiławskim oraz nad doliną górnej Drwęcy, wykazał związek występujących tam teras z poziomami obu sandrów. Należy dodać, że wcześniejszy opis obu sandrów dała R. Roszkówna (1955); o poziomach sandrowych w okolicy jeziora Jeziorak na sandrze północnoiławskim pisał również M. Mrózek (1961). Cenne opracowanie doliny Drwęcy wyko-

nał W. Niewiarowski (1968); chociaż celem jego badań był rozwój morfologiczny tylko jej dolnego odcinka, dokonał on jednak powiązania teras tej doliny począwszy od jej ujścia do Kotliny Toruńskiej po Ostródę. W dolnym odcinku doliny Drwęcy W. Niewiarowski wyróżnił jedenaście teras, a więc podobną ilość jak R. Galon w dolinie Brdy. W wyniku stwierdzenia, że najwyższe terasy doliny Drwęcy, podobnie jak w dolinie Brdy, wykształciły się w fazie odpływu sandrowego podczas stadium pomorskiego, wykazany został jej pradolinny charakter, a zarazem integralność z pradoliną Noteci—Warty.

Jak już wspomniano na wstępie, w czasie funkcjonowania w stadium pomorskim jednolitej pradoliny Drwęcy—Noteci—Warty, od południa, poprzez dolinę Wisły, podążać miały synchronicznie wody roztopowe, które początkowo na wschodzie zbierały się w pradolinie wileńsko—warszawskiej, a następnie uchodziły poniżej Warszawy do doliny Wisły. Były one wówczas także zasilane wodami rzecznyymi z południa. Sądy dotyczące takiego właśnie kierunku odpływu wód doliną Wisły już w poziomie najwyższej terasy w pradolinie Drwęcy—Noteci—Warty można spotkać w literaturze geomorfologicznej bardzo często (M. D. Domońska-Baraniecka i J. E. Mojski 1960; R. Galon 1933, 1961 b, 1968 a, 1968 b, 1972 a, 1972 b; J. Kondracki 1965; J. Kotarbiński i U. Urbaniak-Biernacka 1975; W. Laskowska-Wysoczańska 1964; W. Niewiarowski 1968; W. Niewiarowski i A. Tomczak 1973; S. Skompski 1969; P. Woldstedt 1950). Przypuszczenia takie, jak się wydaje, poszczególni badacze oparli wyłącznie na faktach obserwowanych obecnie, a mianowicie pochylenie w kierunku północnym terenu, w którym wycięta jest dolina Wisły między Warszawą a Toruniem, i zarazem, będący tego konsekwencją, dzisiejszy bieg Wisły. Nie ma bowiem dotychczas w literaturze opracowania (jeśli nie weźmiemy w tym miejscu pod uwagę pracy S. Lencewicza z 1927 r.), które ujmowałoby całościowo rozwój geomorfologiczny tego, jak się przyjmuje, pradolinowego odcinka Wisły, gdzie wykorzystana byłaby i porównana ostatnio zdobyta wiedza o występujących tu kotlinach, czy o pradolinie Noteci—Warty.

Dolina Wisły między Warszawą a Toruniem liczy około 160 km długości i składa się z trzech kotlinowatych rozszerzeń oraz dwóch krótkich i wąskich odcinków przełomowych pomiędzy nimi. Najbardziej na południe położona jest Kotlina Warszawska, do której w stadium pomorskim, poprzez pradolinę wileńsko-warszawską, kierowały się wody roztopowe z sandrów Pojezierza Mazurskiego. Bardziej na zachód, pomiędzy Płockiem a Włocławkiem, istnieje drugie rozszerzenie doliny Wisły, zwane Kotliną Płocką. Szerokość tej kotliny wynosi około 20 km. O ile Kotlina Warszawska znajduje się już poza zasięgiem najmłodszego, bałtyckiego zlodowacenia, to Kotlinę Płocką lądolód tego okresu przykrył całkowicie. Lob, który przykrył Kotlinę Płocką, zatrzymał się nieco na



południowy wschód od Płocka; jest problematyczne, czy miało to miejsce podczas najstarszego stadium zlodowacenia bałtyckiego, a więc stadium leszczyńskiego, czy też stadium poznańskiego. W tej kwestii, jak dotąd, zdania są podzielone (R. Galon 1961 a, 1972 b; R. Galon i L. Roszkówna 1961; J. Kotarbiński 1966; J. E. Mojski 1960, 1969; L. Roszkówna 1968 a; S. Skompski 1969).

Trzecie wreszcie kotlinowate rozszerzenie, a zarazem pierwsze szlaku pradolinnego Drwęcy—Noteci—Warty to Kotlina Toruńska, nazywana niekiedy także Toruńsko-Bydgoską. Ciągnie się ona od Nieszawy po Nakło i ma blisko 100 km długości przy około 25 km szerokości. W tej właśnie Kotlinie Wisła zmieniła swój bieg z zachodniego w czasie stadium pomorskiego na północny w okresie późniejszym, przy czym zmiana tego kierunku poprzedzona była fazą bifurkacji.

Jak już wspomniano, odczuwa się brak opracowań dotyczących całego odcinka doliny Wisły od Warszawy po Toruń. Istnieje natomiast dość bogata literatura traktująca o morfologii i geologii poszczególnych kotlin tego odcinka. W zagadnienia te, dotyczące Kotliny Warszawskiej, wprowadzają przede wszystkim syntetyczne opracowania S. Z. Różyckiego (1961, 1967 a, 1967 b, 1972) oraz publikacje W. Laskowskiej-Wysoczańskiej (1964), S. Lencewicza (1927), J. E. Mojskiego (1967 a), J. Nowak (1960), H. Ruszczyńskiej-Szenajch (1964), L. Sawickiego (1934, 1960) i innych. W kotlinie tej, w której podczas zlodowacenia środkowopolskiego w stadium Wkry utworzyło się zastoisko i osadzały się w nim ily warwowe, wyróżnia się trzy coraz to niższe terasy akumulacyjne z okresu zlodowacenia bałtyckiego. Noszą one nazwy (od góry): IIc — otwocka; IIb — falenicka; IIa — praska. Powstały one kolejno w stadium leszczyńskim, poznańskim i pomorskim. Terasa IIc wznosi się ponad poziom Wisły 15-20 m, to znaczy jej wysokość bezwzględna waha się od 92 do 97 m npm. Terasa IIb leży na wysokości 6—7 m nad poziomem Wisły, a więc 83—84 m npm. Wreszcie terasa IIa, na którą najbardziej należy zwrócić uwagę, bowiem, jak się przyjmuje, wykształciła się ona w stadium pomorskim, a więc w czasie funkcjonowania szlaku pradolinnego Drwęcy—Noteci—Warty, wznosi się zaledwie 5 m nad poziom Wisły, tj. około 82 m npm. Z okresu holocenińskiego wyróżnia się tu również trzy terasy.

Dobrze z punktu widzenia geologicznego i geomorfologicznego poznana została także Kotlina Płocka, dzięki publikacjom Z. Borówko-Dłużakowej (1961), M. D. Domośławskiej-Baranieckiej i J. E. Mojskiego (1960), S. Lencewicza (1922, 1924 a, 1927), J. Lewińskiego (1924 a), J. Łyczewskiej (1960), A. Makowskiej i S. Skompskiego (1966), J. E. Mojskiego (1958, 1960, 1967 b), S. Skompskiego (1960, 1961, 1963, 1969) i U. Urbaniak (1965, 1967). W tym miejscu parę zdań należy się publikacji S. Skompskiego z 1969 r., który szczegółowo opracował stratygrafię osadów czwartorzędowych oraz geomorfologię tej kotliny. W jej obrębie autec-

ten wyróżnił następujące terasy (tarasy): I — białską (97 m npm.), II — ciechomicką (93 m npm.), III — łączką (85 m npm.), IV — lipianecką (81 m npm.), V — goreńską (75 m npm.), VI — korolewską (70 m npm.), VII — kosinowską (65 m npm.), terasę nadzalewową wyższą — wielkodębską (63 m npm.), terasę nadzalewową niższą — dobrzykowską (60 m npm.) oraz dwie terasy zalewowe. S. Skompski przyjmuje, że podczas oscylacji rembielińsko-sobowskiej, która miała miejsce w podfazie płockiej fazy poznańskiej, utworzył się najwyższy, sandrowy poziom Kotliny Płockiej, tzn. poziom I o wysokości 97 m npm. Odpływ wód roztopowych w tym poziomie odbywał się na wschód, południowy wschód i południe. Należy wnioskować, że wody te kierowały się do Kotliny Warszawskiej.

Podczas stadium pomorskiego, na skutek obniżenia się podstawy erozyjnej, w Kotlinie Płockiej, jak pisze S. Skompski, utworzył się poziom II — ciechomicki, o wysokości 93-94 m npm. W tym poziomie S. Skompski przyjmuje odpływ najpierw połączonych wód roztopowych i rzecznych, a potem, w niższych poziomach, rzecznych już na północ do pradoliny Noteci—Warty. Poziom II Kotliny Płockiej wiąże on z terasą V, a więc najwyższą w tej pradolinie.

Dużo uwagi poświęcono także Kotlinie Toruńskiej. Istnieją liczne publikacje dotyczące morfologii, geologii i genezy tej Kotliny (R. Galon 1929, 1933, 1934, 1961 b; A. Jentzsch 1919; K. Keilhack 1904; M. Kucharski 1966; S. Lenczewicz 1924 b, 1927; W. Mrózek 1958; W. Okołowicz 1949, 1952; P. Sonntag 1916; A. Tomczak 1962, 1971; A. Wilczyński 1973). Rozwój wiedzy o tej kotlinie, a więc historię jej badań ujętą w sposób syntetyczny, może czytelnik znaleźć w publikacji W. Niewiarowskiego i A. Tomczak (1973). Dziś w Kotlinie Toruńskiej wydzieliła się jednaście teras, a więc tyle, ile wyróżnił R. Galon (1953) w dolinie Brdy, a później W. Niewiarowski (1968) w dolinie dolnej Drwęcy. Przyjmuje się, że w dwóch najwyższych poziomach, tj. w poziomie terasy XI (wg nomenklatury R. Galona 1953), która posiada tu wysokość 80-81 m npm., i w poziomie terasy X o wysokości 75-78 m npm. odbywał się odpływ wód wyłącznie na zachód pradoliną Noteci—Warty. Ze wschodu w tych poziomach do Kotliny Toruńskiej płynęły wody roztopowe z sandrów zachodniego Pojezierza Mazurskiego. Należy przypomnieć, że miało to miejsce podczas stadium pomorskiego.

Terasy XI i X zachowały się w Kotlinie Toruńskiej tylko w postaci niewielkich fragmentów. Terasa XI, jak przyjmuje W. Mrózek, występuje u stóp Wysoczyzny Kujawskiej na północny wschód od Suchatówki; została także rozpoznana w rejonie Aleksandrowa Kujawskiego (M. Kucharski 1966). Fragmenty terasy X znaczy się między Lubiczem a Grębocinem (W. Okołowicz 1949), w rejonie Olka (W. Niewiarowski i A. Tomczak 1973), Trzcina pod Bydgoszczą i w okolicy Łabiszyna (W. Mrózek 1958) oraz u stóp Wysoczyzny Kujawskiej od Aleksandrowa Kujawskiego w kierunku na Gniewkowo.



W poziomie terasy IX, której wysokość wynosi 70-72 m n.p.m., wyraźnie wykształconej szczególnie we wschodniej części Kotliny Toruńskiej, rozpoczęła się bifurkacja wód, to znaczy część ich odpływała nadal na zachód poprzez pradolinę Noteci—Warty, a część kierowała się już doliną dolnej Wisły na północ (R. Galon 1934, 1961 b). Zjawisko to miało miejsce jeszcze w poziomie tarasy VIII, VII i VI. Po wcięciu się wód do poziomu terasy V, nastąpił całkowity ich spływ na północ.

## I. CEL I METODY PRACY

Jak dotychczas istnieje tylko jedna publikacja traktująca o rozwoju geomorfologicznym całego odcinka doliny Wisły między Kotliną Warszawską a Kotliną Toruńską. Jest to praca S. Lencewicza z 1927 roku *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, którą autor poprzedził krótką publikacją w 1922 r. Przyjął on, że poszczególne kotliny, a więc Kotliną Warszawską, Płocką i Toruńską, funkcjonowały początkowo niezależnie od siebie, a przełomy między nimi wytworzyły się później. W każdej kotlinie wydzielone zostały cztery systemy teras, przy czym dwie górne (IV i III) uznano za plejstoceny, a dwie dolne za holoceny. Terasy IV w każdej kotlinie wychodzą w powietrze. Poziomem IV w Kotlinie Płockiej jest według S. Lencewicza terasa ciechomicka (wg S. Skompskiego, 1969, terasa II — 93-94 m n.p.m.). Terasy III wytworzyły się dopiero po połączeniu się wszystkich kotlin. W czasie kiedy Wisła, jeszcze w tym poziomie, płynęła na zachód pradoliną Noteci—Warty, nastąpiła wielka oscylacja lodowca, który jezorem dotarł do Kotliny Płockiej. Pozostałością tego dolinowego zlodowacenia mają być jeziora występujące obecnie w Kotlinie Płockiej oraz moreny i ozy. Dość oryginalnie tłumaczy S. Lencewicz bieg Wisły podczas tej oscylacji. Przyjmuje on, że Wisła płynęła nadal na północ pod lodem. Pogląd ten został poddany krytyce m. in. przez R. Galona (1929).

Praca S. Lencewicza pochodzi sprzed blisko półwiecza i od tamtego czasu nie ukazała się żadna inna, która dotyczyłaby tego całego odcinka doliny Wisły. Przez ten okres wzbogaciła się nasza wiedza o poszczególnych kotlinach, co wykazano w pierwszym rozdziale tej rozprawy. Czynniono próby powiązania ze sobą wysokich poziomów występujących w kotlinach (np. S. Skompski 1969), lecz bez znajomości odcinków przełomowych. Wspomniany wyżej autor dokonał próby powiązania II poziomu Kotliny Płockiej o wysokości 93-94 m n.p.m. z terasą XI Kotliny Toruńskiej, o wysokości 80-81 m n.p.m., lecz nie zajął on stanowiska co do możliwości powiązania tego poziomu z którąś z teras Kotliny Warszawskiej. Zważywszy, że terasa IIa Kotliny Warszawskiej, która, jak się przyjmuje, powstała także w czasie stadium pomorskiego, ma wysokość 82-83 m n.p.m., a już w okolicy Wyszogrodu, jak przyjmuje H. Ruszczyń-



ska-Szenajch (1964), akumulacyjna terasa z okresu zlodowacenia bałtyckiego ma wysokość 67–68 m n.p.m., stajemy przed trudnym problemem, czy istotnie podczas stadium pomorskiego mógł istnieć tym odcinkiem doliny Wisły odpływ wód roztopowych i rzecznych na północ do pradolina Noteci—Warty.

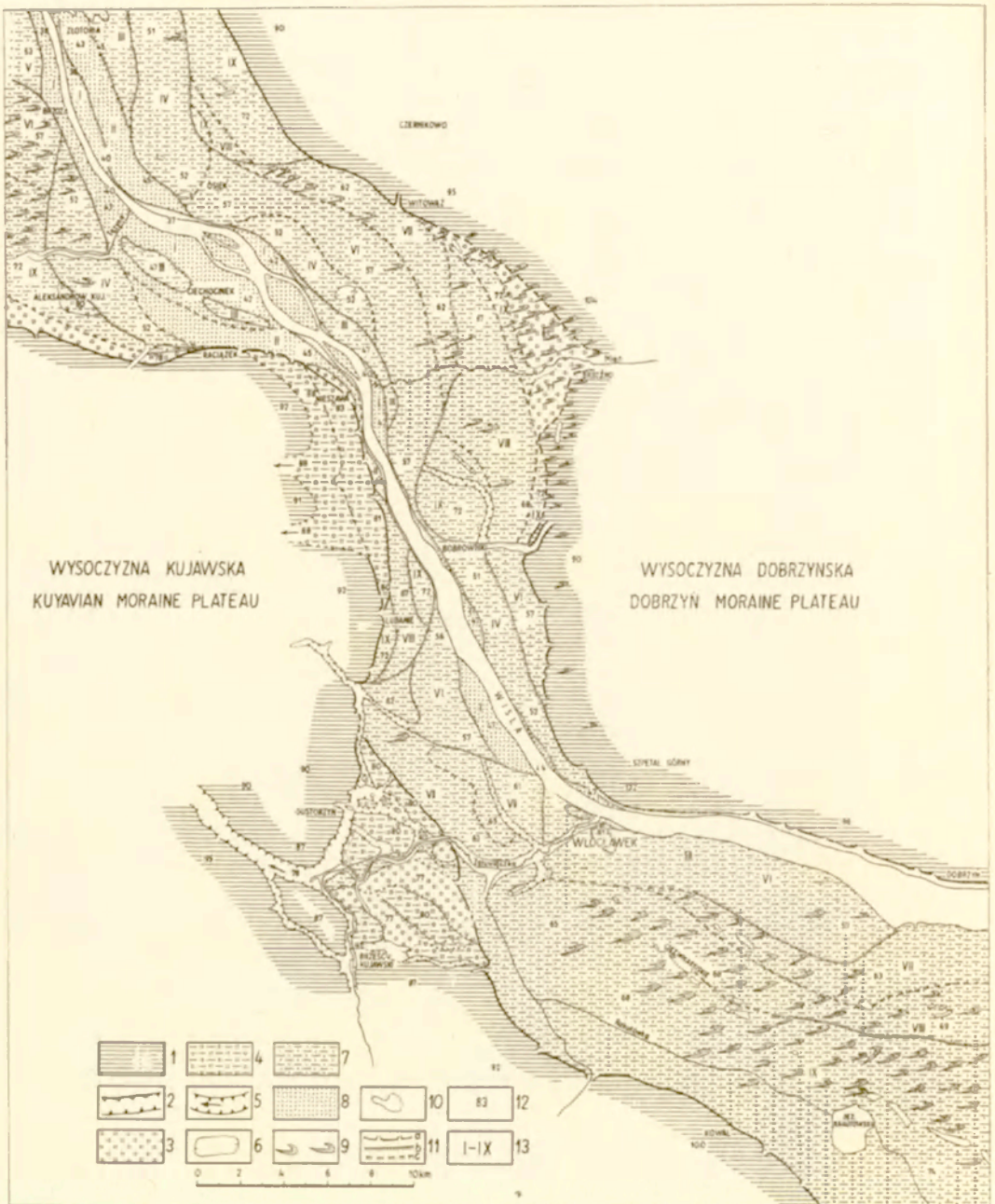
Te właśnie problemy skłoniły autora do podjęcia próby opracowania przełomowego odcinka doliny Wisły między Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską z punktu widzenia jego rozwoju geomorfologicznego ze szczególnym uwzględnieniem zdarzeń, jakie miały tu miejsce podczas recesji lądolodu w czasie zlodowacenia bałtyckiego.

Odcinek doliny Wisły, który będzie przedmiotem rozważań, jest obecnie terenem budowy wielkich elektrowni. Wybudowana została zapora wodna pod Włocławkiem, projektowana jest następna w rejonie Ciechocinka (M. Buczyński 1957; B. Fąferek 1960; J. Malinowski 1960). Zachodzi zatem potrzeba poznania genezy tego odcinka, ponieważ staje się on ważnym ekonomicznie obszarem.

Badania terenowe nad rozwojem geomorfologicznym przełomowego odcinka doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską przeprowadzone zostały w latach 1969–1973. W celu nawiązania do istniejącego już opracowania środkowej i wschodniej części Kotliny Płockiej, wykonanego przez S. Skompskiego (1969), badaniami objęto zachodnią część tej Kotliny. Podobnie na północy, nawiązano do poznanej już Kotliny Toruńskiej.

W czasie badań terenowych skartowano wszystkie terasy, występujące na rozpatrywanym odcinku doliny Wisły (ryc. 1), oraz, opierając się na naturalnych odsłonięciach terenowych oraz wykonanych wkopach (w łącznej ilości 84), dokonano badań geologicznych. Lokalizację przekrojów geologicznych oraz odkrywek terenowych, których ryciny względnie zdjęcia zamieszczone są w pracy, obrazuje rycina 2. W celu dokładnego ustalenia kierunków płynięcia wód mierzono biegi i upady warstw. Dla uchwycenia ewentualnych różnic genetycznych utworów piaszczystych, występujących w obrębie rozpatrywanego odcinka doliny Wisły, pobrano liczne próby, które poddano analizom laboratoryjnym, ze szczególnym uwzględnieniem składu mineralogiczno-petrograficznego. Badaniami, które wyżej wymieniono, objęto także obszar położony na północny wschód od Brześcia Kujawskiego, skąd bierze początek dolina Bachorzy. Musiała ona przecież spełniać ważną rolę w odwadnianiu rozpatrywanego odcinka doliny Wisły podczas recesji ostatniego lądolodu.

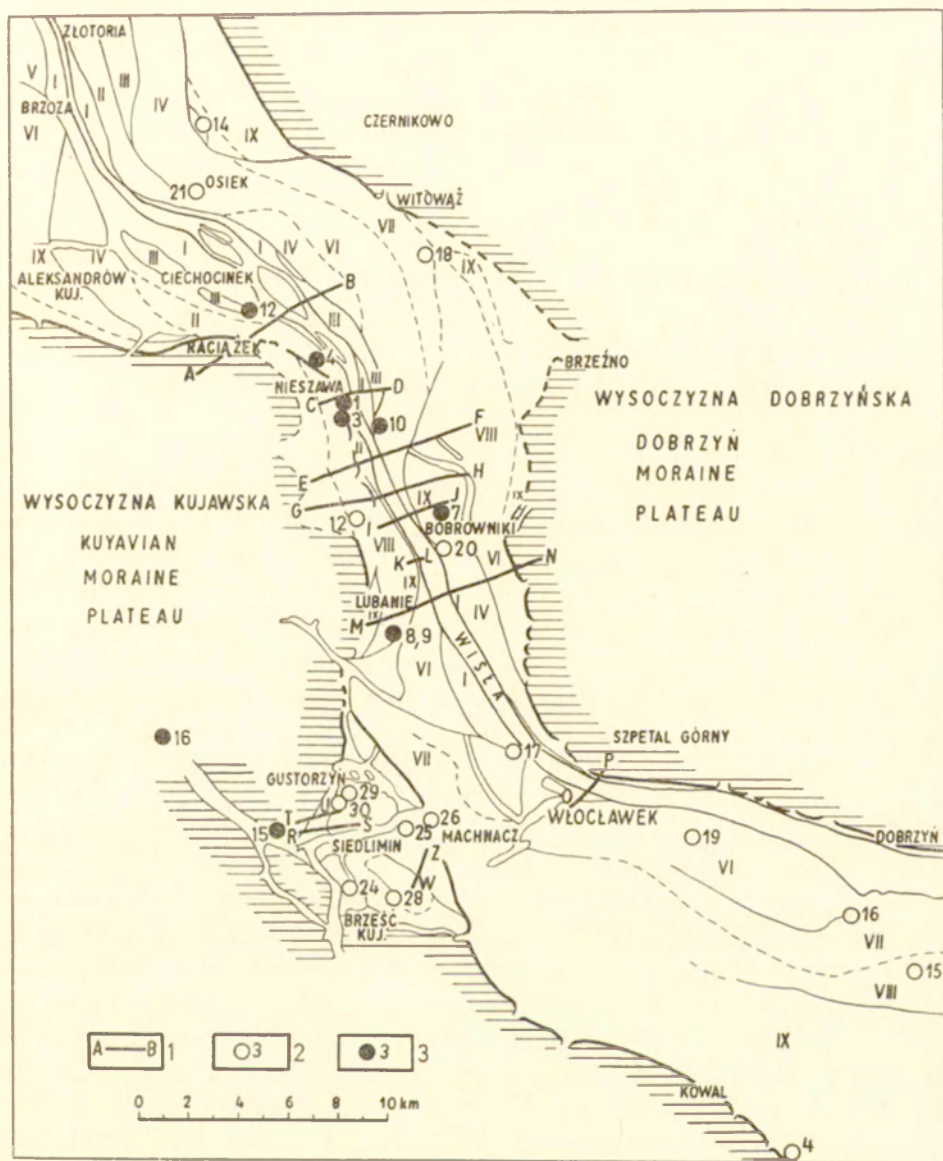
Dla uzyskania szczegółowego obrazu budowy geologicznej doliny Wisły, a także sąsiadujących z nią Wysoczyzn Kujawskiej i Dobrzyńskiej, zebrano z tych obszarów 3289 wierceń oraz sond, z których większość została autorowi udostępniona przez Przedsiębiorstwo Hydrogeologiczne z Warszawy.



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską: 1 — wysoczyzna morenowa; 2 — rynny subglacjalne; 3 — poziomy z pokrywą utworów glaciofluwialnych; 4 — erozyjne równiny wód roztopowych; 5 — doliny wód roztopowych; 6 — zagłębienia wytopiskowe; 7 — późnoglacialne terasy erozyjne; 8 — terasy akumulacyjne; 9 — wydmy; 10 — jeziora; 11 — krawędzie: a — wysoczyzny, b i c teras (b — wyraźne, c — niewyraźne); 12 — wysokości bezwzględne; 13 — numeracja teras

Fig. 1. Geomorphological sketch of Vistula valley between Plock Basin and Toruń Basin: 1 — moraine plateau; 2 — subglacial channels; 3 — distinct; 4 — erosive meltwater plains; 5 — meltwater valleys; 6 — kettles; 7 — late-glacial erosional terraces; 8 — accumulation terraces; 9 — dunes; 10 — lakes; 11 — escarpments of: a — morainic plateau, b and c — terraces (b — horizons built of glaciofluvial deposits; c — indistinct); 12 — altitude points; 13 — terrace numbers





Ryc. 2. Szkic rozmieszczenia odkrywek terenowych oraz przekrojów geologicznych cytowanych w tekście: 1 — przekroje geologiczne; 2 — miejsca odkrywek terenowych, których ryciny zamieszczone są w tekście; 3 — miejsca odkrywek terenowych, których fotografie zamieszczone są w tekście (numeracja odkrywek jak w tekście)

Fig. 2. Sketch map indicating distribution of exposures and geological cross-sections mentioned in text: 1 — geological cross-sections; 2 — localities of exposures mentioned in text; 3 — localities of exposures of which photographs are given in text (numbering of exposures as shown in text)

## II. UWAGI OGÓLNE O ROZPATRYWANYM ODCINKU DOLINY WISŁY ORAZ CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA SĄSIEDNICH WYSOCZYŹN MORENOWYCH

Odcinek doliny Wisły łączący Kotlinę Płocką i Kotlinę Toruńską ma długość około 25 km, mierząc od Włocławka do Nieszawy, a szerokość jego wynosi 7-8 km. W Kotlinie Płockiej Wisła płynie jej prawym skrajem, podcinając intensywnie najpierw zbocze Wysoczyzny Płockiej, a następnie, do Włocławka, zbocza Wysoczyzny Dobrzyńskiej. Od Włocławka Wisła zmienia swój kierunek na bardziej północny i przecina po przekątnej rozpatrywany odcinek, aby pod Nieszawą, przed wejściem do Kotliny Toruńskiej, zbliżyć się bezpośrednio do zbocza Wysoczyzny Kujawskiej. Na wschód od doliny Wisły leży Wysoczyzna Dobrzyńska, której wysokości w pobliżu tej doliny wahają się średnio od 95 do 100 m npm. Najwyższą kulminację zachodniej części tej Wysoczyzny (133 m npm) stanowi wzgórze w Szpetalu o zaburzoną glaciektogenicznie jądrem neogeńskim (W. Froehlich 1970).

Na zachodzie natomiast, jak już wiadomo, położona jest Wysoczyzna Kujawska, mająca wysokość 90-95 m npm. Wysoczyzna ta dotychczas nie posiada syntetycznego opracowania z punktu widzenia morfogenezy. Istnieje oczywiście szereg publikacji z tego obszaru, lecz dotyczą one tylko jego fragmentów lub wybranych zagadnień geomorfologicznych (T. Celmer 1969; M. D. Domosiławska-Baraniecka 1965, 1969; R. Galon 1929; S. Konieczny 1965; J. Łyczewska 1960; M. Maik 1961; W. Mrózek 1969; W. Niewiarowski 1969; U. Puckalanka 1952; E. Wiśniewski 1969, 1974).

Charakterystyczną cechą Kujaw jest równinność. Postoje lądolodu wyznaczają strefy marginalne w południowej części Kujaw, utworzone kolejno podczas stadium leszczyńskiego i poznańskiego (L. Roszkówna 1968 a). Według M. Maika (1961) na wschód od jez. Gopła wyróżnić można linie postojowe lądolodu z okresu recesji z moren stadium poznańskiego. Kolejna wyraźna strefa marginalna występuje dopiero na północy Kujaw w bliskim sąsiedztwie z Kotliną Toruńską. Wyznacza ona postój lądolodu w tzw. fazie kujawskiej czy kujawsko-dobrzyńskiej.



Rozległe obszary równiny kujawskiej pocięte są słabiej lub wyraźniej wykształconymi dolinami, którymi odprowadzane były wody roztopowe podczas deglacjacji tego obszaru. Do najlepiej wykształconych dolin o kierunku równoleżnikowym należy dolina głuszyńska, dolina Bachorzy oraz dolina parchańska. Uchodzą one do południkowego obniżenia, nazywanego często doliną goplańską, w której osi położna jest rynna jez. Gopła. Na północ od doliny goplańskiej biegnie również do Kotliny Toruńskiej dobrze wykształcona dolina plejstocenska, którą obecnie wykorzystuje rzeka Noteć.

Początkowe odcinki dwóch największych dolin, a więc doliny Bachorzy i doliny parchańskiej, są obecnie wysoko zawieszane nad doliną Wisły. Początek doliny Bachorzy znajduje się nieco na północ od Brześcia Kujawskiego, natomiast początek doliny parchańskiej należy widzieć między Nieszawą a położonym bardziej na południu Zbrachlinem. Problemy wynikłe z faktu kontaktowania się tych dolin z przełomowym odcinkiem doliny Wisły będą jeszcze przedmiotem rozważań w dalszej części pracy.

Na wschód od doliny Wisły położona jest Wysoczyzna Dobrzyńska, której rzeźbę opisał w 1925 i 1927 r. W. Nechay. Prowadzone tu w latach pięćdziesiątych i sześćdziesiątych badania geomorfologiczne, niestety, nie dały nowej syntezy wiedzy o tej Wysoczyźnie, nie licząc drobnych publikacji (M. Liberacki 1961 a-d, 1973; W. Niewiarowski 1973).

Wysoczyzna Dobrzyńska, w porównaniu z położoną na zachód od doliny Wisły Wysoczyzną Kujawską, charakteryzuje się bardziej urozmaiconą rzeźbą glacialną. Można tu spotkać w zasadzie komplet form polodowcowych różnej genezy, jak również w przydolinnej strefie Wysoczyzny sporą ilość wydm, które wkroczyły tu z obszaru doliny Wisły. W środkowej części Wysoczyzny Dobrzyńskiej M. Liberacki (1973) wyróżnia trzy wyraźne strefy marginalne z typowo wykształconymi morenami czołowymi. Dwie z nich występują w południowej części tej Wysoczyzny, które M. Liberacki nazywa morenami południowodobrzyńskimi. Najokazalsze formy występują w okolicy Ostrowitego. Reprezentują one, zdaniem tego autora, jedną z faz postoju krawędzi lądolodu podczas jego wycofywania się z moren czołowych stadium poznańskiego. Najlepiej wykształcona strefa marginalna przebiega w północnej części Wysoczyzny Dobrzyńskiej od Chrostkowa w kierunku na Rypin i Górzno. Moreny czołowe tej strefy stanowią przedłużenie moren występujących w północnej części Kujaw, które, jak już wspomniano, znaczą postój lądolodu fazy kujawskiej.

Na przedpolu moren chrostkowskich, jak pisze M. Liberacki (1973), brak jest wyraźnych śladów odwodnienia tego obszaru. Bardziej na wschodzie wody roztopowe kierowały się sandrem Skrwy, który kontaktuje się z Kotliną Płocką pomiędzy Dobrzyniem nad Wisłą a Płockiem. Część wód roztopowych spływała również do doliny Mieni, którą z ko-

lei podążały dalej na zachód w kierunku doliny Wisły. Wylot doliny wód roztopowych Mieni znajduje się w pobliżu Brzeźna, naprzeciw Nieszawy, położonej na lewym brzegu Wisły. Brak znajomości tej doliny, jej teras i roli, jaką odegrała w odprowadzaniu wód roztopowych do osi obecnej doliny Wisły, nie pozwala na paralelizację jej plejstocenijskich poziomów z poziomami Kotliny Toruńskiej czy rozpatrywanego przełomowego odcinka doliny Wisły.

Analiza kierunków odpływu wód roztopowych z Wysoczyzny Dobrzyńskiej i Kujawskiej doprowadza do stwierdzenia, że obecna oś przełomowego odcinka doliny Wisły nie stanowiła podczas deglacjacji tych wysoczyzn zbiorczej formy dolinnej, do której koncentrycznie spływałyby wody roztopowe. Doliny wód roztopowych Wysoczyzny Dobrzyńskiej były szlakami, którymi wody te przemieszczały się do osi doliny Wisły, natomiast doliny Wysoczyzny Kujawskiej odwadniały w tym samym czasie tę dolinę. Wynika więc z tego generalny wniosek, że w początkowym okresie swego rozwoju przełomowy odcinek doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską nie powodował zasadniczego zakłócenia ówczesnego, zachodniego kierunku odpływu wód roztopowych. Kiedy nastąpiła zmiana tego kierunku na północny, a więc kiedy odcinek ten przejął rolę w odprowadzaniu wód do Kotliny Toruńskiej, jest problemem, wobec którego zajęte zostanie stanowisko w trakcie dalszych rozważań.



### III. ZAGADNIENIA PALEOGEOMORFICZNE ORAZ NASTĘPSTWA TRANSGRESJI OSTATNIEGO LĄDOŁODU W DOLINIE WISŁY W ŚWIETLE ANALIZY BUDOWY GEOLOGICZNEJ PRZYLEGLYCH WYSOCZYŹN MORENOWYCH

Przed przystąpieniem do szczegółowego opisu geomorfologicznego przelomowego odcinka doliny Wisły oraz analizy budowy geologicznej teras zachodzi konieczność zaznajomienia się z budową geologiczną przydolinnych stref wysoczyzn. Znajomość ta będzie bardzo przydatna przy określaniu charakteru poszczególnych teras dolinnych. Na wstępie jednak należy zastrzec, że niestety znajomość budowy geologicznej obu wysoczyzn nie jest równa. Dobrze rozpoznana została budowa geologiczna Wysoczyzny Kujawskiej, w której zbczu, począwszy od południowej granicy opracowania po Nieszawę, znajduje się spora ilość mniejszych lub większych odśnień, a ponadto do dyspozycji były również liczne archiwalne głębokie profile geologiczne z tego obszaru. Brak naturalnych odśnień w zbczu Wysoczyzny Dobrzyńskiej na północ od Szpetala Górnego nie dał możliwości wnikliwszego wglądu w budowę geologiczną jej przydolinnej strefy. Na pewnych odcinkach zbcze to pokrywają formy wydmowe, które niekiedy utrudniają dokładniejsze wyznaczenie przebiegu krawędzi tej Wysoczyzny, jak to ma miejsce np. w obrębie ujścia doliny Mieni do doliny Wisły.

W celu rozpoznania jej budowy geologicznej oparto się zatem wyłącznie na archiwalnych głębokich profilach geologicznych, których ilość jest tu mniejsza, a rozmieszczenie nierównomierne. Dość dokładnie rozpoznana została budowa geologiczna przykrawędziowej strefy Wysoczyzny Dobrzyńskiej na wschód od Włocławka, gdzie kontaktuje się ona z Kotliną Płocką wysokim i stromym zbczem. Zbcze to jest przedmiotem oddzielnego studium geomorfologicznego wykonywanego przez M. Banacha. Pierwsze rezultaty badań dotyczące właśnie budowy geologicznej tego zbcza zostały już opublikowane (M. Banach 1973).

Penetracja naturalnych odśnień w zbczu Wysoczyzny Kujawskiej wyłoniła problemy paleogeomorfologiczne bezpośrednio dotyczące rozpatrywanego odcinka doliny Wisły, a zatem pozwoliła wniknąć w odleglejszy okres jej historii geologicznej. Zanim jednak przedstawione zostaną problemy z zakresu geochronologii tego obszaru, rozpatrzony zo-





stanie stosunek obecnej formy dolinnej względem konfiguracji powierzchni podzwartorzędowej.

Do opracowania mapy rzeźby powierzchni podzwartorzędowej wybrano 408 profili geologicznych (ryc. 3). Niektóre z nich nie osiągnęły spągu utworów czwartorzędowych, jednak w zestawieniu z tymi, które spąg ten osiągnęły, można było w przybliżeniu dokonać oceny miąższości utworów czwartorzędowych. Duża ilość archiwalnych wierceń z obrębu przydolinnej części Wysoczyzny Kujawskiej, a także z samej doliny Wisły, sprzyjała dostatecznie dokładnemu poznaniu ukształtowania powierzchni podzwartorzędowej. Brak głębokich wierceń w dolinie Wisły na północ od Bobrownik oraz mała ich ilość na Wysoczyźnie Dobrzyńskiej sprawiły, że w tej części rozpatrywanego obszaru obraz rzeźby powierzchni podzwartorzędowej jest mniej dokładny.

Analizując tę rzeźbę na całym odcinku doliny Wisły od Kotliny Płockiej po Kotlinę Toruńską widać dużą zależność dzisiejszej formy dolinnej z paleogeomorfologią starszego podłoża (ryc. 3). Innymi słowy, obecny przełomowy odcinek doliny Wisły naśladuje dolinę kopalną wyciętą w utworach trzeciorzędowych. W sposób bardzo wyraźny jest ona zarysowana w obrębie dzisiejszej Kotliny Płockiej. Zbocze Wysoczyzny Kujawskiej na kontakcie z tą Kotliną niemal idealnie naśladuje na pewnym odcinku zbocze kopalnej doliny. Jak przebiegało północne, pierwotne jej zbocze trudno jest stwierdzić, bowiem z chwilą przesunięcia się Wisły na północny skraj Kotliny Płockiej rozpoczęła ona silne podcinanie zbocza Wysoczyzny Dobrzyńskiej, a ze względu na wysokie zaleganie tu utworów trzeciorzędowych — także zbocza doliny kopalnej.

Strop utworów trzeciorzędowych obu wysoczyzn w bliskim sąsiedztwie z Kotliną Płocką zalega na wysokości ponad 80 m npm. Zważywszy, że wysoczyzny te wznoszą się około 100 m npm., łatwo można ocenić miąższość utworów czwartorzędowych. Jest ona niewielka i wynosi około 20 m.

W obrębie Kotliny Płockiej powierzchnia podzwartorzędowa zalega od 20 do ponad 30 m npm. Wartości te w porównaniu z wysokościami tej powierzchni w obrębie obu wysoczyzn wskazują na rozmiar erozji, jaka miała tu miejsce. Na północ od Szpetala i Kruszyna, położonego na Wysoczyźnie Kujawskiej, powierzchnia podzwartorzędowa w obrębie Wysoczyzny Dobrzyńskiej i Kujawskiej zalega już znacznie niżej — 40-50 m npm. Biorąc pod uwagę wysokości położenia obu wysoczyzn w bliskim sąsiedztwie z przełomowym odcinkiem doliny Wisły, wynoszące od 90 do 100 m npm., miąższość utworów czwartorzędowych wynosi około 50 m, a zatem jest znacznie wyższa aniżeli w obrębie tych samych wysoczyzn w pobliżu Kotliny Płockiej. Dno doliny kopalnej zachowuje natomiast wartości wysokości z rejonu Kotliny Płockiej, obniżając się jedynie w sposób nieznaczny w kierunku północnym do około 20 m npm. na kontakcie z dzisiejszą Kotliną Toruńską.

Trudno jest obecnie zająć stanowisko w sprawie dalszego przebiegu tej doliny w kierunku północnym, jednak, jak wynika z badań A. Wilczyńskiego (1973), powierzchnia podczwartorzędowa zalega na identycznej wysokości na południe i zachód od Torunia.

Rozpatrując problemy paleogeomorfologiczne w przelomowym odcinku doliny Wisły zwrócić należy jeszcze uwagę na inne fakty. Otóż przedstawiona dolina kopalna, którą naśladuje obecna dolina Wisły, nie wydaje się być jedyną na tym obszarze. Na Wysoczyźnie Kujawskiej, w rejonie Brześcia Kujawskiego, pojawia się inne wyraźne obniżenie w powierzchni podczwartorzędowej. Nieznany jest jego dalszy przebieg w kierunku południowo zachodnim, istnieje jednak prawdopodobieństwo, że jest to druga dolina kopalna, która łączyła się z doliną biegnącą na północ. Wnioskując z wysokości położenia jej dna (ponad 30 m n.p.m.), była ona tej pierwszej dolinie podporządkowana.

Godnym uwagi jest fakt pewnej predyspozycji dzisiejszej powierzchni od ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej rejonu Brześcia Kujawskiego. W rzeźbie obecnej istnieje tu również bardzo wyraźne obniżenie w stosunku do pozostałych sąsiadujących z nim obszarów Wysoczyzny Kujawskiej. Od tego właśnie obniżenia bierze początek biegnąca na zachód dolina Bachorzy.

Obok form dolinnych w rzeźbie powierzchni podczwartorzędowej daje się zaobserwować występowanie innych form negatywnych. Są to zazwyczaj małe lecz głębokie obniżenia. Jako przykład jednej z tych form służyć może zagłębienie, występujące na południowy wschód od Kowala, o głębokości 34 m ppm. Inne tego typu formy obserwuje się również w północnej części Wysoczyzny Kujawskiej, a także w obrębie głównej doliny kopalnej, np. w okolicy Włocławka. Są one nieco płytsze, niemniej jednak ich dna znajdują się często poniżej poziomu morza. Głęboczek taki stwierdzony został także w Lubaniu, w dnie zarysowującego się tu wąskiego obniżenia o kierunku wschód—zachód. Kształt tych wszystkich form oraz głębokości sugerują, że ich geneza związana jest najprawdopodobniej z ewersyjną działalnością wód roztopowych, jaka miała zapewne miejsce w czasie kolejnych zlodowaceń. Istnieją niewątpliwie w powierzchni utworów podczwartorzędowych także obniżenia o charakterze glaciektonicznym. Są one trudne do uchwycenia za pomocą wierceń; upoważniają jednak do zajęcia takiego stanowiska silne zaburzenia, najprawdopodobniej natury glaciektonicznej utworów trzeciorzędowych, obserwowane w zbczu Wysoczyzny Dobrzyńskiej, począwszy od Szpetala w kierunku wschodnim (M. Banach 1973; W. Froehlich 1970; R. Galon i E. Passendorfer 1948).

Powierzchnia utworów podczwartorzędowych zbudowana jest najczęściej z osadów formacji plioceńskiej, reprezentowanych przez ily pstre, przewarstwione mułkami lub piaskami drobnoziarnistymi. W wielu jednak miejscach, np. w pobliżu Jeziora Wikaryjskiego, w rejonie Ciecho-



cinka i w kilku innych punktach, stwierdza się brak utworów pliocen-  
skich, a seria czwartorzędowa leży bezpośrednio na osadach miocenu,  
składających się najczęściej z drobnoziarnistych piasków kwarcowych,  
mułków ilastych lub węgla brunatnego. W niektórych miejscach w oko-  
licy Ciechocinka utwory czwartorzędowe leżą bezpośrednio na zaburzo-  
nej uskokami powierzchni jurajsko-kredowej (zob. ryc. 5). Podobną  
sytuację obserwuje się w miejscach małych, lecz głębokich obniżen w po-  
wierzchni podczwartorzędowej, o których już wspomniano.

Podczas analizowania paleogeomorfologii powierzchni podczwartorzę-  
dowej wykazano, że wywarła ona duży wpływ na rzeźbę dzisiejszą. Prze-  
łomowy odcinek doliny Wisły utworzył się zadziwiająco dokładnie w osi  
formy dolinnej wyciętej w powierzchni podczwartorzędowej. Jedyne  
różnice, jakie występują pomiędzy tymi dolinami, dotyczą wielkości ich  
wykształcenia. Początkowy fragment przełomowego odcinka doliny Wisły  
pomiędzy Włocławkiem a Lubaniem jest węższy niż dolina kopalna;  
z kolei na północ od Lubania obserwuje się sytuację odwrotną. Z tej  
analizy wynika więc, że znacznie wcześniej przed ukształtowaniem się  
dzisiejszej rzeźby funkcjonowała tu dolina, którą, jak wynika z jej spad-  
ku, odbywał się odpływ wód na północ. Trudno jest zająć stanowisko  
w sprawie początku rozwoju tej doliny; pewnym wydaje się natomiast  
jej istnienie tu w okresie poprzedzającym ostatnie zlodowacenie, a więc  
w intergracjale eemskim. Niektóre wydarzenia, jakie miały miejsce  
w obrębie tej doliny podczas transgresji ostatniego lądolodu, zostały za-  
rejestrowane w osadach. Próba ich odtworzenia dokonana zostanie w dal-  
szych rozważaniach, przede wszystkim na podstawie niektórych odsłonień  
w zboczu Wysoczyzny Kujawskiej oraz archiwalnych profilach geologicz-  
nych.

Najciekawsze odsłonięcia w zboczu tej Wysoczyzny znajdują się na  
południe od Nieszawy. U wylotu dobrze rozwiniętej erozyjnej dolinki  
w Przypuście założona została i jest obecnie eksploatowana pokaźnych  
rozmiarów żwirownia. W odsłoniętej ścianie żwirowni, około 20 m wyso-  
kiej, odsłaniają się wyłącznie osady akumulacji wodnej (fot. 1). Z. Kur-  
lenda (1971), opracowując budowę geologiczną północnej i środkowej  
części Kujaw, określił je jako piaski i żwiry pochodzenia glacyjfluwial-  
nego. Osady te spoczywają bezpośrednio na powierzchni neogeńskiej,  
a ściślej, na pliocenских ilach pstrych. Powierzchnia ta leży w okolicach  
Nieszawy dość wysoko, bowiem w poziomie 40-50 m n.p.m., i prawdopo-  
dobnie posiada urozmaiconą rzeźbę. Niemal w całej ścianie żwirowni,  
począwszy od jej spągu, śledzić można naprzemianlegle warstwy różno-  
ziarnistych piasków oraz żwirów, często z otoczkami, akumulowane  
głównie w fazie sedymentacji płaskiej i wydmowej. Charakter osadów  
oraz sposób ich uławicenia świadczą wyraźnie, że akumulowane one były  
przez wody dość szybko płynące. Najciekawsze jest jednak to, iż wody,  
które transportowały ten materiał, płynęły w kierunku północnym, o czym

świadczą wyniki pomiarów biegów i upadów warstw. W stropowej części żwirowni obserwować można powolne drobnienie materiału, wskazujące na znaczne zmniejszanie się siły transportującej wód, aż do ich całkowitej stagnacji. W tej ostatniej fazie osadzona została około 2-metrowej miąższości warstwa mułków. W niektórych miejscach żwirowni ponad mułkami leży jeszcze 0,5-metrowej miąższości warstwa iłu brunatnego z dużą ilością głazów, pochodzących z rozmycia gliny morenowej, która iły te przykrywała. Dzięki rozpoczęciu eksploatacji nowej ściany żwirowni, prostopadłej do zbocza wysoczyzny, można było zaobserwować, że serię osadów piaszczystych i żwirowych oraz zastoiskowych przykrywają dwa pokłady glin morenowych, oddzielone od siebie 1-metrowej miąższości warstwą piasków drobnoziarnistych. Uzyskany profil geologiczny z Nieszawy jest potwierdzeniem takiej właśnie budowy geologicznej tej części przydolinnej strefy Wysoczyzny Kujawskiej, bowiem sekwencja warstw jest tu niemal zbieżna z obserwowaną we wspomnianej żwirowni:

Nieszawa, wys. 81,45 m npm.

- 0— 0,6 m — piasek drobnoziarnisty
- 0,6— 3,6 m — glina zwałowa
- 3,6— 4,5 m — piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi otoczkami
- 4,5— 6,4 m — piasek różnoziarnisty z otoczkami
- 6,4— 7,6 m — il pylasty, szarobrązowy
- 7,6—16,0 m — glina zwałowa, piaszczysta
- 16,0—17,5 m — il brunatny
- 17,5—18,4 m — mułek
- 18,4—20,0 m — piasek drobnoziarnisty
- 20,0—22,0 m — piasek średnioziarnisty
- 22,0—23,0 m — piasek drobnoziarnisty z domieszką pojedynczych żwirów
- 23,0—24,4 m — piasek średnioziarnisty
- 24,4—26,7 m — piasek średnioziarnisty z domieszką żwirów i pojedynczych otoczek
- 26,7—27,0 m — piasek różnoziarnisty z domieszką otoczek
- 27,0—28,0 m — otoczki
- 28,0—32,2 m — żwir z domieszką otoczek
- > 32,2 m — il pstry, pliocen

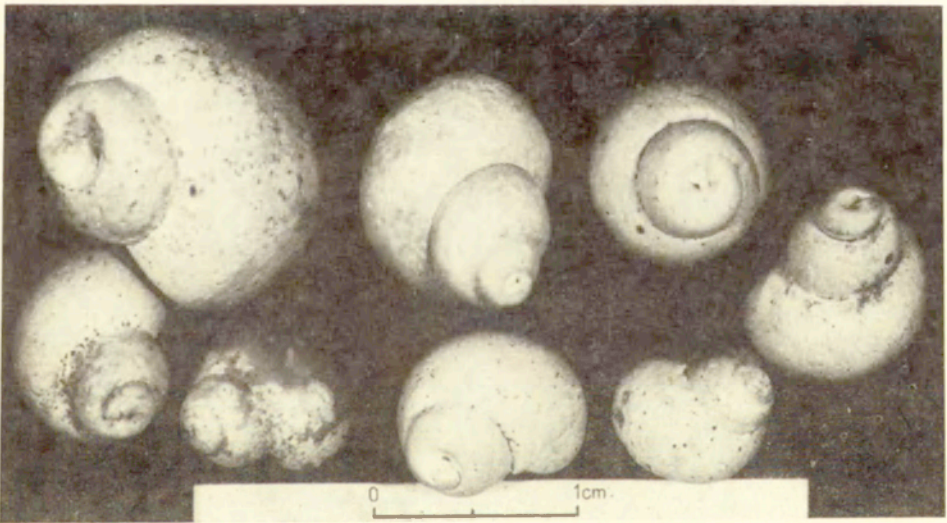
Różnice zachodzą jedynie w miąższości pokładów glin morenowych oraz warstwy przedzielającej je. W żwirowni pokład dolny ma miąższość 1 m, a górny 2 m. W podanym wyżej profilu geologicznym, oddalonym kilkadziesiąt metrów od krawędzi wysoczyzny, wartości te wynoszą odpowiednio 3 i 8,5 m, a dzielą je warstwy piasków drobno- i średnioziarnistych oraz mułki o łącznej miąższości 4 m.

W odległości 1 km na południe od żwirowni, w Przypuście, eksploatowana jest następna żwirownia, lecz już o mniejszych rozmiarach. W odsłonięciu tym, podobnie jak i w pierwszym, występują naprzemianległe ławice różnej wielkości piasków oraz żwirów z otoczkami i głazami do 30 cm średnicy. Dokładna miąższość tej serii nie została poznana. Utwory

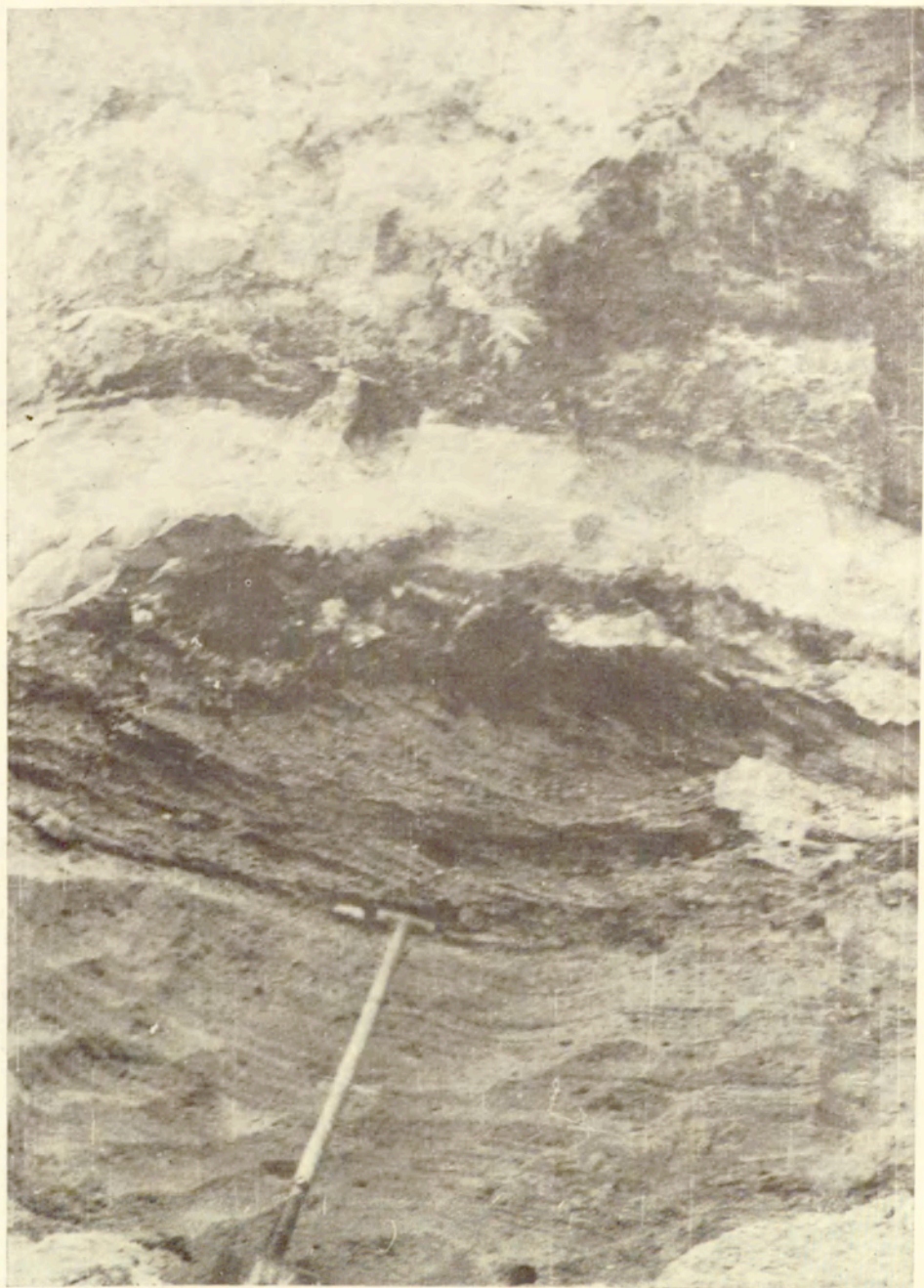




Fot. 1. Podmorenowe utwory rzeczne w żwirowni na południe od Nieszawy  
Phot. 1. Submorainic fluvial deposits in gravel pit, S of Nieszawa



Fot. 2. Okazy skorupki ślimaka *Paludina diluviana* znalezione w podmorenowych  
utworach rzecznych na południe od Nieszawy  
Phot. 2. Specimens of tests of *Paludina diluviana* snails found in submorainic fluvial deposits S of Nieszawa



Fot. 3. Utwory rzeczne sprzed zlodowacenia bałtyckiego pokryte gliną morenową  
na południe od Nieszawy

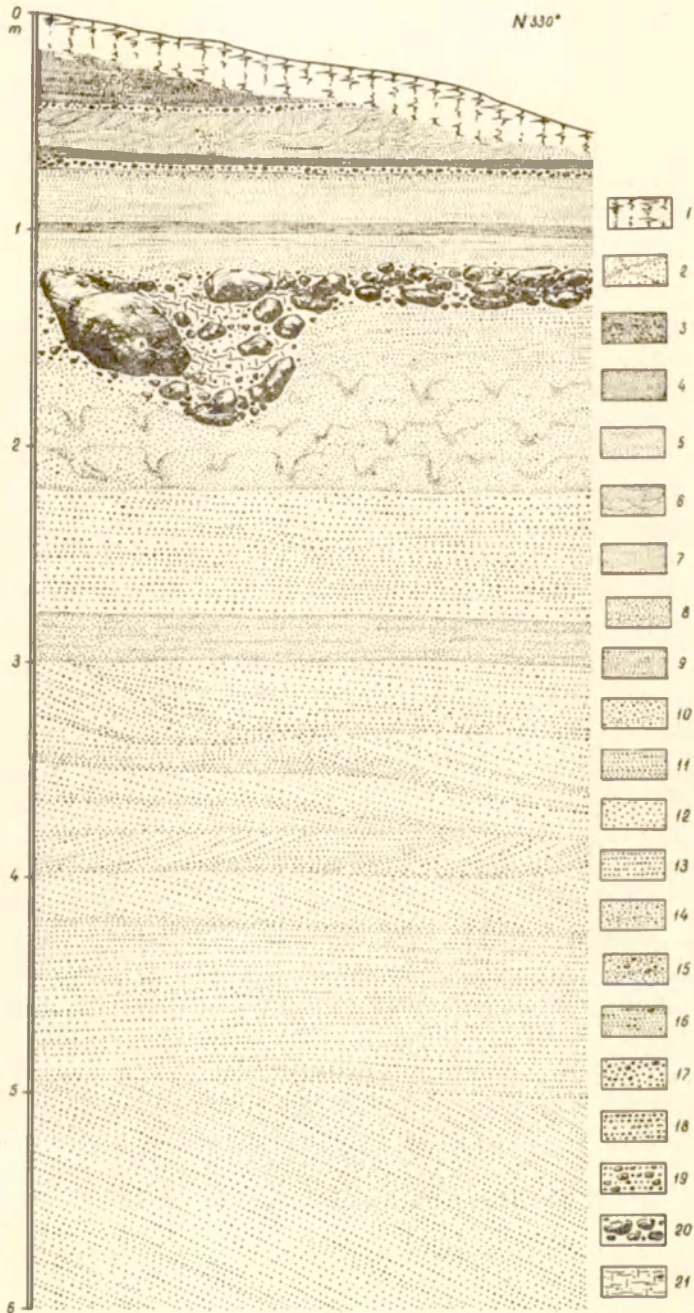
Phot. 3. Fluvial deposits from before Baltic Glaciation mantled by boulder clay,  
S of Nieszawa



te wchodzą w głąb wysoczyzny i przykryte są gliną morenową (fot. 3). Naależy jeszcze raz podkreślić, że upady warstw serii piaszczysto-żwirowej wskazują dokładnie północny kierunek płynięcia wód podczas jej akumulacji. Na kontakcie z pokładem gliny morenowej, a więc w stropie utworów piaszczysto-żwirowych, występuje również warstwa piasków drobnoziarnistych, wprawdzie o mniejszej miąższości aniżeli w Przypuście, świadcząca jednak o zmniejszającej się sile nośnej wód. Zaleganie pod gliną morenową osadów akumulacji wodnej stwierdzono również w I położonym na wysoczyźnie Przypuście.

Niewątpliwie niezmiernie interesująca i ważna jest geneza omawianej serii piaszczystej i żwirowej. Wspomniano już, że badania teksturalne wykazały akumulację tych utworów przez wody płynące w kierunku północnym. Ten fakt, jak się wydaje, jest dostatecznym dowodem odrzucającym ich glacialne pochodzenie, jak to przyjął Z. Kurlenda (1971). Jest także jeszcze inny moment, który przeczy temu pochodzeniu. Otóż w rozpatrywanej serii piaszczysto-żwirowej spotyka się całe okazy skorupki ślimaka *Paludina diluviana* (fot. 2). Faunę tę napotymano w podobnych utworach dość często, jednak jej pozycja stratygraficzna w plejstocenie nie jest jeszcze dokładnie ustalona. *Paludina diluviana* jest ślimakiem charakterystycznym dla interglacjału lądowego, a jej środowiskiem były chłodne wody strumieni. Według F. Różyckiego (1952) jest ona charakterystyczna dla interglacjału starszego od eemskiego. Autor ten nie obserwował jej równoczesnego występowania z fauną eemską. Występowanie utworów z *Paludina diluviana* w obszarach położonych w pobliżu doliny Wisły opisali również inni badacze. W Chełmnie, wg M. Limanowskiego (1922), piaski i żwiry z *Paludina diluviana* w towarzystwie *Valvata piscinalis*, *Bithynia tentaculata*, *Pisidium amnicum* występują bezpośrednio pod górnym pokładem gliny morenowej z okresu najmłodszego zlodowacenia. Utwory te, zdaniem M. Limanowskiego, są rezultatem akumulacji, która miała miejsce w okresie poprzedzającym najmłodsze zlodowacenie. Innym stanowisko, znajdujące się nad dolną Skrwą, opisał w 1964 r. Z. I Lamparski. W pobliżu wsi Winnica autor ten odkrył serię piaszczysto-żwirową z obficie występującą *Paludina diluviana*. Seria ta, jego zdaniem, leży na glinie morenowej z okresu zlodowacenia środkowopolskiego. Powstała ona w wyniku sedymentacji rzecznej w drugiej części interglacjału eemskiego.

I Przy rozpatrywaniu z punktu widzenia genetycznego serii piaszczysto-żwirowej, występującej w zbczu Wysoczyzny Kujawskiej w okolicy Nieszawy, nie wydają się być ważne rozważania, dla jakiego interglacjału *Paludina diluviana* jest formą przewodnią, ważne natomiast jest, że jej obecność wskazuje wyraźnie na rzeczny charakter tych utworów. Gdyby w akumulowaniu rozpatrywanej serii piaszczysto-żwirowej brały również udział wody roztopowe, wówczas wydarzenie to zostałoby zapewne zarejestrowane występowaniem obok *Paludina diluviana* także szczątków



Ryc. 4. Budowa geologiczna zbocza Wysoczyzny Kujawskiej między Świątkowicami a Baruchowem: 1 — gleba; 2 — nasypy piaszczyste; 3 — iły; 4 — mułki; 5 — piaski drobnoziarniste; 6 — ripplemarki w piaskach drobnoziarnistych; 7 — piaski drobnoziarniste, warstwowane; 8 — piaski drobno- i średnioziarniste; 9 — piaski drobno- i średnioziarniste, warstwowane; 10 — piaski średnio- i gruboziarniste; 11 — piaski średnio- i gruboziarniste, warstwowane; 12 — piaski gruboziarniste;



morskiej fauny eemskiej, spotykanych dość powszechnie w utworach glaciofluwialnych na obszarach położonych w sąsiedztwie doliny Wisły.

Osady o podobnym charakterze jak w okolicy Nieszawy odsłaniają się także w wielu innych miejscach w zboczu Wysoczyzny Kujawskiej, a także biorą udział w budowie geologicznej teras przelomowego odcinka doliny Wisły. Zagadnieniom dotyczącym teras, a więc ich ilości, budowy geologicznej oraz genezy, poświęcony jest następny rozdział tej pracy; w tym miejscu wydaje się celowe zaprezentowanie jeszcze budowy geologicznej zbocza Wysoczyzny Kujawskiej, kontaktującej się z Kotliną Płocką i Kotliną Toruńską.

Generalnie, budowa geologiczna odcinka zbocza tej Wysoczyzny na kontakcie z Kotliną Płocką nie różni się od budowy tego zbocza w obrębie zwięzienia dolinnego. W wielu istniejących tu mniejszych lub większych odsłonięciach widać wyraźnie, iż pod pokładem gliny morenowej występuje seria piasków i żwirów. Jedno z ciekawszych odsłonieć znajduje się między Świętkowicami a Baruchowem, 6 km na południowy wschód od Kowala (ryc. 4). W odkrywce 6-metrowej wysokości występują od spągu piaski średnio- i drobnoziarniste, niekiedy z domieszką frakcji żwirowej, o ukośnej lub płaskiej laminacji. Na piaskach tych leży warstwa głazików oraz głazów o wielkości do 0,7 m, wśród których tkwią resztki gliny morenowej. Nie ulega więc wątpliwości, że mamy tu do czynienia z brukiem pomorenowym, a więc rezydualnym osadem po glinie morenowej. Ponad brukiem odsłaniają się jeszcze naprzemianległe warstwy piasku drobnoziarnistego, mułku oraz cienkich, 2—3 centymetrowych, warstewek żwirku.

Jak wynika z badań teksturalnych serii piaszczystej, występującej poniżej bruku morenowego, jej akumulacji dokonały wody podążające w kierunku północnym. Świadczą o tym upady lamin, skupiające się

---

13 — piaski gruboziarniste, warstwowane; 14 — piaski różnoziarniste; 15 — piaski różnoziarniste ze żwirem; 16 — piaski różnoziarniste ze żwirem, warstwowane; 17 — żwiry; 18 — żwiry warstwowane; 19 — żwiry z głazikami; 20 — głaziki — bruk pomorenowy; 21 — glina morenowa

Fig. 4. Geological structure of scarps of Kuyavian Plateau, between Świętkowice and Baruchowo: 1 — soil; 2 — scattered sandy material; 3 — clays; 4 — silts; 5 — finegrained sands; 6 — ripplemarks in finegrained sands; 7 — stratified finegrained sands; 8 — fine- and mediumgrained sands; 9 — stratified fine- and mediumgrained sands; 10 — medium- and coarsegrained sands; 11 — stratified medium- and coarsegrained sands; 12 — coarsegrained sands; 13 — stratified coarsegrained sands; 14 — unequigranular sands; 15 — unequigranular sands with gravel admixture; 16 — stratified unequigranular sands with gravel admixture; 17 — gravels; 18 — stratified gravels; 19 — gravels with pebbles; 20 — pebbles a postmorainic pavement; 21 — boulder clay

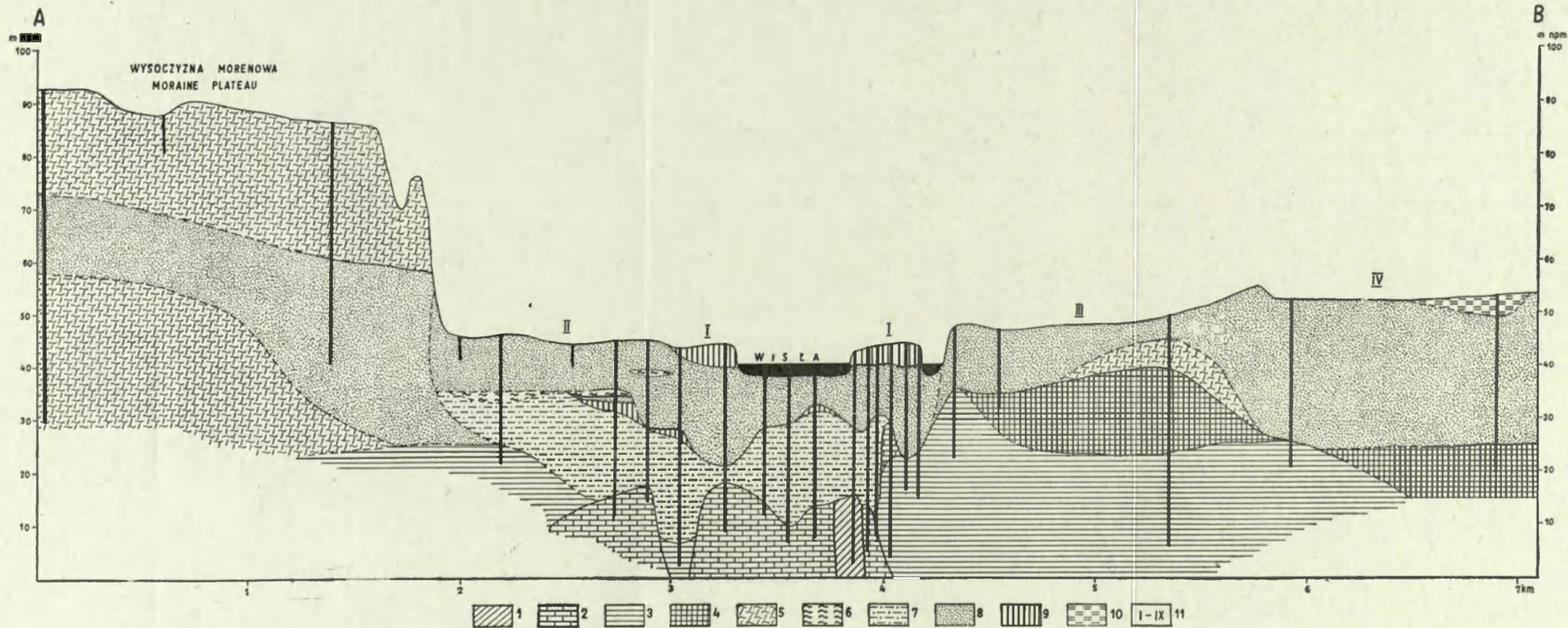
w sektorze północny wschód—północny zachód. Seria ta stanowi więc dowód, że przed ostatnim zlodowaceniem w obrębie Kotliny Płockiej istniała także dolina rzeczna. Pobyt ostatniego lądolodu zapisany tu został pokładem gliny morenowej, który, w wyniku późniejszej deglacjacji tego obszaru, uległ rozmyciu przez wody glacyjfluwalne. Działalność ich, początkowo intensywna, stawała się coraz słabsza, a okresowo nawet zanikała. Tę fazę reprezentują drobne piaski oraz mułki, które leżą na bruku pomorenowym. Wychodnię utworów piaszczystych spod gliny morenowej o upadach w kierunku północnym obserwować można również w zboczu wysoczyzny na północ od Kowala.

Wgląd w budowę geologiczną zbocza Wysoczyzny Kujawskiej na kontakcie z Kotliną Toruńską daje odsłonięcie usytuowane 1 km na wschód od Raciążka, opisane w 1966 r. przez M. Kucharskiego. W odsłonięciu tym od powierzchni występuje około 5-metrowej miąższości pokład gliny morenowej, pod którym leży podobnej miąższości seria piasków drobnoziarnistych, niekiedy przewarstwiona 2-3 centymetrowymi warstewkami mułku ilastego brunatnego. W piaskach tych M. Kucharski zaobserwował drobne szczątki organiczne w postaci zbutwiałych kawałków drewna. Poniżej serii piaszczystej zalega drugi pokład gliny morenowej o erozyjnie ściętej powierzchni. Utwory piaszczyste, występujące pomiędzy podkładami glin morenowych, zakwalifikowane zostały przez M. Kucharskiego jako utwory glacyjfluwalne.

W świetle przeprowadzonych badań teksturalnych geneza tej serii, jak się wydaje, jest jednak inna. Jak już wspomniano, jest ona zbudowana wyłącznie z drobnoziarnistych piasków, przewarstwionych niekiedy mułkami ilastymi. Wielkość materiału świadczy zatem, że akumulacja tych utworów odbywała się przy słabym przepływie wody, który nawet okresowo zamierał. Pomiary teksturalne występujących tu ripplemarków wykazały, iż spływ wód odbywał się w kierunku zachodnim i północnym. Seria ta reprezentuje więc najprawdopodobniej fazę akumulacyjną w istniejącej tu wówczas dolinie. Przyczynę tej akumulacji należy widzieć w zatamowywaniu swobodnego odpływu wód na północ na skutek zbliżającego się czoła lądolodu w czasie najmłodszego zlodowacenia.

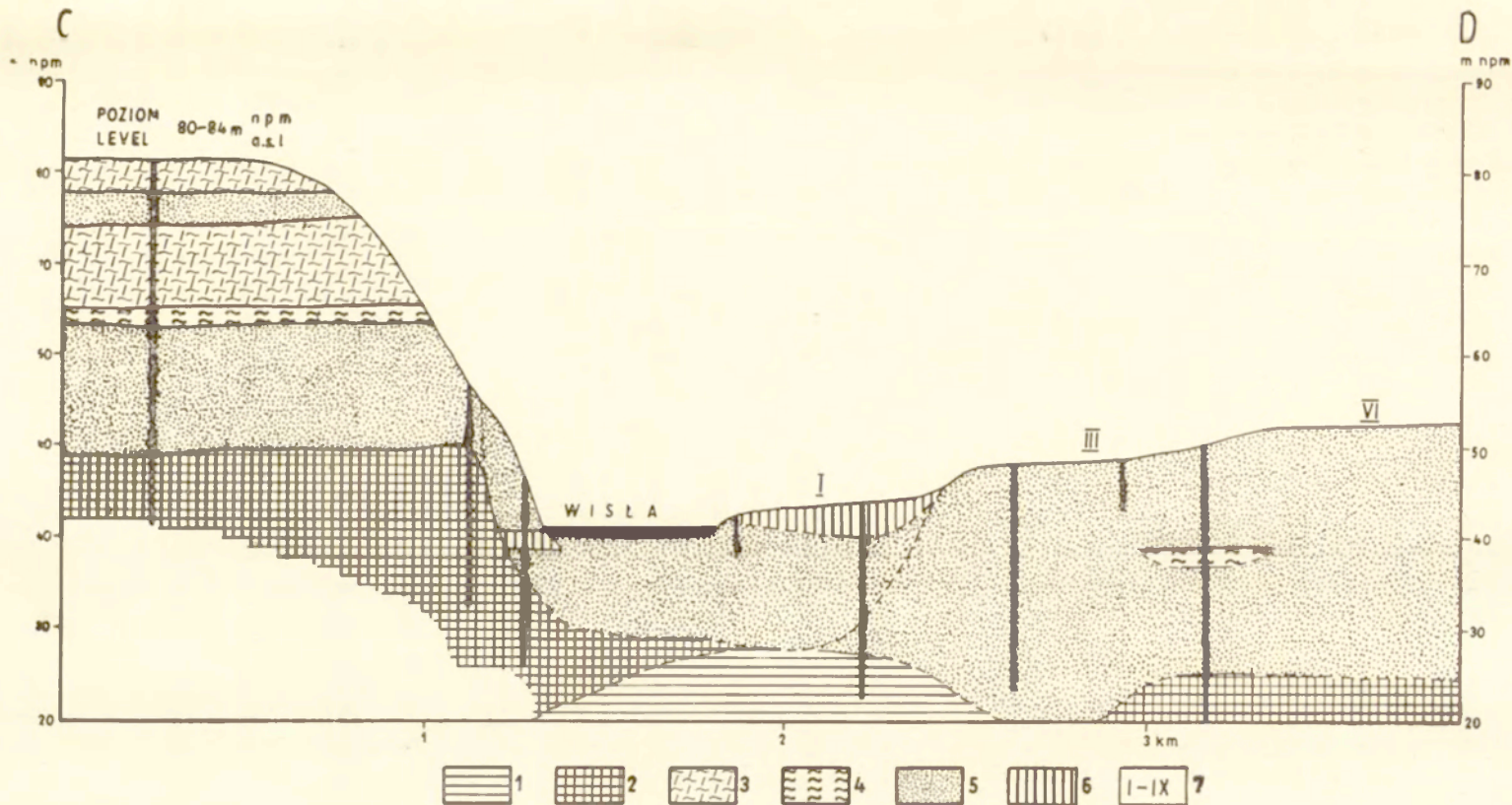
Utwory występujące w odsłonięciu w Raciążku, obok opisanych już utworów odsłoneń na południe od Nieszawy, w pobliżu Baruchowa, oraz utwory z innych odkrywek, które zaprezentowane zostaną w następnym rozdziale przy omawianiu budowy geologicznej teras, stanowią dostateczne dowody, że pomiędzy dzisiejszą Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską, w okresie poprzedzającym ostatnią transgresję lądolodu, a więc w interglacjale eemskim, przebiegała tędy dolina Wisły. Jaka była jej szerokość — jest problemem otwartym. Wydaje się jednak, że jej lewobrzeżna część była szersza niż obecnie. Świadczyć o tym może fakt, że serię osadów rzecznych, których wychodnie istnieją w zboczu Wysoczyzny Kujawskiej, stwierdzono także, opierając się na głębokich wierceniach





Ryc. 5. Przekrój geologiczny wzdłuż linii A—B: 1 — utwory jurajskie; 2 — utwory kredowe; 3 — utwory miocenijskie; 4 — utwory pliocenijskie; 5 — glina morenowa; 6 — il; 7 — piaski drobnoziarniste i mulki; 8 — utwory piaszczyste i żwirowe; 9 — mady; 10 — torf; 11 — numeracja teras

Fig. 5. Geological cross-section along line A—B: 1 — Jurassic; 2 — Cretaceous; 3 — Miocene; 4 — Pliocene; 5 — boulder clay; 6 — clay; 7 — finegrained sands and silts; 8 — sand and gravel deposits; 9 — alluvia; 10 — peat; 11 — numbering of terraces



Ryc. 6. Przekrój geologiczny wzdłuż linii C—D: 1 — utwory mioceńskie; 2 — utwory plioceńskie; 3 — glina morenowa; 4 — il; 5 — utwory piaszczyste i żwirowe; 6 — mada; 7 — numeracja teras

Fig. 6. Geological cross-section along line C—D: 1 — Miocene; 2 — Pliocene; 3 — boulder clay; 4 — clay; 5 — sand and gravel deposits; 6 — alluvia; 7 — numbering of terraces



w pewnej odległości od krawędzi tej wysoczyzny. Obrazują to wyraźnie wykonane przekroje geologiczne przez Wysoczyznę i dolinę Wisły (ryc. 5-10).

Strop rozpatrywanej serii piaszczystej, której miąższość wynosi około 15 m, a niekiedy 20 m, leży najczęściej, jak wynika to z przekrojów, na wysokości 60-66 m npm. Ponad serią piaszczystą leży jeden lub, jak w okolicy Nieszawy, dwa pokłady glin morenowych o zróżnicowanej miąższości. Maksymalną miąższość, wynoszącą około 28 m, stwierdzono na wschód od Zbrachlina (ryc. 8). Seria piaszczysta spoczywa z kolei na utworach plioceńskich, a w dwóch przypadkach na glinie morenowej (ryc. 5, 9). Ten właśnie fakt przeczy wnioskowi Z. Kurlendy (1971), który pisze w artykule o geologii części Kujaw, że: „W zakresie stratygrafii czwartorzędu, bez uciekania się do spekulatywnych, czysto subiektywnych, pozbawionych podstaw metodologicznych dociekań, na podstawie litologii i paleogeografii osadów glacialnych, można stwierdzić na badanym terenie brak dowodów wskazujących wielokrotność zlodowaceń, czyli poliglacializm”.

Stwierdzony rzeczny charakter osadów piaszczystych, występujących w zboczu Wysoczyzny Kujawskiej i leżących na glinie morenowej, co wynika nie tylko z wierceń, lecz również z odsłonięcia w Raciążku, oznacza, że pomiędzy jednym zlodowaceniem tego obszaru a drugim, które przykryło te osady, był okres interglacialny. Jak wykazały badania teksturalne osadów, w tym to okresie funkcjonowała sieć rzeczna, mająca przez pewien czas swobodny odpływ na północ. Niżej leżący pokład gliny morenowej pochodzi najprawdopodobniej z okresu zlodowacenia środkowopolskiego. Wcześniej interpretację taką dał również M. Kucharski (1966). A. Wilczyński (1973), opisując budowę geologiczną okolic Torunia, także stwierdza w obrębie wysoczyzny występowanie gliny morenowej, leżącej na łożach pstrych, która odpowiada zlodowaceniowi środkowopolskiemu.

Zanim powrócimy jeszcze raz do problemów paleogeomorfologicznych wynikłych z faktu występowania w zboczu Wysoczyzny Kujawskiej osadów z okresu poprzedzającego ostatnie zlodowacenie, wypada zapoznać się z budową geologiczną przydolinnej strefy Wysoczyzny Dobrzyńskiej.

Jak już wspomniano, w zboczu tej wysoczyzny brak jest naturalnych odsłonień, które umożliwiłyby przeprowadzenie szczegółowych badań pod kątem genezy utworów. Zachodzi zatem konieczność oparcia się wyłącznie na archiwalnych profilach geologicznych usytuowanych najbliżej doliny Wisły. Tego rodzaju materiał, chociaż bardzo cenny dla ogólnego poznania budowy geologicznej, nie nadaje się jednak dla wyciągania szczegółowych wniosków dotyczących genezy utworów. Stąd zrozumiała będzie powściągliwość autora przy określaniu charakteru i wieku utworów występujących w obrębie Wysoczyzny Dobrzyńskiej, głównie serii piaszczysto-żwirowych. Okazało się bowiem, na podstawie wyników badań

geologicznych zbocza Wysoczyzny Kujawskiej, że nie wszystkie serie piaszczyste, występujące między pokładami glin morenowych, zawdzięczają swoją genezę wodom roztopowym, jak to, niestety, dość powszechnie się interpretuje.

Po tych uwagach wypada przejść do przedstawienia, chociaż w sposób bardzo ogólny, budowy geologicznej Wysoczyzny Dobrzyńskiej, opierając się, jak to już zaznaczono, na wybranych archiwalnych profilach geologicznych. Budowę geologiczną tej wysoczyzny na północ od doliny Mieni obrazują wiercenia z Czernikowa, Osówki i Sumina:

Czernikowo, wys. 100 m npm.

- 0—16,0 m — glina zwałowa, piaszczysta
- 16,0—25,5 m — piasek drobnoziarnisty
- 25,5—38,0 m — glina zwałowa, szara
- 38,0—45,0 m — piasek średnioziarnisty z otoczkami
- 45,0—50,0 m — piasek drobnoziarnisty

Osówka, wys. 98,04 m npm.

- 0—13,0 m — glina zwałowa
- 13,0—24,0 m — piasek średnioziarnisty
- 24,0—32,0 m — ił szary
- 32,0—40,0 m — glina zwałowa, szara
- 40,0—52,0 m — piasek drobnoziarnisty
- 52,0—57,0 m — piasek średnioziarnisty
- > 57,0 m — ił pstry, pliocen

Sumin, wys. 97 m npm.

- 0— 1 m — piasek gliniasty
- 1— 8,5 m — glina zwałowa piaszczysta, ciemnoszara
- 8,5—17,0 m — piasek różnoziarnisty
- 17,0—20,1 m — glina zwałowa, brunatna
- 20,1—24,3 m — piasek drobnoziarnisty
- 24,3—25,5 m — glina zwałowa, ciemnoszara
- 25,5—38,4 m — piasek drobnoziarnisty ze żwirem
- > 38,4 m — ił pstry, pliocen

Jak wynika z wierceń, w okolicy Czernikowa i Osówki w budowie geologicznej Wysoczyzny Dobrzyńskiej biorą udział dwa pokłady glin morenowych, natomiast trzeci pojawia się w dalej na południowy wschód położonym Suminie. Pokłady te oddzielone są seriami piaszczystymi. W okolicach, gdzie występują dwa pokłady glin morenowych, górny posiada znaczną miąższość (w Czernikowie 16 m, w Osowce 13 m). W Suminie z kolei, gdzie stwierdza się trzy pokłady glin morenowych, zarówno górny, jak i niżej leżący mają miąższość wyraźnie mniejszą (pierwszy 8,5 m, drugi 3,1 m). Różnice te wzbudzają podejrzenie, że w okolicy Czernikowa i Osówki mogło dojść do bezpośredniego nałożenia się górnej gliny morenowej na niżej leżącą. Stąd, być może, wynika ta znaczna miąższość górnego („pierwszego”) pokładu gliny morenowej. Pokład gliny morenowej z Czernikowa i Osówki, określony dotychczas jako drugi, stanowić może w rzeczywistości trzeci pokład.



Jak już wspomniano, gliny morenowe rozdzielone są seriami piaszczystymi. Geneza tych serii, w myśl wcześniej dokonanych rozważań, może być różna. W przypadku jednak pierwszych od góry utworów piaszczystych, biorąc pod uwagę ich wyższe zaleganie w stosunku do utworów międzymorenowych Wysoczyzny Kujawskiej, autor skłonny jest przypisać im genezę glacjofluwialną. Analizując profil wiertniczy z Osówki należy zwrócić uwagę na występowanie między pokładami glin morenowych osadów zastoiskowych reprezentowanych przez ił, na wysokości 74 m npm. Podczas omawiania odsłonięcia w Nieszawie zwrócono także uwagę, że seria rzecznych utworów kończy się mułkami oraz warstwą iłów o niezbyt w tym miejscu dużej miąższości. Problemy związane z występowaniem na rozpatrywanym obszarze iłów plejstocénskich są interesujące i będą rozpatrywane w dalszej części tego rozdziału. Na razie jednak powróćmy do dalszego przeglądu budowy geologicznej Wysoczyzny Dobrzyńskiej na południe od doliny Mieni na przykładzie profili wiertniczych z Popowa, Łochocina, Cyprianki i Witoszyna:

Popowo, wys. 92,5 m npm.

- 0 — 1,9 m — glina zwałowa, piaszczysta
- 1,9— 2,3 m — piasek różnoziarnisty
- 2,3— 8,2 m — glina zwałowa piaszczysta, ciemnoszara
- 8,2—18,2 m — piasek drobno- i średnioziarnisty
- 18,2—25,6 m — glina zwałowa, piaszczysta, ciemnoszara
- 25,6—32,6 m — piasek różnoziarnisty
- 32,6—41,1 m — ił pylasty
- 41,1—44,0 m — piasek grubo- i średnioziarnisty
- > 44,0 m — ił pstry, pliocen

Łochocin, wys. 90,0 m npm.

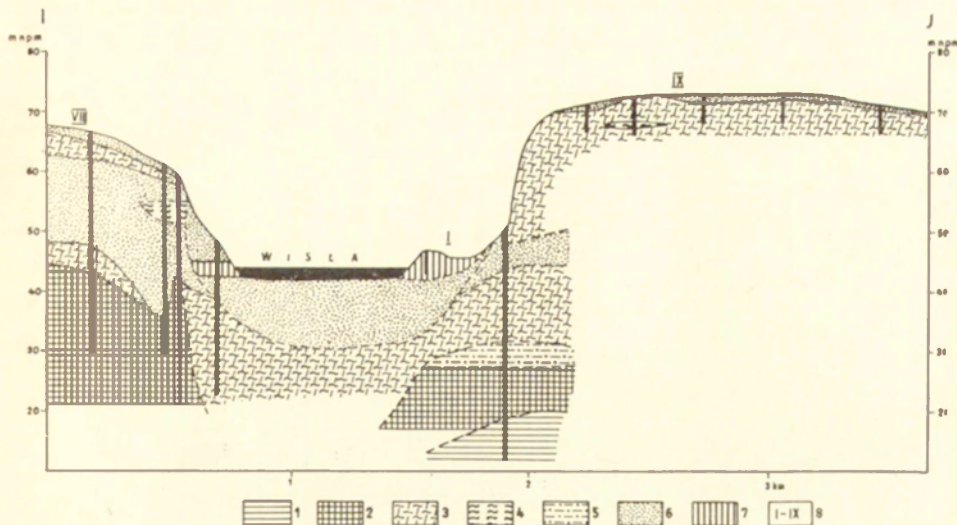
- 0 —13,0 m — glina zwałowa, piaszczysta
- 13,0—17,0 m — ił szarobrunatny
- 17,0—29,0 m — glina zwałowa, szara
- 29,0—39,5 m — piasek drobno- i średnioziarnisty
- 39,5—43,0 m — glina zwałowa, szara
- 43,0—46,0 m — piasek średnioziarnisty
- > 46,0 m — ił pstry, pliocen

Cyprianka, wys. 92,6 m npm.

- 0 —14,0 m — glina zwałowa, piaszczysta
- 14,0—19,0 m — ił szary
- 19,0—24,0 m — glina zwałowa, piaszczysta, brązowa
- 24,0—30,0 m — piasek drobnoziarnisty
- 30,0—48,0 m — glina zwałowa
- 48,0—52,6 m — piasek drobno- i średnioziarnisty
- > 52,6 m — ił pstry, pliocen

Witoszyn, wys. 92,5 m npm.

- 0— 9,0 m — piasek drobno- i średnioziarnisty
- 9,0— 9,8 m — ił zielonkawy
- 9,8—14,5 m — glina zwałowa, piaszczysta, szara
- 14,5—16,5 m — ił szary



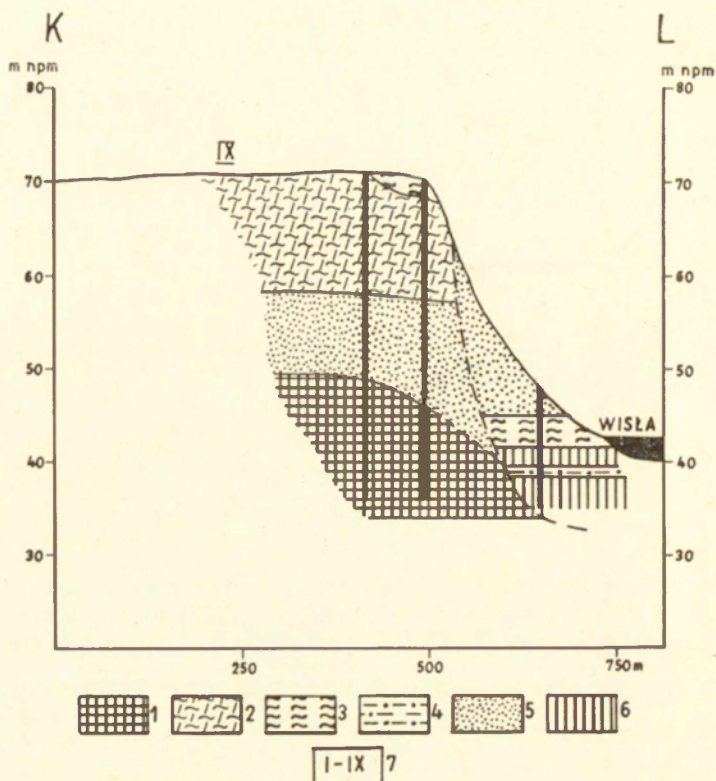
Ryc. 9. Przekrój geologiczny wzdłuż linii I—J: 1 — utwory miocenijskie; 2 — utwory pliocenijskie; 3 — glina morenowa; 4 — il; 5 — piaski drobnoziarniste i mułki; 6 — utwory piaszczyste i żwirowe; 7 — mada; 8 — numeracja teras

Fig. 9. Geological cross-section along line I—J: 1 — Miocene; 2 — Pliocene; 3 — boulder clay; 4 — clay; 5 — finegrained sands and silts; 6 — sand and gravel deposits; 7 — alluvia; 8 — numbering of terraces

- 16,5—17,3 m — il warwowy
- 17,3—18,0 m — mułek szary
- 18,0—20,6 m — glina zwałowa, piaszczysta
- 20,6—21,7 m — żwir
- 21,7—25,8 m — glina zwałowa, piaszczysta, szarobrązowa
- 25,8—27,8 m — il szarobrązowy
- 27,8—57,8 m — piasek drobno- i średnioziarnisty
- 57,8—74,3 m — żwir
- > 74,3 m — il ciemnobrunatny, pliocen

W budowie geologicznej tej części Wysoczyzny Dobrzyńskiej, jak wynika to z powyższych wierceń, biorą udział najczęściej trzy pokłady glin morenowych, porozielane seriami utworów piaszczystych względnie iltami. Określenie wieku górnej gliny morenowej w obrębie Wysoczyzny Dobrzyńskiej, zarówno na północ, jak i na południe od doliny Mieni nie następuje trudności. Reprezentuje ona ostatni pobyt lądolodu z okresu zlodowacenia bałtyckiego na tym obszarze. Kwestią bardziej dyskusyjną jest wiek drugiego pokładu gliny morenowej. J. Łyczewska (1960) oraz A. Ber (1960) wyrazili pogląd, że dwie górne gliny morenowe w okolicy Dobrzyń nad Wisłą reprezentują zlodowacenie bałtyckie, a więc stadia leszczyński i poznański. U. Urbaniak (1965), rozpatrując zagadnienie paleogeograficzne Kotliny Płockiej, m. in. na podstawie profili geologicznych z Kurowa, Baruchowa i Kowala, obserwuje także występowanie tam





Ryc. 10. Przekrój geologiczny wzdłuż linii K-L: 1 — utwory plioceńskie; 2 — glina morenowa; 3 — ił; 4 — piaski drobnoziarniste i mulki; 5 — utwory piaszczyste i żwirowe; 6 — mada; 7 — numeracja teras

Fig. 10. Geological cross-section along line K-L: 1 — Pliocene; 2 — bouler clay; 3 — clay; 4 — finegrained sands and silts, 5 — sand and gravel deposits; 6 — alluvia; 7 — numbering of terraces

dwóch pokładów glin morenowych, oddzielonych od siebie serią międzymorenową, na którą składają się iły warwowe i utwory glaciofluwalne. Niekiedy, jak pisze autorka, górny pokład, który jest wieku bałtyckiego, wykazuje dwudzielność. Również A. Wilczyński (1973), opisując budowę geologiczną wysoczyzny na północ od Torunia, jest zdania, że zlodowacenie bałtyckie reprezentowane jest przez dwie warstwy glin morenowych.

Biorąc zatem pod uwagę zdania powyższych badaczy należałoby wnioskować, że dwie górne gliny morenowe występujące na południe od doliny Mieni pochodzą z okresu najmłodszego zlodowacenia, a trzecia reprezentuje najprawdopodobniej zlodowacenie środkowopolskie. Podobnie wiek trzeciego pokładu gliny morenowej określili A. Ber (1960), J. Łyczewska (1960) i U. Urbaniak (1965). Zaprezentowany, być może słuszny, pogląd

wymienionych autorów na wiek poszczególnych glin morenowych, występujących w budowie geologicznej sąsiadujących z Kotliną Płocką wysoczyzn, nie może jednak spełniać roli schematu porównawczego w stosunku do innych, nawet blisko siebie leżących obszarów. Nie należy bowiem oczekiwać, aby w każdej części rozpatrywanego obszaru zlodowacenie bałtyckie reprezentowane było przez dwa pokłady glin morenowych. Nie można przecież wykluczyć podczas recesji krótkich nawrotów lądolodu, spowodowanych zmiennością warunków klimatycznych. W takich przypadkach obszar objęty krótką transgresją lądolodu mógł się wzbogacać w dodatkowy pokład gliny morenowej. O mających miejsce tego rodzaju zjawiskach świadczą zapewne te profile geologiczne z obszaru Nizy Polskiego, w których występuje po kilka warstw glin morenowych. I odwrotnie, istnieją obszary, gdzie nie było nawrotu lądolodu. W takich przypadkach jego pobyt utrwalony został tylko jedną gliną morenową.

Wracając do omawiania budowy geologicznej przydolinnej części Wysoczyzny Dobrzyńskiej na południe od doliny Mieni, zwrócić należy uwagę na jeszcze jedno interesujące zjawisko. Otóż w profilach geologicznych Cyprianki, Łochocina i Witoszyna, pomiędzy górnym i niżej leżącym pokładem gliny morenowej, występują osady zastoiskowe, reprezentowane przez ility. We wszystkich przypadkach odnotować należy ich niemal jednakową miąższość (4-5 m), a podkreślić szczególnie zaleganie na tej samej wysokości (77 - 78 m npm.). Należy także przypomnieć, że w położonej na północ od doliny Mieni Osowce pozycja stratygraficzna iłów jest identyczna, a wysokość ich zalegania zbliżona (74 m npm.).

Analiza profili geologicznych obszarów Wysoczyzny Kujawskiej zlokalizowanych w sąsiedztwie doliny Wisły pozwala na stwierdzenie, że również i tu występowanie iłów należy do częstych zjawisk. O utworach tych wspomniano już przy omawianiu budowy geologicznej zbocza wysoczyzny na południe od Nieszawy. Jak wynika z zacytowanego wcześniej nieszawskiego profilu, ponad plioceńskimi iłami pstryimi występuje potężny kompleks piaszczysto-żwirowy, kończący się utworami zastoiskowymi. Powyżej zalegają dwa pokłady glin morenowych, rozdzielone utworami akumulacji wodnej. Śledząc w profilu sekwencję warstw od dołu ku górze zaobserwować można powolne drobnienie materiału, a więc stale zmniejszającą się szybkość wód podążających na północ, aż do utworzenia się zastoiska. Proces zatamowywania wód, jak należy wnioskować, zachodził w miarę zbliżania się czoła ostatniego lądolodu.

Występowanie iłów brunatnych obserwuje się często w profilach geologicznych Wysoczyzny Kujawskiej na północ i południowy wschód od Brześcia Kujawskiego. W Brzeziu, położonym 8 km na północ od Brześcia Kujawskiego, ility brunatne stwierdza się bezpośrednio pod górnym, liczącym 6 m miąższości, pokładem gliny morenowej. Miąższość iłów wynosi 1,7 m, a wysokość zalegania 79 m npm. W Dubielewie, 6 km na północ od Brześcia, występują one w analogicznej sytuacji geologicznej, lecz na



wysokości 73,5 m npm. Należy dodać, że w tym miejscu charakteryzują się one dużą zawartością frakcji mułkowej. W Brześciu Kujawskim oraz w położonych 4 km na wschód od tego miasta Popowiczkach, a także w kierunku na Kowal w Nowej Wsi i Kruszynie, utwory ilaste leżą także pod górną gliną morenową, której miąższość w Brześciu wynosi 1,8 m, Popowiczkach i Nowej Wsi 6-8 m, a w Kruszynie 11 m. Miąższość ilów waha się od 5 do 8 m, a jedynie w Brześciu Kujawskim tylko 0,7 m. Wysokość ich zalegania w wymienionych kolejno miejscowościach wynosi 79, 73, 87-80 i 74 m npm.

Nieco inną pozycję stratygraficzną zajmują brunatne ily warwowe w obszarze położonym na zachód od Kowala. W Śmiłowicach, Szatkach oraz w Nakonowie występują one dopiero pod drugim pokładem gliny morenowej, a więc w sytuacji podobnej jak w Nieszawie. Nie zmienia się natomiast wysokość ich zalegania w stosunku do obszarów okolic Brześcia Kujawskiego, która wynosi 78-81 m npm.

W dotychczasowych rozważaniach nad rozprzestrzenieniem ilów plejstocenijskich zwracano uwagę na ich występowanie wyłącznie w obrębie przydolinnych obszarów Wysoczyzny Dobrzyńskiej i Kujawskiej. Nie wspomniano o ich występowaniu również w obrębie samej doliny Wisły, bowiem będzie o tym mowa w następnym rozdziale przy opisie morfologicznym i geologicznym teras dolinnych.

Poruszony wyżej problem występowania oraz pozycji stratygraficznej ilów warwowych wzdłuż rozpatrywanego odcinka doliny Wisły nie jest bynajmniej nowy. Ostatnie półwiecze obfitowało w wiele publikacji na ich temat, przy czym każda przynosiła coraz to nowsze i cenniejsze spostrzeżenia. W 1922 r. S. Lencewicz zaobserwował w Kotlinie Płockiej na terasie ciechomickiej, a także na terasie płockiej, ily wstęgowe barwy czekoladowej, które leżą w poziomie 70 - 80 m npm. i są przykryte utworami morenowymi. Ponadto wspomina także o ich występowaniu w Dąbrówce Osowskiej, 6 km na północny wschód od Nieszawy. W późniejszej swojej pracy S. Lencewicz (1927) pisze o występowaniu ilów pod Włocławkiem, między Kowalem a Kruszynem, pod Brześciem Kujawskim, a także pod Brzeziem u wylotu doliny Mieni do doliny Wisły. Zdaniem S. Lencewicza ily warwowe osadziły się w wodach morskich i półsłodkich, które wtargnęły w zagłębienie dolinne aż poza Warszawę. Interglacjalny wiek ilów warwowych przyjmuje także J. Lewiński (1924 a,b). Według niego osadziły się one w depresji powstałej w wyniku ruchów neotektonicznych.

Odmienny pogląd na genezę i wiek ilów warwowych wyraził w tym samym czasie M. Limanowski (1922) po przeprowadzeniu badań geologicznych na dolnym Powiślu. Przyjął on najpierw, że ily warwowe w Chełmnie osadziły się w rozległym zastoisku z czasów recesji przedostatniego lądolodu, a nieco później (M. Limanowski 1924), na podstawie, jak pisze, nowych spostrzeżeń, wiek ilów przesunął ku górze, do czasu

recesji ostatniego lądolodu. W 1961 r. W. Niewiarowski zajął stanowisko, że ily warwowe w górnej partii zwirowni w Chełmnie osadziły się prawdopodobnie w interstadiale ostatniego zlodowacenia (przed fazą wąbrzeską).

Do badaczy, którzy w latach trzydziestych zabierali głos w sprawie genezy i wieku iłó w warwowych, należał także J. Samsonowicz (1924). Zdaniem jego, Wisła przed zlodowaceniem Polski płynęła, jak obecnie, na północ. Na przedpolu wkraczających lodowców skandynawskich, na skutek podparcia wód Prawisły, tworzyły się wielkie zastoiska lodowcowe. Związane one były zarówno z nasuwaniem się, jak i cofaniem czoła lądolodu. Zastoiska włocławskie oraz warszawskie, zdaniem J. Samsonowicza, istniały w stadium cofania się drugiego zlodowacenia w Polsce. Z maksymalnym natomiast stadium tegoż zlodowacenia związane miało być m. in. zastoisko puławskie.

Niezwykle cenną pozycją traktującą o iłach warwowych w dolinie Wisły jest studium R. Błachowskiego (1939). Dał on próbę stratygrafii utworów czwartorzędowych prawego brzegu doliny Wisły pomiędzy Toruniem a Modlinem. W sposób bardzo skrupulatny autor podał wszystkie poznane przez siebie stanowiska występowania tych iłó w oraz określił wszędzie bezwzględną wysokość ich zalegania. Należy tu podkreślić, że R. Błachowski odnalazł więcej stanowisk z iłami warwowymi aniżeli autor w ostatnich latach. Od tamtego czasu uległo bowiem likwidacji szereg piaskowni i zwirowni, których sporo znajdowało się w rozpatrywanym odcinku doliny Wisły. W podsumowaniu swoich badań R. Błachowski stwierdził, że na całym badanym przez siebie odcinku od Torunia do Modlina ily warwowe występują pod górną gliną morenową. Pod iłami, które czasami znajdują się wśród piasków i żwirów, leżą jeszcze dwa pokłady glin morenowych. Wiązanie iłó w warwowych w jeden horyzont od Torunia do Modlina budzi spore zastrzeżenia. Gлина górną, pod którą w ogólnym profilu stratygraficznym podanym przez R. Błachowskiego umieszczone zostały ily, reprezentuje niewątpliwie zlodowacenie bałtyckie, lecz tylko do granicy jego zasięgu, tzn. kilkanaście kilometrów na wschód od Płocka. Dalej na wschód, aż po Modlin, glina górną jest utworem wcześniejszego zlodowacenia, a tym samym starsze są także występujące pod nią ily warwowe.

W dolinie Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Warszawską znane jest występowanie iłó wstęgowych w licznych miejscach. H. Ruszczyńska-Szenajch (1964) w okolicach Wyszogrodu wyróżniła dwie serie zastoiskowe z okresu zlodowacenia środkowopolskiego. Serie te rozdziela glina morenową tegoż zlodowacenia. Górne ily warwowe, których strop w strefie doliny Wisły (Chmielewo-Wyszogród) leży na wysokości 81-83 m n.p.m., nie były, zdaniem autorki, pokryte gliną morenową. S. Skompski (1969) w okolicach Gąbina stwierdził także między glinami zlodowacenia środkowopolskiego zaleganie iłó wstęgowych.

Znane i wielokrotnie opisane są także ily warwowe spod Włocławka,



eksploatowane przez cegielnie w Glinkach i Falbance. Na ich powierzchni R. Galon i E. Passendorfer (1948) stwierdzili bruk morenowy, a J. E. Mojski (1960, 1967 b) — glinę morenową w niektórych miejscach. Według J. E. Mojskiego wspomniane łąki są najstarszymi osadami nawiązującymi do zlodowacenia bałtyckiego. Z transgresją tego zlodowacenia wiąże także akumulację osadów zastoiskowych w Kotlinie Płockiej J. Łyczewska (1960). U. Urbaniak (1965) natomiast, rozpatrując profile osadów z Kurowa, Baruchowa i Kowala, wyraża pogląd, że utwory piaszczysto-żwirowe oraz łąki warwowe, które występują pomiędzy górną gliną z okresu zlodowacenia bałtyckiego, niekiedy dwudzielną, a dolnym pokładem gliny morenowej, pochodzą z okresu wycofywania się łądolodu środkowopolskiego.

Przedstawione tu dla przykładu dwa przeciwstawne poglądy na wiek łąków wstęgowych z obszaru Kotliny Płockiej świadczą, jak niełatwe jest rozstrzygnięcie tego problemu. A przecież ustalenie wieku horyzontu łąków stanowi warunek konieczny w dalszych rozważaniach nad zagadnieniem zasięgu danego zastoiska. Z jednego okresu zlodowacenia na tym samym obszarze pochodzić może kilka horyzontów łąków warwowych, na co zwrócił już uwagę J. E. Mojski (1969). Analizując ich pozycję stratygraficzną pisze on, że m. in. na południowych Kujawach łąki tworzyły się na początku fazy poznańskiej, podczas jej największego zasięgu i u jej schyłku. W pierwszym przypadku są one przykryte gliną morenową, a w drugim i trzecim występują na powierzchni.

Podobny cykl tworzenia się zastoisk zachodził zapewne i w okresach wcześniejszych zlodowaceń, oczywiście na obszarach ku temu predysponowanych. Obszarem takim, sądząc po istnieniu w nim łąków warwowych z różnych okresów plejstocenu, była na pewno dolina Wisły. Jest to stanowisko zgodne z wcześniej zajętym w tej sprawie przez R. Galona (1967), które warto w tym miejscu zacytować: „Zdaje się być regułą, że obecnie wielkie doliny, zwłaszcza dolina Wisły i pradolina Noteci, są wycięte w takich seriach utworów plejstoceniowych, w których występują wielkie soczewki łąków zastoiskowych. Zatem można sądzić, że doliny te są predysponowane, to znaczy że wytworzyły się one nad interglacialnymi dolinami względnie pradolinami z okresu narastającej glacji, które zostały wypełnione łąkami warwowymi w czasie nasuwania się łądolodu i niezupełnie uległy wyrównaniu przez akumulację morenową” (s. 143).

Łąki warwowe, które występują pod górną gliną morenową, niekiedy dwudzielną, są osadem zamykającym w dolinie eemskiej fazę akumulacyjną, wywołaną transgresją łądolodu podczas zlodowacenia bałtyckiego. Istnienie w tym okresie doliny pomiędzy dzisiejszą Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską zostało, jak się wydaje, wystarczająco udokumentowane dowodami geologicznymi, przedstawionymi w tym rozdziale w trakcie analizowania budowy geologicznej przydolinnej strefy Wysoczyzny Ku-

jawskiej. Zwrócono przy tej okazji uwagę, że strop utworów piaszczystych spod gliny morenowej leży najczęściej w poziomie 60 - 66 m npm. Należałoby się więc spodziewać, że do tej wysokości nastąpiło zasypanie doliny eemskiej podczas nasuwania się lądolodu, a dopiero nieco później, na skutek całkowitego zablokowania rzeki, utworzyło się zastoisko. Wobec występowania jednak spągu iłów brunatnych we Włocławku na wysokości 60 m npm., a nawet nieco niżej, oraz 1 km na południowy wschód od Osieka nad Wisłą na wysokości 47 m npm., utwory piaszczyste i żwirowe, których rzeczny charakter, jak się wydaje, został udokumentowany, pochodzą zapewne z wcześniejszego okresu interglacjału eemskiego. Transgredujący ostatni lądolód wywołał niewątpliwie, o czym wspomniano, wzmożoną akumulację w ówczesnej dolinie, jednak do jej całkowitego wypełnienia nie doszło, o czym może świadczyć występowanie iłów na różnych wysokościach. Osadem, który świadczy o powolnym blokowaniu biegu rzeki przez lądolód, są także warstwy piasków drobnziarnistych, tak często spotykane w stropie podmorenowych rzecznych utworów.

W pierwszej fazie, po całkowitym zatamowaniu rzeki, poziom wody w tworzącym się zastoisku nie był zbyt wysoki. Zaczął się on podnosić w miarę zbliżania się lądolodu, co spowodowało zatopienie coraz to wyżej położonych obszarów. Wniosek ten wypływa z faktu, że np. w Nieszawie lub Osowce spąg iłów leży na wysokości 63 - 66 m npm., a im dalej na południe spotyka się je coraz wyżej. Na południe od doliny Mieni w opisanych już wierceniach w Łochocinie, Cyprianie i Witoszynie, spąg iłów zalega na wysokości 74 m npm., a w Śmiłowicach, położonych na zachód od Kowala, na wysokości 79 m npm. Na wschód od Brześcia Kujawskiego, w którym także na wysokości 79 m npm. stwierdzono spąg iłów, spotyka się miejsca o występowaniu ich na niższych wysokościach, np. w Machnaczu 63 m npm., Popowiczkach 66 m npm. i Kruszynie 69 m npm. Przyczynę zróżnicowania wysokości zalegania iłów w tych okolicach należy widzieć prawdopodobnie w urozmaiconej konfiguracji dna zastoiska. Utworzyło się ono przecież w częściowo tylko wypełnionej osadami piaszczystymi dolinie eemskiej, w której zapewne także istniał zespół teras, a ponadto swym zasięgiem mogło objąć również przydolinne obszary ówczesnej wysoczyzny wraz z istniejącą tam rzeźbą. Tak więc fakt występowania iłów warwowych na zmiennych wysokościach w miejscach niekiedy blisko siebie położonych raczej nie przemawia za koncepcją wysuniętą przez S. Lencewicza (1924 a, 1927) i J. Lewińskiego (1924 a), że zasadniczą przyczyną tego zjawiska były ruchy epeirogeniczne.

Do jakiej wysokości spiętrzony został ów zbiornik zaporowy i jak daleko sięgał na południe, trudno jest obecnie stwierdzić. Wspomnieć jedynie należy, że S. Skompski (1969) zakłada w Kotlinie Płockiej podczas zbliżania się lądolodu środkowopolskiego istnienie zbiornika, który osią-



gnął wysokość 110 m npm. Wody zastoiska utworzonego w czasie najmłodszej transgresji, począwszy od zachodniej części Kotliny Płockiej, osiągnęły na pewno wysokość większą aniżeli 80 m npm., bowiem na tej wysokości, a nawet wyżej, spotyka się w obrębie tej kotliny ility warwowe (S. Lencewicz 1922, 1927). Jest rzeczą zrozumiałą, że zastoisko, które osiągnęło minimalną wysokość 28 m npm., ciągnąć się musiało dość daleko na południe, a tym bardziej, gdy się przyjmie, że spiętrzenie mogło być przecież znaczniejsze. W tym świetle nie jest wykluczone, że występujące na wysokości 81-83 m npm. ility serii chmielewskiej opisane przez H. Ruszczyńską-Szenajch (1964) w okolicy Chmielewa i Wyszogrodu, a więc w strefie doliny Wisły oddalonej zaledwie kilkanaście kilometrów od granicy zasięgu najmłodszego zlodowacenia, mogą pochodzić właśnie z okresu istnienia ostatniego zastoiska w dolinie Wisły, a nie, jak przyjmuje to autorka, z okresu recesji zlodowacenia środkowopolskiego.

Sugestie w sprawie wieku iłów występujących w dolinie Wisły poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia wysunął już S. Skompski (1969) pisząc, iż być może ility Kotliny Warszawskiej są odpowiednikiem znanych z Kotliny Płockiej dwóch poziomów osadów zastoiskowych z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, a także, co jest nowym poglądem, z okresu istnienia zastoiska w czasie podfazy gabińskiej zlodowacenia bałtyckiego.

Analiza licznych profili geologicznych, w których występują ility warwowe, pozwoliła stwierdzić, że zalegają one najczęściej bezpośrednio pod gliną morenową. Taka sekwencja warstw pozwala wnioskować, że podczas transgresji lądolodu działalność wód glacjafluwalnych nie odegrała tu większej roli. Pod lodem znalazła się więc niezupełnie wypełniona osadami rzecznyymi i zastoiskowymi dolina eemska. Na skutek tego, podczas późniejszej recesji lądolodu, zaistniały w niej dogodne warunki na dłuższe przetrwanie maskującego ją martwego lodu.

Na temat procesów, jakie wywołał w Kotlinie Płockiej transgredujący lądolód podczas zlodowacenia bałtyckiego, wypowiadało się już szerokie grono badaczy. J. E. Mojski (1960, 1967a) w iłach włocławskich widzi najstarsze osady powstałe w wyniku tej transgresji. Ich spąg, jak wynika z wierceń, leży najczęściej na wysokości 60 m npm. Powyżej spoczywają już utwory glacjafluwalne, a niekiedy glina morenowa. J. Łyczewska (1960) przyjmuje, że podczas transgresji ostatniego lądolodu w Kotlinie Płockiej miała miejsce akumulacja piasków i żwirów, które w kierunku Włocławka stają się drobniejsze, poprzez mułki do iłów zastoiskowych. Jej zdaniem, pod Włocławkiem występuje gruba seria osadów spokojnej akumulacji wodnej, wskazująca na zatamowywanie odpływu wód, prawdopodobnie wskutek zbliżania się lądolodu w czasie ostatniego zlodowacenia. We wspólnej publikacji M. D. Domośławska-Baraniecka i J. E. Mojski (1960) określają w obrębie Kotliny Płockiej wysokość zasypania z okresu zlodowacenia bałtyckiego na 68-70 m npm.

Z wartości tej wynika pewne zagadnienie natury paleogeomorfologicz-

nej. Otóż powyżej tej wysokości w Kotlinie Płockiej wznoszą się poziomy terasowe, na których, jak wiadomo, spotyka się zarówno osady, jak i formy z okresu ostatniego zlodowacenia (M. D. Domosławska-Baraniecka i J. E. Mojski 1960; S. Lencewicz 1927; J. Lewiński 1924 a; J. Łyczewska 1960; J. E. Mojski 1960; S. Skompski 1963, 1969). Poziomy te, jak z tego wynika, musiały prawdopodobnie już istnieć przed ostatnim zlodowaceniem. Zagadnienie to nie było obce S. Lencewiczowi, gdy pisał o zlodowaceniu dolinowym podczas wielkiej oscylacji, które objęło dwa systemy wykształconych już wcześniej teras. U. Urbaniak (1965) i S. Skompski (1969), rozpatrując zagadnienia paleogeograficzne Kotliny Płockiej przyjmują, że w interglacjale eemskim powstała potężna krawędź na odcinku Gostynin—Kowal. Kształtował ją, zdaniem S. Skompskiego, przepływ dużej ilości wód Wisłą, Skrwą i Osetnicą. Autor ten nie wypowiedział się jednak w sprawie wysokości poziomu, w jakim płynęły wówczas wody tych rzek. Reasumując te ostatnie krótkie rozważania dotyczące problematyki paleogeomorfologicznej wyrazić można zatem pogląd, że pewne rysy dzisiejszej rzeźby Kotliny Płockiej są prawdopodobnie dziedzictwem okresu przed ostatniego zlodowacenia.



#### IV. TERASY PRZEŁOMOWEGO ODCINKA DOLINY WISŁY

W wyniku działalności wód roztopowych podczas recesji ostatniego lądolodu, a potem wód rzecznych, odpreparowany został zasypany osadami w czasie transgresji tego lodowca i jego pobytu rozpatrywany odcinek doliny Wisły. Etapy działalności tych wód zarejestrowane zostały w postaci erozyjnych poziomów oraz teras o różnym stopniu wykształcenia, bowiem różna była długotrwałość przepływu wód w danym poziomie, a także ich ilość i siła. Przy charakteryzowaniu poszczególnych teras utrzymana zostanie numeracja zastosowana po raz pierwszy przez R. Galona (1953) dla sandru i doliny Brdy i przyjęta później w innych opracowaniach (np. W. Niewiarowski 1968; W. Niewiarowski i A. Tomczak 1973). Dotyczyć ona będzie oczywiście tych teras z przełomowego odcinka doliny Wisły, które można dowiązać do znanych już z Kotliny Toruńskiej. Uczynił to już autor we wcześniejszej publikacji (E. Wiśniewski 1973), lecz od tamtego czasu uzyskane zostały dodatkowe materiały, które przyczyniły się do lepszego poznania rzeźby przydolinnej części Wysoczyzny Kujawskiej, a na skutek tego — do skorygowania podanej w tej publikacji numeracji teras.

W przełomowym odcinku doliny Wisły występują i dają się powiązać z odpowiednikami w Kotlinie Toruńskiej wyłącznie terasy od IX w dół. Fragmenty wyższych poziomów, które tu ponadto wyróżniono, przysparzają już trudności przy próbach ich korelowania ze znanymi wysokimi terasami z obszaru Kotliny Toruńskiej. Poniżej dokonany zostanie szczegółowy opis wyróżnionych poziomów i teras, ich występowania, budowy geologicznej oraz genezy, poczynawszy od najwyższych, a więc najstarszych, do najniższych. Opis ten stanie się potem podstawą analizy wydarzeń geomorfologicznych, jakie miały miejsce podczas odwrotu ostatniego lądolodu z obrębu rozpatrywanego obszaru. Przedtem jednak należy się jeszcze pewne wyjaśnienie w sprawie użycia powyżej dwóch terminów dla nazwania powierzchni kształtowanych przez wody płynące, a mianowicie — poziom i terasa. Termin pierwszy zastosował autor do określenia obniżonych powierzchni wysoczyzny morenowej, kontaktujących się z doliną Wisły, a kształtowanych głównie przez wody roztopowe w odróżnieniu od systemu teras dolinnych utworzonego wyłącznie przez wody płynące z południa.

## POZIOM 88-89 M NPM.

Przedstawia się on w postaci szerokiego na 0,5-1 km stopnia moreny dennej w przydolinnej części Wysoczyzny Kujawskiej, ciągnącego się wzdłuż doliny Wisły, począwszy od Raciążka do około 10 km na południe. Jest to najmniej zauważalny poziom w terenie, który w stosunku do wysoczyzny morenowej położony jest 4-6 m niżej. W zasadzie na całej długości występowania tego poziomu granica między nim a wysoczyzną jest bardzo słabo widoczna, bowiem przejście wysoczyzny w rozpatrywany poziom odbywa się w sposób łagodny. Nieco wyraźniejsze zbocze, oddzielające go od wysoczyzny morenowej, obserwować można jedynie w okolicy Niestuszewa. Autor zdaje sobie sprawę, że już samo wyróżnienie tego poziomu może wywołać głosy dyskusyjne, jednak istnieją pewne fakty dowodzące jego słuszności.

Jednym z nich, najmniej konkretnym, jest to, że doskonale jest on zauważalny na wykonanej w tym celu mapie hipsometrycznej. Drugim argumentem są uzyskane dane dotyczące budowy geologicznej tego poziomu. Autor dysponował kilkudziesięcioma płytkami profilami geologicznymi do głębokości 2-4 m, wykonanymi w tym poziomie, jak również kilkoma profilami głębokimi. Niewątpliwie pewnym niedostatkiem jest fakt, że zdecydowana większość profili zlokalizowana została w północnej części tego poziomu na przestrzeni pierwszych trzech kilometrów jego przebiegu.

Jak wynika z tych wierceń, powierzchnia poziomu 88-89 m npm. zbudowana jest w tej części przeważnie z gliny morenowej, jednak w niektórych miejscach występują utwory akumulacji wodnej, a głównie piaski drobne o miąższości do 2-3 m. Są to więc osady wód wolno płynących.

Trzeci wreszcie argument, przemawiający najdobitniej za istnieniem przepływu w poziomie 88-89 m npm., stanowi fakt, że koresponduje z nim dno inicjalnego fragmentu doliny parchańskiej, jednej z większych erozyjnych dolin wód roztopowych na Kujawach, o czym już wcześniej w tej pracy wspomniano. Ten początkowy fragment doliny parchańskiej składa się w rzeczywistości z dwóch odnóg, które dopiero około 8 km na zachód od doliny Wisły łączą się z sobą, tworząc szeroką na 1,5-2 km dolinę, wciętą wyraźnie w wysoczyznę morenową. Wspomniane dwie początkowe odnogi tej doliny, których dna leżą w poziomie około 88 m npm., są znacznie węższe i morfologicznie słabiej wykształcone. Przejście pomiędzy wysoczyzną morenową a wspomnianymi obniżeniami dolinnymi odbywa się w sposób bardzo łagodny, co sprawia, że są one mało dostrzegalne w terenie. W północnej odnodze, pomiędzy Józefowem a Osówką, ulokował się ciąg jezior, podobnie jak jez. Nieszczewy w południowej odnodze omawianej doliny.

Autor nie zajmował się szczegółowiej doliną parchańską, jednak dokonana analiza licznych wierceń z tego obszaru wykazała wyraźnie, że



jej inicjalne fragmenty wyścielone są przeważnie piaskami drobnoziarnistymi o bardzo zróżnicowanej miąższości. Podobne utwory, a nawet mulki, występują także w dnie tej samej doliny w jej odcinku ujściowym do doliny Noteci na południe od Inowrocławia. Ten fragment doliny jest dobrze znany autorowi z okresu wcześniejszych badań geomorfologicznych na Kujawach.

Charakter utworów występujących w dnie doliny parchańskiej, brak wyraźnych wcięć obu początkowych odnóg tej doliny, a także słabe wykształcenie rozpatrywanego poziomu 88-89 m npm. stanowi świadectwo, że w tym poziomie działalność wód roztopowych nie była zbyt intensywna, a także długotrwała.

#### POZIOM 80-84 M NPM.

Poziom ten ciągnie się na przestrzeni około 12 km, począwszy od okolic Nieszawy na północy po położone na południe Lubanie. Jego szerokość od Nieszawy do Włoszycy, położonej 3 km na północ od Lubania, waha się od 1 do 1,5 km. Na południe od Włoszycy poziom ten staje się coraz węższy i kończy się w Lubaniu, gdzie z wysoczyzną morenową zaczyna się już kontaktować niższy stopień terasowy.

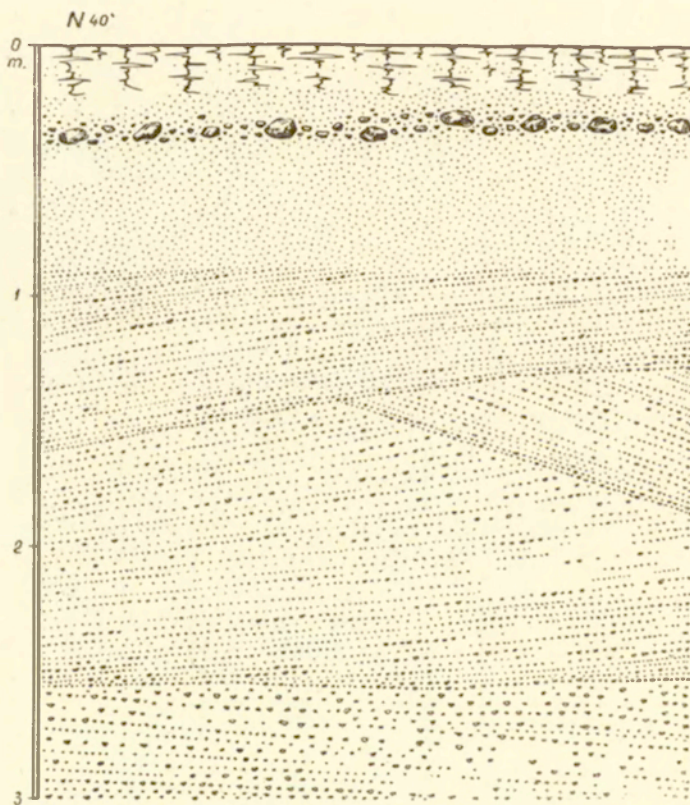
Rozpatrywany poziom wykazuje wyraźne nachylenie w kierunku południowym (ryc. 11). Na zachód od Nieszawy ma on wysokość 83-84 m npm., na południu, w rejonie Włoszycy i Lubania, 80 m npm. W północnej części spotyka się łagodne wyniesienia, prawdopodobnie fragmenty opisanego już wcześniej wyższego poziomu. Niewątpliwie fakt wyróżnienia poziomu 80-84 m npm. może budzić początkowo również pewne wątpliwości, bowiem na północ od Włoszycy jego kontakt z wyżej położonym poziomem nie jest wyraźny. W tej części są one oddzielone od siebie bardzo łagodnym zboczem. Nieco wyraźniej można je jedynie prześledzić na wschód od Niestuszewa. Najlepiej rozpatrywany poziom prezentuje się na odcinku Włoszyca—Lubanie, liczącym około 4 km długości. W tym rejonie staje się on coraz węższy, o czym już raz wspomniano, i kontaktuje się z wysoczyzną morenową łatwym do prześledzenia w terenie zboczem o wysokości 7-8 m.

Budowa geologiczna poziomu 80-84 m npm. została dokładnie poznana dzięki 115 wierceniom do różnej głębokości, najczęściej płytkim do 3,9 m, oraz 15 wierceniom wykonanym przez autora. Były one rozmieszczone w siatce co 200-300 m. Na pierwszym kilometrze od północy poziom ten zbudowany jest na powierzchni z gliny morenowej. Na wysokości Nieszawy pojawiają się bardzo często piaski drobnoziarniste, rzadziej piaski grubsze oraz żwiry, o miąższości około 1 m. Pod tymi utworami występuje już glina morenowa. Podobną sekwencję powierzchniowych warstw obserwować można często w dalszym przebiegu rozpatrywanego poziomu w kierunku południowym.





Od Szpitalki pokład gliny morenowej, który występuje pod 1-1,5 m warstwą utworów piaszczystych, bądź bezpośrednio na powierzchni, nie posiada niekiedy zbyt dużej miąższości. W profilach wiertniczych na głębokości 3,4-4 m był on wielokrotnie przewiercany. Pod gliną morenową występują utwory piaszczyste (ryc. 7). Te właśnie utwory obserwować można we Włoszycy-Żwirowni, 3 km na północ od Lubania, w pobliżu jednej z głębokich erozyjnych dolinek rozcinających rozpatrywany poziom (ryc. 12). Po glinie morenowej, która przykrywała te utwory i która występuje już w pewnej odległości od żwirowni, pozostała cienka warstwa bruku pomorenowego. Poniżej, do głębokości 3 m, zalegają początkowo piaski drobnoziarniste, potem średnioziarniste o laminacji ukośnej, a w spągu piaski gruboziarniste oraz żwir. Pomiary teksturalne wykazały, że osady te transportowane były przez wody płynące z południa. Odślania się więc tu również prawdopodobnie seria utworów rzecznych, poznana już w trakcie omawiania budowy geologicznej Wysoczyzny



Ryc. 12. Budowa geologiczna poziomu 80-84 m n.p.m. 3 km na północ od Lubania (objaśnienia jak na ryc. 4)

Fig. 12. Geological structure the 80-84 m a.s.l. level, 3 km N of Lubania (for explanations cf Fig. 4)

Kujawskiej. W utworach tych odnotowano także występowanie skorupki ślimaka *Paludina diluviana*.

W tych częściach rozpatrywanego poziomu, gdzie glina morenowa występuje na powierzchni, obserwować można spore ilości kamieni oraz większych głazów, stanowiących niewątpliwie dowód, że jego wymodelowanie nastąpiło na skutek erozyjnej działalności wód.

#### POZIOMY U UJŚCIA DOLINY MIENI DO DOLINY WISŁY

Przy ujściu doliny Mieni do doliny Wisły zachowały się dwa dość wyraźne poziomy o wysokościach około 80 i 75-77 m npm. Pierwszy, wyższy, o długości i szerokości 2-3 km, występuje na północ od Mieni; można go także zaobserwować na południe od tej rzeki i na zachód od jez. Brzeźno. W tym drugim przypadku jest on znacznie mniejszy od swego odpowiednika, występującego na północy. Pomiedzy tymi dwoma fragmentami poziomu 80 m npm. występuje wspomniany już poziom niższy o wysokościach 75-77 m npm.

Sytuacja morfologiczna, w jakiej występują rozpatrywane poziomy wzbudza podejrzenie, że są to prawdopodobnie fragmenty stożka utworzonego przez znaczniejsze aniżeli dziś ilości wód, które w pewnym okresie były doprowadzane do doliny Wisły doliną Mieni. Stożek ten, który prawdopodobnie był dość rozległy, zniszczony został w późniejszym okresie rozwoju doliny Wisły. Obecnie od zachodu kontaktuje się z nim listwa terasy o wysokości 72 m npm.

Możliwośći szczegółowego zapoznania się z głębszą budową geologiczną stożka oraz dokonania badań teksturalnych są, niestety, utrudnione. Oba rozpatrywane poziomy uległy bowiem silnemu zwydmieniu. Występuje tu znaczna ilość dobrze rozwiniętych wydm parabolicznych o wysokościach 15-20 m, a niekiedy ponad 25 m. Ich układ przestrzenny świadczy o tym, że rozwinęły się one na skutek działalności wiatrów zachodnich. Liczne wydmy z omawianego obszaru wkroczyły na Wysoczyznę Dobrzyńską, powodując tym samym całkowite zamaskowanie jej zbocza. Stanowi to duże utrudnienie w dokładnym wykreśleniu przebiegu zbocza na tym odcinku. Podobnie w sposób niezbyt ostry rysuje się zbocze omawianych poziomów na kontakcie z przylegającą od zachodu terasą 72 m npm. Zbocze to uległo także zmodyfikowaniu przez działalność eoliczną.

W celu bliższego zapoznania się z budową geologiczną poziomu 80 m npm. wykonane zostały wkopy do głębokości 2,5 m. Zlokalizowano je w tych miejscach, gdzie zachodziła największa pewność, że będą się znajdować nie naruszone działalnością eoliczną utwory pochodzenia wodnego.

Z wkopy wykonanego 1,5 km na zachód od Brzeźna wynika, że w tym miejscu poziom ten zbudowany jest do podanej głębokości przeważnie z piasków drobnoziarnistych. Do 1 m laminacja jest niewidoczna, a głą-



biej są to już laminowane piaski drobnoziarniste ze zwiększoną ilością średnioziarnistych. Sporadycznie spotyka się w nich pojedyncze żwirry wielkości 1 cm. Niestety, wielkość tego wkopu, podobnie jak i następnego, nie pozwoliła na dokonanie takiej ilości pomiarów teksturalnych lamirn, które gwarantowałyby dokładne określenie kierunku płynięcia wód podczas ich akumulacji. Dwa pomiary, które zdołano dokonać, wykazały upaad lamin w kierunku wschodnim, a więc w kierunku Wysoczyzny Dobrzyńskieij.

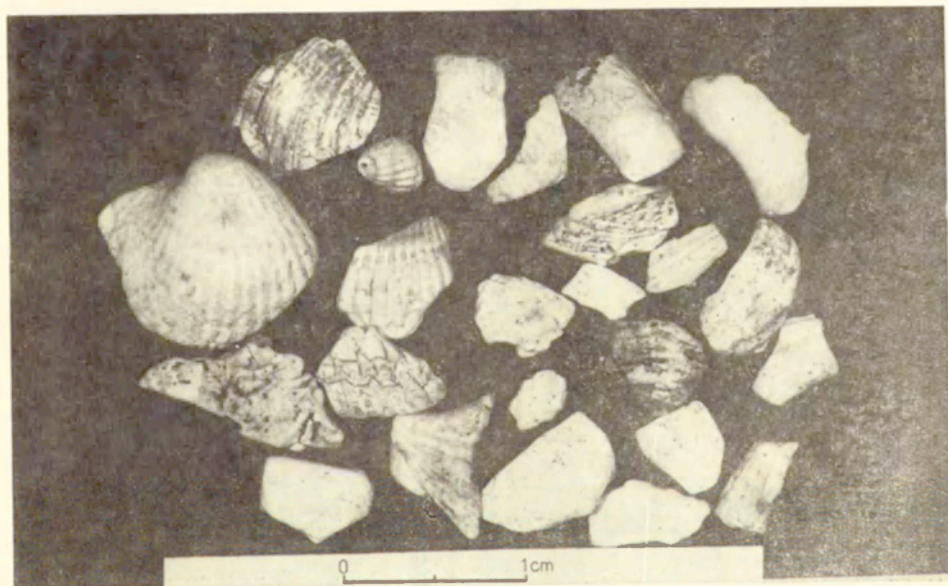
We wkopie wykonanym na fragmencie poziomu 80 m npm. na północ od doliny Mieni, 1 km na północny zachód od Brzeźna, odsłaniają się dło głębokości 1,4 m piaski różnoziarniste z przewagą drobnoziarnistych. Spotyka się w nich także pojedyncze żwirry wielkości 1 cm, a niekiedy większy głazik. Poniżej, do 2,5 m, występuje seria piasków drobnoziarnistych z pojedynczymi żwirami, wykazująca we wkopie wyraźną laminację. Pomiar lamin wykazał północno-zachodni kierunek ich upaduu. Trudno jest na podstawie powyższych danych dokonać interpretacji genetycznych utworów budujących rozpatrywane poziomy przy wlocie doliny Mieni do doliny Wisły. Odczuwa się bowiem brak szczegółowego poznania rozwoju geomorfologicznego doliny Mieni, a przede wszystkim nie jest znana jej rola w odprowadzaniu z Wysoczyzny Dobrzyńskiej wód roztopowych w czasie fazy kujawsko-dobrzyńskiej. Ten fakt jest wyraźnym niedostatkiem przy interpretowaniu zdarzeń, jakie miały miejsce w dolinie Wisły podczas recesji ostatniego lądolodu.

#### POZIOM 78 M NPM.

Poziom ten występuje 1,5 km na północny zachód od Nieszawy na kontakcie doliny Wisły z Kotliną Toruńską w miejscu, gdzie zboczce Wysoczyzny Kujawskiej stosunkowo łagodnym łukiem zmienia swój kierunek z południkowego na równoleżnikowy. Zajmuje on niewielką przestrzeń, której szerokość wynosi około 0,5 km, a długość 1,5 km. Jest to poziom, o którym jest już wzmianka w literaturze (M. Kucharski 1966). Autor ten popełnił jednak zasadniczy błąd, paralelizując ten poziom z terasą Vb R. Galona (1934) z obszaru doliny dolnej Wisły. Wiadomo przecież, że terasa wyższa, czyli Vc, według tej nomenklatury jest odpowiednikiem terasy IX z obszaru doliny Brdy (R. Galon 1953) i Kotliny Toruńskiej (W. Mrózek 1958), mającej wysokość 70—72 m npm. i uważanej za pierwszą terasę bifurkacyjną w Kotlinie Toruńskiej. Tymczasem rozpatrywany poziom położony jest, jak już wiadomo, znacznie wyżej. Niezbyt zrozumiałe i bezpodstawne jest także wypowiedziane przez M. Kucharskiego (1966) zdanie, że „terasa ta za Nieszawą znacznie się rozszerza, przechodząc już w obszar Kotliny Płockiej”. Otóż można w tym miejscu z całą pewnością stwierdzić, że na południe od linii Nieszawa—ujście doliny Mieni do doliny Wisły, poziom ten w ścisłych za-

Fot. 4. Utwory glaciofluwialne  
biorące udział w budowie po-  
ziomu 78 m n.p.m. na północny  
wschód od Nieszawy

Phot. 4. Glaciofluvial deposits  
participating in building level  
78 m a.s.l., NW of Nieszawa



Fot. 5. Szczątki morskiej fauny eemskiej zebrane z utworów glaciofluwialnych po-  
ziomu 78 m n.p.m. na północny zachód od Nieszawy

Phot. 5. Remnants of Eemian marine fauna collected from glaciofluvial deposits of  
level 78 m a.s.l., NW of Nieszawa





Fot. 6. Widok z terasy IX w okolicy Bobrownik na wyspę terasy IX w okolicy Kucerza — przełom Wisły między wyspami teras IX

Phot. 6. View from terrace IX near Bobrowniki towards island in terrace IX near Kucierz — the Vistula „gap” between islands of terrace IX



Fot. 7. Struktura klina zmarzlinowego w starszych utworach rzecznych przykrytych łem brunatnym w obrębie terasy IX w okolicy Bobrownik

Phot. 7. Structure of ice wedge in older fluvial deposits, mantled by brown clay within terrace IX, near Bobrowniki



Fot. 8. Starsze utwory rzeczne pod brukiem pomorenowym na terasie VIII na południowy wschód od Lubania

Phot. 8. Older fluvial deposits underlying postmorainic pavement in terrace VIII, SE of Lubanie



Fot. 9. Kontakt bruku pomorenowego i starszych utworów rzecznych, wykształconych w tym miejscu w postaci piasków drobnoziarnistych i złożonych w formie ripplemarków na południowy wschód od Lubania

Phot. 9. Contact between postmorainic pavement and older fluvial deposits, developed here in the form of finegrained sands and deposited in ripplemarks, SE of Lubanie





Fot. 10. Przykład budowy geologicznej terasy VI około 5 km na północ od Bobrownik

Phot. 10. Example of geological structure of terrace VI, some 5 km N of Bobrowniki



Fot. 11. Seria piasków i żwirów biorąca udział w budowie terasy III na południowy wschód od Ciechocinka

Phot. 11. Series of sands and gravels taking part in building terrace III, SE of Ciechocinek

rysach doliny Wisły aż po Kotlinę Płocką nie istnieje. Z tym jednak zastrzeżeniem, że nie bierzemy w tym miejscu pod uwagę obniżonej części wysoczyzny morenowej w rejonie Brześcia Kujawskiego i występujących tam poziomów.

Odpowiednikiem natomiast rozpatrywanego poziomu 78 m npm. w okolicy Nieszawy jest listwa o nieco mniejszej wysokości bezwzględnej (75-78 m npm.), rozpoczynająca się w Raciążku i biegnąca na zachód. Jest to już obszar Kotliny Toruńskiej. Poziom ten wyróżnił także M. Kucharski, jednak określił go jako terasę Vc o wysokości 80 m npm. Pełnione tu więc zostały dwie nieścisłości: pierwsza związana z odczytem wysokości tej terasy, a druga z zastosowaniem w stosunku do niej nomenklatury R. Galona (1934).

Wspomniana listwa poziomu 75-78 m npm. na zachód od Raciążka ma szerokość około 500-700 m. Zbocze oddzielające ten poziom od wysoczyzny morenowej, w pobliżu Raciążka stosunkowo krótkie i wyraźne, staje się w kierunku zachodnim bardziej połogie, a przez to mniej dostrzegalne. Omawiany poziom jest silnie rozczłonkowany przez liczne i głębokie dolinki erozyjne, które się tu rozwinęły.

Dzięki istniejącej naturalnej odkrywce, wierceniom archiwalnym oraz wykonanym przez autora, w sposób dokładny rozpoznana została budowa geologiczna poziomu 78 m npm., występującego na północny zachód od Nieszawy. W odkrywce tej od powierzchni do głębokości 2,5-3 m odsłaniają się utwory pochodzenia wodnego, reprezentowane głównie przez żwir z głazikami i piaski gruboziarniste o laminacji ukośnej (fot. 4). Jedynie w stropowej części występuje warstwa piasków drobnoziarnistych o miąższości 0,8 m. Poniżej utworów piaszczysto-żwirowych występuje pokład gliny morenowej o miąższości 5-5,5 m. Pod gliną zalega seria piasków drobnoziarnistych. Wykonany przekrój wiertniczy pozwolił na stwierdzenie, że leżące na glinie morenowej utwory żwirowo-piaszczyste nie reprezentują serii międzymorenowej, lecz stanowią serię akumulacyjną, złożoną w czasie przepływu wód w tym poziomie.

Kierunek płynięcia wód w sposób jednoznaczny określają upady lamin. Transport materiału odbywał się w wodach płynących w kierunku północno-zachodnim. Miały one znaczną siłę nośną, o czym świadczy wielkość złożonego przez nie materiału. Najbardziej jednak interesującym zjawiskiem jest występowanie w tych osadach szczątków morskiej fauny eemskiej (fot. 5). Zidentyfikowane zostały tu przez dr I. Dmoch z Instytutu Geografii UMK szczątki *Cardium edule*, *Cardium paucicostatum*, *Macoma balthica*, *Nassarius reticulatus* oraz fragmenty małży, których ornamentacja może sugerować przynależność do *Venerupis*, uważanego za typowy dla interglacjału eemskiego Holandii, Niemiec czy Danii. Fauna ta, wyegzarowana przez transgredujący lądolód z obszaru, gdzie istniało morze eemskie i przez niego przetransportowana, stała się komponentem utworów piaszczystych i żwirowych osadzonych przez wo-



dy roztopowe. Ten fakt pozwala śmieiej wnioskować o glaciefluwalnym charakterze takich osadów. Występowanie w osadach fauny mało odpornej na procesy niszczące jest dowodem, że osad, w którym się ona znajduje, nie pochodził ze zbyt odległego źródła i nie przebywał długo w środowisku wód płynących.

Wspomniana już listwa poziomu 75-78 m n.p.m., która występuje na terenie Kotliny Toruńskiej na zachód od Raciążka, zbudowana jest co najmniej do głębokości 2 m z grubych żwirów, w których spotyka się także głazy. Taki materiał odsłaniał się w żwirowni w Zgodzie, 5 km na zachód od Raciążka. Rzecz ciekawa, że także w tych utworach można było spotkać sporo szczątków fauny eemskiej. Wielkość materiału i obecność w nim szczątków fauny dowodzi, że jego akumulacji dokonały burzliwe wody, a transport materiału był niezbyt odległy. Wody płynęły ze wschodu, co wykazały pomiary teksturalne. Utwory te mogły zostać tu złożone podczas deglacji Kotliny Toruńskiej.

Wobec uzyskanych rezultatów badań geologicznych autor przyjął nieco inną genezę omawianego poziomu anizeli dotychczas przyjmowano. Należy przypomnieć, że poziom ten w Kotlinie Toruńskiej u podnóża Wysoczyzny Kujawskiej określa się jako terasę pradoliną, chociaż żadnych badań geologicznych wcześniej tu nie przeprowadzano. Przesłanki natury geologicznej sugerują natomiast, że jest to poziom, który utworzył się w wyniku działalności wód roztopowych. Rozstrzygnięcie jednak problemu genezy tego poziomu przynieść mogą dopiero jego szczegółowe badania geologiczne i ustalenie jego stosunku do północnego odgałęzienia doliny parchańskiej, wykorzystywanej obecnie przez Tążyńkę, a także badania nad rozwojem geomorfologicznym Kotliny Toruńskiej.

#### TERASA 72 M NPM. (IX)

Terasa ta w przełomowym odcinku doliny Wisły występuje po obu jej stronach w postaci wąskich listew u podnóża wysoczyzn morenowych albo wyspowo. W tej pierwszej postaci zachowała się ona po lewej stronie Wisły, w pobliżu Mikanowa i Lubania, a po prawej na wschód od Bobrownik oraz pomiędzy doliną Mieni a jez. Zacisze, u stóp opisanego już wcześniej poziomu 80 m n.p.m., występującego przy wlocie Mieni do doliny Wisły. W postaci wysp natomiast zachowała się ona na lewym brzegu Wisły w okolicy Kucerza, a na prawym w okolicy Bobrownik. Obie wyspy terasy 72 m n.p.m. położone są tak blisko siebie, że ten krótki odcinek biegu rzeki między nimi można nazwać w pewnym sensie przełomowym (fot. 6). Wysokościowo omawiana terasa wiąże się z dobrze rozwiniętą w Kotlinie Toruńskiej terasą IX (W. Mrózek 1958). W kotlinie tej, najbliższej rozpatrywanego odcinka doliny Wisły, terasa IX występuje na zachód od Raciążka, gdzie początkowo wąska jej listwa sto-

pniowo się rozszerza i zajmuje znaczne przestrzenie na północny zachód od Aleksandrowa Kujawskiego. Drugi fragment tej terasy rozpoczyna się na północ od Osieka i biegnie w kierunku ujścia Drwęcy do Kotliny Toruńskiej.

W Kotlinie Płockiej odpowiednikiem omawianej terasy jest poziom o wysokości 75 m n.p.m. (na wschód od Jeziora Rakutowskiego), nazwany przez S. Skompskiego (1969) poziomem goreńskim. Według numeracji tego autora jest to, licząc od góry, poziom V. W odległości 6 km na wschód od Jeziora Rakutowskiego, jak wynika z mapy S. Skompskiego, kontaktuje się on z wyższym poziomem, którego zbocze ma dość urozmaicony przebieg. Podobnie niespokojny przebieg ma zbocze oddzielające oba poziomy na północ od Jeziora Lucieńskiego. Jego przebieg sugeruje, że nie powstało ono w wyniku erozji bocznej płynącej rzeki; należy szukać innej przyczyny tego zjawiska. Wydaje się, że istota problemu związana jest z martwymi lodami, które pozostały na obszarze Kotliny Płockiej po pobycie ostatniego lądolodu, a następnie uległy zanikowi (J. E. Mojski 1960, S. Skompski 1969). Z tym zagadnieniem przypuszczalnie wiąże się geneza Jeziora Rakutowskiego, położonego w obrębie omawianej terasy. Pozostałe jeziora, które tu także występują, np. Krzewenckie, Goreńskie lub Skrzyneckie, są jeziorami rynnowymi.

Rozpatrywana terasa na całej swej długości przylega bezpośrednio do zbocza Wysoczyzny Kujawskiej. Jej szerokość w pobliżu Jeziora Rakutowskiego wynosi około 9 km, a bardziej na zachód, w pobliżu Jeziora Wikaryjskiego, około 5 km. Rzeźba terasy IX w Kotlinie Płockiej jest urozmaicona. Część terasy przylegająca do Wysoczyzny Kujawskiej jest równinna; w jej obrębie położone jest Jezioro Rakutowskie i przez nią od tego jeziora w kierunku północno-zachodnim płynie niewielki ciek Rakutówka. Północna część omawianej terasy uległa natomiast silnemu zwydmieniu. Występują tu liczne i doskonale rozwinięte wydmy paraboliczne o wysokościach względnych do 25 m. Były one już przedmiotem szczegółowych badań U. Urbaniak (1967). Pole wydymowe obejmuje swym zasięgiem także obszary niżej leżącej terasy o wysokości 68-69 m n.p.m. Z tego powodu przebieg krawędzi pomiędzy terasą IX a wyżej wspomnianą jest bardzo niewyraźny w terenie, a na zachód od Jeziora Wikaryjskiego krawędź ta nie istnieje. Obserwuje się tu zjawisko łagodnego obniżania się terasy IX aż do poziomu terasy VII, która na północ od doliny Zgłowiączki ma wysokość około 63 m n.p.m. Zbocze terasy IX, a także ta część terasy VIII, musiały zatem ulec zniszczeniu. Sądzę, że przyczyny tego zjawiska należy szukać w większej ilości wód, płynących w pewnych okresach Rakutówką, szczególnie podczas wytańnięcia się martwych lodów, a także w późniejszej działalności eolicznej. Działalność tą ułatwiały drobnoziarniste piaski, z których zbudowana jest terasa IX w Kotlinie Płockiej.

Miąższość tych piasków jest znaczna, niekiedy do 35 m. W niektó-

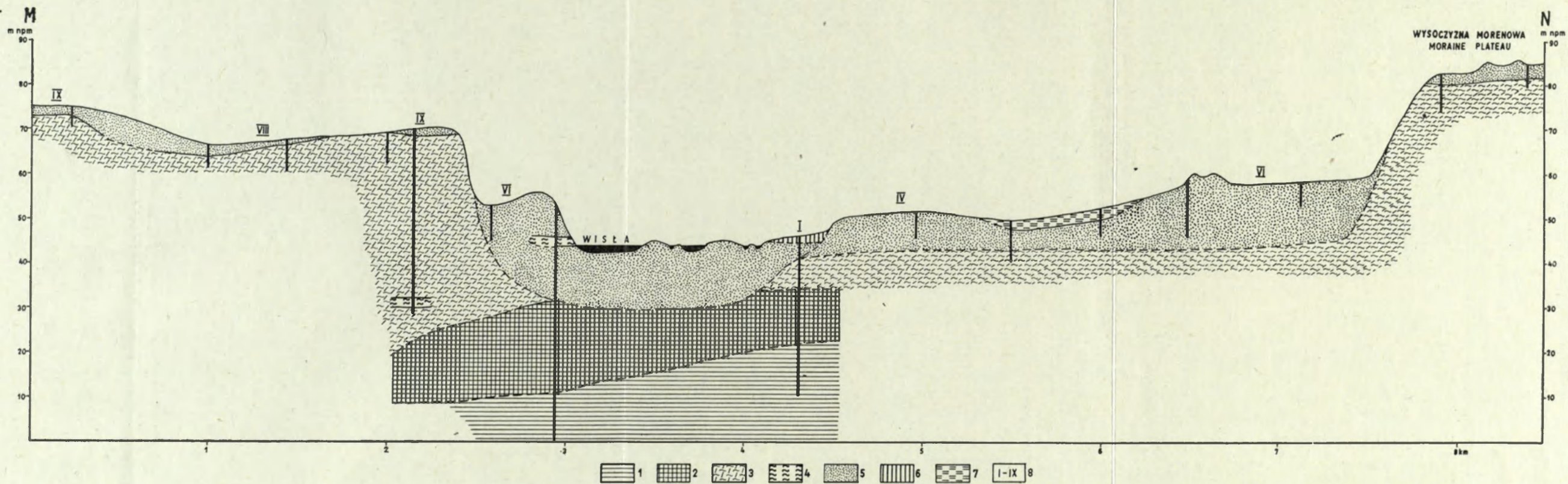


rych jednak miejscach, jak wynika to z analizy głębokich wierceń, w budowie geologicznej tej terasy biorą udział piaski średnio- i gruboziarniste, a niekiedy ily czwartorzędowe. Na południowy zachód od Jeziora Rakutowskiego piaski gruboziarniste występują już od powierzchni i mają laminację krzyżową. Odkrywkę tę wykonano w pobliżu Rakutówki i wydaje się, że tej właśnie rzece należy przypisać akumulację tego materiału wówczas, gdy płynęły nią większe ilości wód, które spowodowały zniszczenie krawędzi terasy IX, o czym już była wcześniej mowa.

Terasa IX w przelomowym odcinku doliny Wisły, jak już wspomniano, zachowała się w postaci listew oraz wysp. W pobliżu Mikanowa i Lubania posiada ona długość około 4 km, a szerokość 800 m. Na jej powierzchni występują często piaski różnej wielkości o miąższości 1-2 m, leżące na glinie morenowej. W wielu jednak miejscach glina morenowa występuje także na powierzchni. Podobną budową geologiczną charakteryzuje się wyspa omawianej terasy w okolicy Kucerza. Posiada ona około 3 km długości i 1 km szerokości. Od strony wschodniej u stóp tej wyspy płynie Wisła.

Jej głębszą budowę geologiczną przedstawiają przekroje K—L i M—N (ryc. 10, 13). Z pierwszego przekroju wynika, że miąższość gliny morenowej wynosi 12 m, a głębiej leży 8-metrowy pokład utworów piaszczystych i żwirowych, które spoczywają na plicenie. Najbardziej jednak ciekawym zjawiskiem jest fakt, że na krawędzi tej terasy, na wysokości 71 m n.p.m., stwierdzono występowanie iłów brunatnych. Problem genezy iłów był już przedmiotem rozważań w rozdziale poprzednim. Autor wysunął tam koncepcję utworzenia się w eemskiej dolinie Wisły, w końcowej fazie jej zasypywania wywołanego transgresją lądolodu, rozległego zastoiska, w którym zaczęły odkładać się ily brunatne. Przypisując ten wiek iłom występującym na krawędzi terasy 72 m n.p.m. w okolicy Kucerza, należałoby zaliczyć leżącą pod nimi glinę morenową do starszego od bałtyckiego zlodowacenia. Z powodu jednak tego, że owe ily napotkano tylko w jednym z wielu wykonanych tu wierceń, a zatem nie stanowią zjawiska powszechnego, problem wieku niżej leżącej gliny należy uznać jeszcze za otwarty.

Przekrój geologiczny M—N wykonano w odległości około 2 km dalej na południe. Poprowadzony on został od listwy terasy IX w okolicy Mikanowa poprzez terasę VIII oraz południowym skrajem rozpatrywanej wyspy terasy IX. Z profilu wiertniczego usytuowanego w pobliżu zbocza tej wyspy wynika, że pod cienką (1,6 m) powierzchniową warstwą początkowo piasków średnioziarnistych z otoczakami, a potem żwirów z otoczakami (najprawdopodobniej bruk morenowy), zalega pokład szarej gliny morenowej do głębokości 38 m. Pod nią występuje 1,8-metrowa warstwa łu oraz mułku, a głębiej ponownie szara glina morenowa. Prawdopodobnie leży ona bezpośrednio na utworach plicieńskich. W profilu tym istnieje zatem brak utworów korelatywnych z opisanymi już wcześniej, np. z Nieszawy czy z Włoszycy-Żwirowni, występującymi



Ryc. 13. Przekrój geologiczny wzdłuż linii M—N: 1 — utwory mioceni; 2 — utwory plioceńskie; 3 — glina morenowa; 4 — il; 5 — utwory piaszczyste i żwirowe; 6 — mada; 7 — torf; 8 — numeracja teras  
 Fig. 13. Geological cross-section along line M—N: 1 — Miocene; 2 — Pliocene; 3 — boulder clay; 4 — clay; 5 — sand and gravel deposits; 6 — alluvia; 7 — peat; 8 — numbering of terraces



w poziomie 80-84 m npm., które świadczyłyby o przebiegu tędy doliny Wisły przed wkroczeniem na ten obszar ostatniego lądolodu. Odsłaniają się one natomiast 2 km na południowy zachód w poziomie terasy VIII, jak również w zboczu wyspy terasy IX w okolicy Bobrownik po prawej stronie Wisły. Należy zatem sądzić, że obecna wyspa terasy IX mogła być nią także u schyłku interglacjału eemskiego, a glina morenowa, z której jest zbudowana, jest starszą od zlodowacenia bałtyckiego, co zostało już poruszone przy omawianiu przekroju geologicznego K—L (ryc. 10).

Jak już wspomniano na wstępie omawiania terasy IX, po prawej stronie Wisły występuje ona w postaci listwy, ciągnącej się od wysokości Bobrownik po jez. Zacisze na przestrzeni około 14 km. Jej szerokość waha się od 0,5 do 1 km. Przylega ona bezpośrednio do wysoczyzny morenowej względnie do wyższych poziomów, występujących u wlotu doliny Mieni do doliny Wisły. Podcina ją natomiast nieckowate obniżenie terasy VIII. Ten fragment terasy IX posiada bardzo urozmaiconą rzeźbę, jako skutek działalności eolicznej. Przyczyniła się ona do tego, że kontakt tej terasy ze wspomnianymi poziomami, a także z terasą VIII, jest mało wyraźny w terenie. Na północny wschód od Bobrownik występuje także wyspa terasy IX, której maksymalna długość wynosi około 5 km, a szerokość 3,5 km. Wyspę tę, a także częściowo występującą na wschód od niej terasę VIII, rozcina rynna subglacialna. Budowa geologiczna tej części terasy IX została dość dokładnie rozpoznana dzięki uzyskanym wierceniom. Analiza 87 profili geologicznych do głębokości 3,5-4 m oraz 14 profili głębszych wykazała, że na jej powierzchni leży przeważnie 0,5-1,5-metrowa warstwa utworów piaszczystych różnej wielkości, w których występują liczne otoczaki oraz glazy. Pochodzą one z zalegającej pod wspomnianymi utworami piaszczystymi gliny morenowej. W wielu miejscach glina ta występuje bezpośrednio na powierzchni. Jej miąższość waha się przeważnie od 2 do 4 m. Pod nią występuje warstwa mułków podobnej miąższości, która z kolei przykrywa utwory piaszczyste i żwirowe (ryc. 7-9). Mamy tu więc zbieżną sekwencję warstw, jaka istnieje w żwirowni na południe od Nieszawy w zboczu Wysoczyzny Kujawskiej.

W kilku miejscach zamiast warstwy mułków występuje 1-1,4 metrowa warstwa ilów brunatnych. Najłatwiej można ją zaobserwować w górnej partii zbocza w Bobrownikach, przy skrzyżowaniu dróg do Lipna i Polichnowa, a także około 1 km na południowy wschód od Bobrownik przy szosie do Polichnowa. W pierwszym przypadku ily brunatne przykrywają piaski drobnoziarniste, które były akumulowane w wodach płynących z południa, o czym świadczą dokonane pomiary teksturalne. W drugim przypadku wspomniane ily leżą na utworach żwirowych i piaskach gruboziarnistych (fot. 7). Na powierzchni ilów, tuż pod warstwą gleby oraz w niej, występują dość licznie otaczki oraz kamienie. Biorąc pod uwagę to, że ily leżą w poziomie około 67 m npm., kamienistą warst-

wę powierzchniową uznać można za bruk morenowy, czyli rezyduum po glinie morenowej, biorącej udział w budowie omawianej wyspy terasy 72 m npm., która w tym miejscu, zanim została rozmyta, także te ility przykrywała.

Pod warstwą ilów, o miąższości w rozpatrywanym miejscu około 1,4 m, zalega kolejno seria piasków gruboziarnistych ze żwirami i głazikami o miąższości 1,7 m, a następnie piaski gruboziarniste, których spągu do głębokości 4 m nie osiągnięto. Laminy mają upad w kierunku północno-zachodnim, co świadczy, że akumulacji tych utworów dokonywały wody płynące z południa. Wynika stąd wniosek, że reprezentują one utwory rzeczne z okresu istnienia doliny Wisły sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu. Nie wiadomo, czy pochodzą one z fazy zasypywania tej doliny przy wkraczaniu na ten obszar ostatniego lądolodu, czy też wiek ich jest wcześniejszy. Wydaje się, że na to zagadnienie pewne światło rzuca następujący fakt. Otóż w jednym z miejsc rozpatrywanej żwirowni w utworach piaszczysto-żwirowych, występujących bezpośrednio pod warstwą ilów brunatnych, stwierdzono strukturę klina mroźowego (fot. 7). Tego typu struktura świadczy, że przed osadzeniem się ilów był okres, w którym utwory piaszczysto-żwirowe stanowiły warstwę powierzchniową. Zanim dokonało się ich przykrycie ilami, w wyniku utworzenia się zastoiska w dolinie przy wkraczaniu lądolodu, uległy one już oddziaływaniu klimatu peryglacialnego. Dla pełniejszej charakterystyki omawianych utworów należy jeszcze dodać, że znaleziono w nich także jeden okaz ślimaka *Paludina diluviana*.

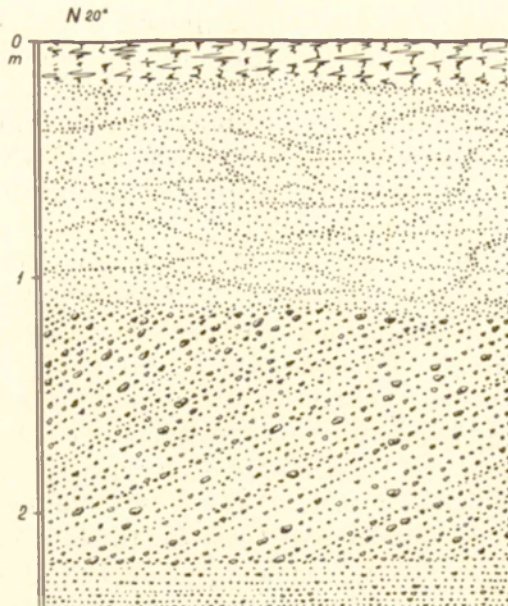
Jak wspomniano na wstępie omawiania terasy IX, w Kotlinie Toruńskiej, po prawej stronie Wisły, jej fragment rozpoczyna się na północ od Osieka i biegnie w kierunku ujścia doliny Drwęcy. W rzeczywistości jednak wyróżnić tam można dwa fragmenty tej terasy, bowiem przez jej południową część przebiega wyraźne podłużne obniżenie o wysokości 67 m npm., które odpowiada wysokościowo terasie VIII. Obniżenie to spowodowało oddzielenie części omawianej terasy, która obecnie występuje w postaci wyspy na wschód od Antoniewa. Wyspa ta, o rozmiarach około 1,5 km, na 750 m od zachodu kontaktuje się stromym zboczem z przylegającą do niej terasą IV. Jej budowę geologiczną obrazuje rycina 14. Pod 1,2-metrową warstwą nasypu piaszczystego występują żwiry z głazikami o laminacji ukośnej. Laminy mają upad w kierunku północnym. Pomimo że do głębokości 2,4 m nie osiągnięto spągu utworów piaszczystych, nie wydaje się, aby ich miąższość była znaczna. W zboczu bowiem tej wyspy odsłania się już glina morenowa. Należy przypuszczać, że powierzchniowa seria piaszczysto-żwirowa stanowi ślad przepływu wód w poziomie terasy IX.

Z rozważań nad budową geologiczną poszczególnych fragmentów terasy IX w przelomowym odcinku doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką



Ryc. 14. Przykład budowy geologicznej terasy IX 2 km na północ od Osieka (objaśnienia jak na ryc. 4)

Fig. 14. Example of geological structure of terrace IX, 2 km N of Osiek (for explanations of Fig. 4)



a Kotliną Toruńską wynika wyraźnie jej erozyjny charakter, podobnie jak i omówionych już wyższych poziomów w tymże odcinku.

#### TERASA 67-69 M NPM. (VIII)

Terasa VIII występuje po obu stronach Wisły. Wykształcona jest ona odmiennie aniżeli terasa IX, bowiem w postaci wydłużonych w niej obniżen. Taka sytuacja zachodzi między Lubaniem a Kuczerem po lewej stronie Wisły, a z kolei po prawej, na wschód od Bobrownik, jak również na północ od Osieka w Kotlinie Toruńskiej. Forma występowania tej terasy w rozpatrywanym odcinku dolinnym świadczy zatem, że Wisła, płynąc na wysokości 67-69 m npm., dzieliła się co najmniej na dwa ramiona. Zbocza pomiędzy fragmentami terasy IX a terasą VIII nie istnieją, bowiem przejście z terasy wyższej w niższą odbywa się bardzo łagodnie.

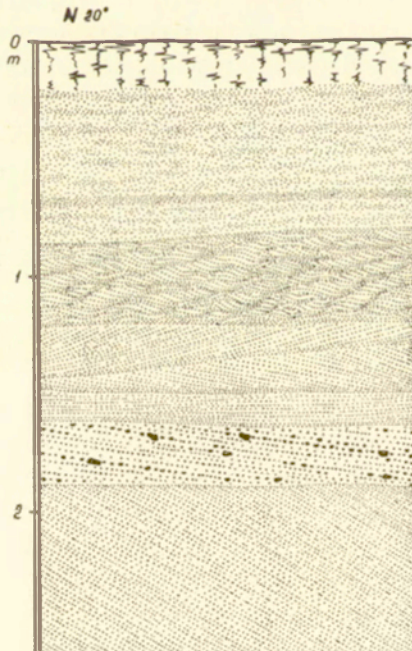
W Kotlinie Płockiej odpowiednikiem omawianej terasy jest nazwana przez S. Skompskiego terasa korolewska, VI wg numeracji tego autora. W okolicy jez. Telążna oraz Jeziora Wikaryjskiego jej wysokość wynosi 68-69 m npm., natomiast szerokość od 1 do 3 km. Pomiędzy tym fragmentem terasy VIII a jej odpowiednikiem, występującym 25 km w dół rzeki na zachód od Brzeźna, istnieje niewielka różnica wysokości w granicach 1-2 m, świadcząca o małym spadku tej terasy (ryc. 11). Podobna sytuacja zachodzi również w poziomie terasy IX, która na długim odcinku od Lubania po ujście Drwęcy nie wykazuje żadnego spadku.

Wracając do opisu geomorfologicznego terasy VIII w Kotlinie Płockiej należy jeszcze dodać, że uległa ona silnemu zwydmieniu. W wyniku

tego jej kontakt z występującą od północy terasą niższą jest niewyraźny, podobnie jak i z przylegającą do niej od południa terasą IX. Na północny zachód od Jeziora Wikaryjskiego terasa VIII uległa obniżeniu, podobnie jak i terasa IX, co najprawdopodobniej było rezultatem płynięcia w pewnym okresie wód obniżeniem Rakutówki, a potem działalności eolicznej. Na to zagadnienie zwrócono już uwagę wcześniej przy opisie terasy IX w Kotlinie Płockiej.

W celu zapoznania się z charakterem osadów terasy VIII w Kotlinie Płockiej wykonano kilka wkopów. Pomiędzy jez. Łąkie a jez. Gościąż do głębokości 2,6 m odsłaniały się wyłącznie piaski drobnoziarniste, które jedynie na głębokości 1,6-1,9 m przedzielone były warstwą piasków średnioziarnistych z gładzikami do 3 cm długości (ryc. 15). Spągu utworów piaszczystych nie osiągnięto. Na głębokości 2,6 m pojawiła się woda gruntowa. W dolnej partii wkopu od głębokości 1,2 do 2,6 m piaski miały laminację ukośną. Pomiary teksturalne wykazały wyraźnie zachodni kierunek płynięcia wód podczas ich akumulacji. Nad piaskami ukośnie laminowanymi występowała 0,4-metrowej miąższości warstwa piasków, osadzona w postaci ripplemarków. Ta z kolei była przykryta warstwą piasków już bez laminacji. Podobny materiał bierze udział w budowie rozpatrywanego fragmentu terasy w pobliżu Jeziora Wikaryjskiego.

Inną budową geologiczną charakteryzuje się natomiast terasa VIII, a raczej było łóżysko jednego z ramion Wisły w czasie jej płynięcia w poziomie 67-69 m n.p.m. w okolicy Lubanie. Jej długość wynosi tu około 7 km, a szerokość 1 km. Południowa część tej terasy po drodze



Ryc. 15. Budowa geologiczna terasy VIII w Kotlinie Płockiej między jez. Łąkie a jez. Gościąż (objaśnienia jak na ryc. 4)

Fig. 15. Geological structure of terrace VIII in Płock Basin, between Lakes Łąkie and Gościąż (for explanations of Fig. 4)



Mikanowo—Kawka zbudowana jest do głębokości 3,5-4 m z piasków drobno- i średnioziarnistych. Spągu tych utworów nie osiągnięto. Bardziej na północ, po Probstwo Dolne, pod warstwą piasków drobnoziarnistych o miąższości do 1,5 m występuje glina morenowa. W niektórych miejscach została ona usunięta w wyniku przepływu wód, a pozostałością po niej jest bruk morenowy. Sytuację taką obserwować można m. in. w zwirowni przy drodze Mikanowo—Kawka. Od powierzchni występuje tam 1-1,5-metrowa warstwa piasków różnoziarnistych, pod którą znajduje się rezydium po glinie morenowej o miąższości do 0,7 m. Jest to bruk morenowy, w którym tkwią niekiedy pokaźnych rozmiarów głazy (fot. 8). Pod nim spoczywa seria piasków drobnoziarnistych, osadzona w postaci ripplemarków (fot. 9). Miąższość tej serii waha się od 1 do 4 m. Głębiej występują piaski gruboziarniste oraz żwiry. A oto jak przedstawia się budowa geologiczna w miejscu oddalonym około 500 m na północ od wspomnianej zwirowni (na podstawie uzyskanego profilu wiertniczego):

- 0—0,7 m — nasyp
- 0,7—1,5 m — glina brunatna
- 1,5—4,3 m — il brunatny
- 4,3—5,5 m — piasek pylasty

Jak wynika z sekwencji warstw w dwóch zaprezentowanych miejscach terasy VIII, jest ona zbieżna z układem opisanym już w Nieszawie i Przypuście. A zatem tu również pod gliną morenową, lub pod brukiem pozostałym po niej, występują w kolejności od dołu osady rzeczne, a następnie, w wyniku nasuwania się czaszy lodowej i dokonującej się blokady odpływu rzecznoego, osady wód wolno płynących i na koniec zastoiskowych. Powtarzalność zjawiska występowania osadów rzecznych sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu w obrębie rozpatrywanego odcinka doliny Wisły pozwala przyjąć, że osady te biorą także udział w budowie części północnej omawianej terasy (ryc. 9). Najmłodszym osadem, który bierze udział w budowie tej terasy, są piaski drobno- i średnioziarniste, spoczywające na glinie lub na bruku morenowym. Ich miąższość, jak już wspomniano, wynosi 1-1,5 m. Stanowią one ślad przepływu wód Wisły na północ w poziomie VIII. Budowa geologiczna omawianego fragmentu terasy VIII świadczy wyraźnie o jej erozyjnym charakterze.

Prawobrzeżny fragment terasy VIII na wschód od Bobrownik, ciągnący się na przestrzeni około 13 km aż po jez. Zacisze, który ma maksymalną szerokość do 4 km, jak wynika to z analizy ponad 100 profili geologicznych, zbudowany jest w swojej południowej części od powierzchni z piasków drobnoziarnistych, niekiedy również grubszych, o miąższości do 3 m, leżących na glinie morenowej. W kilku miejscach glina ta została przewiercona. Występują pod nią utwory mułkowe. Porównując zatem budowę geologiczną tego fragmentu terasy VIII z budo-

wą geologiczną opisanego wcześniej fragmentu lewobrzeżnego zauważyć można, że istnieje między nimi duże podobieństwo. Osady mułkowe oraz piaski drobnoziarniste, które występują pod gliną morenową, złożone zostały najprawdopodobniej w fazie blokowania odpływu rzecznej ówczesną doliną przez nasuwający się lądolód.

Na północ od doliny Mieni w budowie geologicznej rozpatrywanej terasy biorą udział przeważnie piaski drobnoziarniste, niekiedy tylko przewarstwione piaskami grubszyimi. Do głębokości 4 m nie osiągnięto ich spągu. Problemem jest zapewne, czy mamy tu do czynienia w całym profilu z najmłodszą akumulacyjną serią terasową, czy też występują tu różne wiekowo utwory. Należy pamiętać, że zarówno najmłodsza pokrywa terasowa, jak i starsze osady rzeczne, co wielokrotnie już podkreślano, akumulowane były przez wody mające ten sam kierunek przemieszczania. A zatem w przypadku ich nałożenia się, przy braku między nimi granicy w postaci np. bruku morenowego, rozpoznanie tych utworów jest bardzo trudne.

#### TERASA 62 - 63 M NPM. (VII)

Terasa ta w przelomowym odcinku doliny Wisły zachowała się po obu jej stronach. Na kontakcie omawianego odcinka dolinnego z Kotliną Płocką występuje ona po lewej stronie Wisły i rozpoczyna się od doliny Zgłowiączki. Ciągnie się na przestrzeni około 9 km, przylegając od zachodu do wyżej położonych erozyjnych poziomów wód roztopowych na północ od Brześcia Kujawskiego. Na północy terasa VII wyróżniona została po prawej stronie Wisły, gdzie od doliny Mieni szeroka na około 2 km listwa dość rozwartym łukiem podcina od wschodu najpierw terasę VIII, potem wysoczyznę morenową, a już na obszarze Kotliny Toruńskiej terasy VIII i IX. Długość tej listwy wynosi około 14 km.

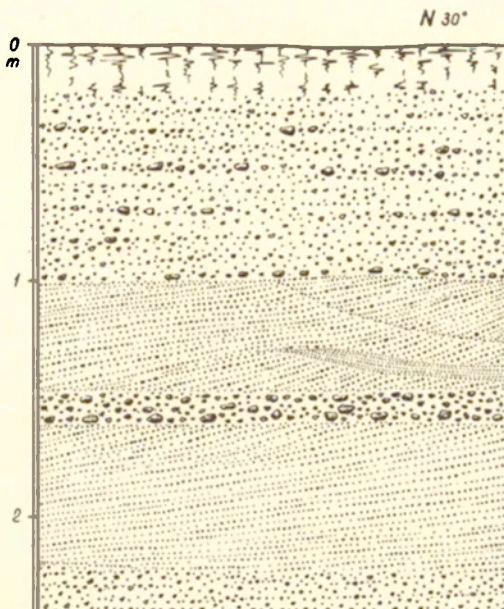
W Kotlinie Płockiej jej odpowiednikiem jest, wg numeracji S. Skomp-skiego, także terasa VII, o wysokości 65 m npm., zwana przez tego autora kosinowską. W granicach opracowania od Dobiegniewa po Włocławek, a więc na przestrzeni około 14 km, ma ona wysokość 63 m npm. Od południa terasa VII przylega do kolejnej wyższej, tzn. terasy VIII, jednak kontakt między nimi jest bardzo niewyraźny. Powodem tego, szczególnie na zachód od jez. Telążna, są liczne wydmy, które zbcze to zamaskowały. Na wschód od tego jeziora omawiana terasa posiada szerokość do 3 km i kontaktuje się bezpośrednio ze zbiornikiem zaporowym, powstałym w wyniku wybudowania stopnia piętrzącego pod Włocławkiem. Bardziej na zachód szerokość jej się zmniejsza do 1 km. Na tym odcinku od północy podcina ją terasa niższa. W obrębie terasy VII znajduje się kilka jezior pochodzenia glacialnego, z których największym jest Jezioro Radyszyńskie.

Na podstawie wykonanych kilku wkopów do głębokości 2 m można



Ryc. 16. Przykład budowy geologicznej terasy VII w Kotlinie Płockiej (objaśnienia jak na ryc. 4)

Fig. 16. Example of geological structure of terrace VII in Płock Basin (for explanations of Fig. 4)



stwierdzić, że najczęściej w budowie geologicznej tej terasy biorą udział piaski drobnoziarniste. Tylko w jednym miejscu, około 3 km na zachód od Dobiegniewa, spotkano nieco grubszy materiał (ryc. 16). Pod 1-metrowej miąższości warstwą piasków gruboziarnistych ze żwirem i głazikami występowały ukośnie warstwowane piaski średnio-, i gruboziarniste, a także warstwy żwiru z głazikami o miąższości 15-20 cm.

Terasa VII na północ od doliny Zgłowiączki ma początkowo także znaczną szerokość, wynoszącą maksymalnie 5 km, i w tym najszerszym miejscu dotyka bezpośrednio koryta Wisły. W kierunku północnym zważa się ona wyraźnie na skutek podcięcia jej przez terasę VI o wysokości 57-58 m npm. Powierzchnia omawianej terasy charakteryzuje się pewnym urozmaiceniem. Przede wszystkim spowodowane jest to tym, że w jej obrębie, a właściwie przez jej środek, ciągną się wyżej położone powierzchnie (około 65-66 m npm.). Należy sądzić, że są to fragmenty przejściowego poziomu, kiedy Wisła z terasy VIII schodziła na terasę niższą. Od wschodu, wzdłuż wysp wspomnianego przejściowego poziomu, na długości około 5 km, ciągnie się rynna glacialna z przegłębieniami oraz progami w jej dnie. Szerokość jej waha się od 100 do 250 m, a maksymalna głębokość około 10 m. Jej przedłużeniem, jak się wydaje, jest rynna występująca pomiędzy położonym na wysoczyźnie Tadzinem a leżącym już w dolinie Wisły na terasie VI Leopoldowem. Jak z tego wynika, część rynny znajduje się na wysoczyźnie morenowej, a część w dolinie Wisły. Na kontakcie tych dwóch jednostek morfologicznych rynna ta rozgałęzia się i obok już wspomnianej części istnieje jeszcze druga, która biegnie na południe łącząc się z rynną w okolicy

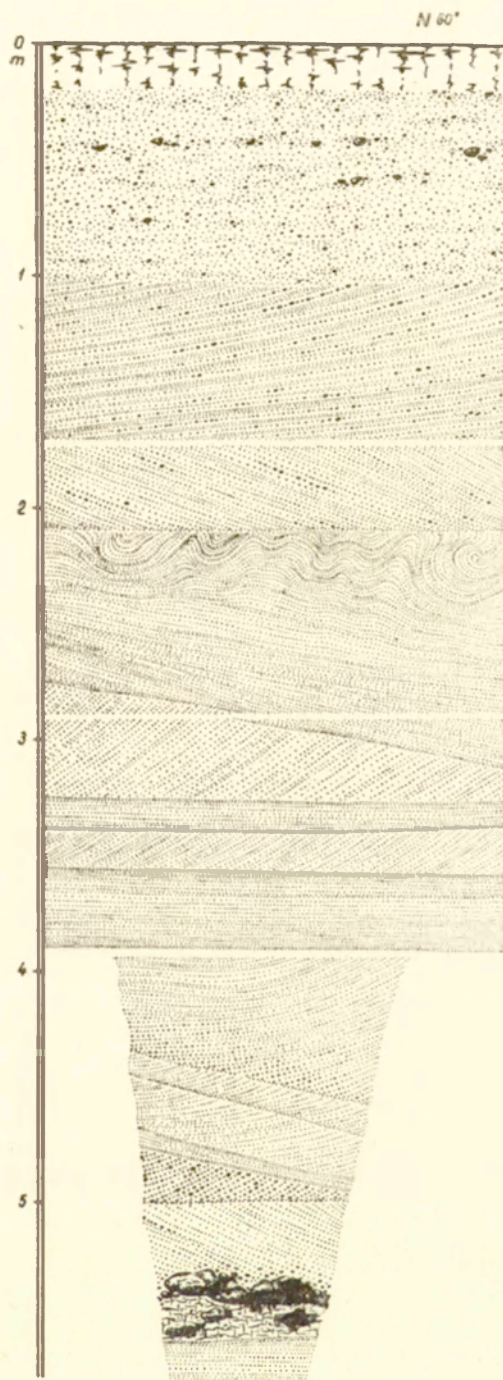
Gustorzyna. W północnej części omawianej terasy jej rzeźba jest bardzo niespokojna, zmodyfikowana wytapianiem się brył martwych lodów. Wypięsiska występują także na niższej terasie, o czym będzie jeszcze mowa przy omawianiu terasy VI. Opisując rzeźbę terasy VII należy wspomnieć, że w kilku miejscach występują niewysokie, pojedyncze wydmy, nie stanowiące zasadniczego elementu morfologicznego, tak jak to ma miejsce w obrębie wyższych, opisanych już teras z Kotliny Płockiej.

Budowa geologiczna rozpatrywanego fragmentu terasy VII jest dość zróżnicowana. W jej południowej części, jak wynika to z analizy uzyskanych profili wiertniczych, występuje wyłącznie seria warstwowanych piasków i żwirów z otoczkami, której miąższość wynosi najczęściej 30 m. Seria ta zalega bezpośrednio na utworach plioceńskich. W środkowej oraz w północnej części tej terasy miąższość powierzchniowej serii piaszczystej zmniejsza się niekiedy do 3,5 m. Zalega ona na szarej glinie morenowej, najprawdopodobniej z okresu zlodowacenia środkowopolskiego. Strop tej gliny jest bardzo nierówny, o czym świadczą przegłębienia rzędu 35 m.

Wgląd w teksturę osadów leżących na glinie morenowej umożliwił szurf wykonany w zboczu tej terasy, w miejscu, gdzie kontaktuje się ona bezpośrednio z korytem Wisły (ryc. 17). Miąższość serii piaszczystej wynosi tu 5,5 m. Na tej głębokości występuje bruk morenowy, składający się m. in. z glazów wielkości do 1,5 m. Pod brukiem morenowym zachowała się jeszcze około 20-centymetrowej miąższości warstwa gliny z porwakami ilów. Pod gliną stwierdzono piaski drobnoziarniste, których miąższości nie ustalono. Niewątpliwie jest problemem, czy owa 5,5-metrowa seria utworów piaszczystych, leżąca na glinie morenowej, reprezentuje najmłodszą serię terasową złożoną przez Wisłę podczas jej płynięcia w poziomie terasy VII, czy też składa się ona z dwóch wiekowo różnych utworów rzecznych.

W omawianym odsłonięciu od powierzchni do głębokości 2,1 m występuje początkowo warstwa piasków różnoziarnistych z glazikami i żwirem, a potem laminowane piaski drobno- i średnioziarniste — te ostatnie z domieszką piasku gruboziarnistego oraz żwirku. Od głębokości 2,1 m istnieje zatem dość wyraźna granica między grubszymi piaskami leżącymi powyżej a drobnymi poniżej. Na tej głębokości obserwuje się ponadto wyraźne ścięcie struktur spływowych, powstałych w piaskach drobnoziarnistych z domieszką frakcji mułkowej. Ten fakt, jak należy przypuszczać, świadczy o tym, że przed osadzeniem się serii górnej trwała w pewnym okresie przerwa sedymentacyjna. Nie wykluczone jest zatem, że w budowie geologicznej w omawianym miejscu biorą udział dwie serie piaszczyste, z których dolna reprezentuje starsze osady rzeczne, tak często spotykane w obrębie rozpatrywanego odcinka doliny Wisły, a górna najmłodszą pokrywą terasową. Warstwa gliny morenowej, zalegająca na głębokości 5,5 m, reprezentuje najprawdopodobniej zledo-



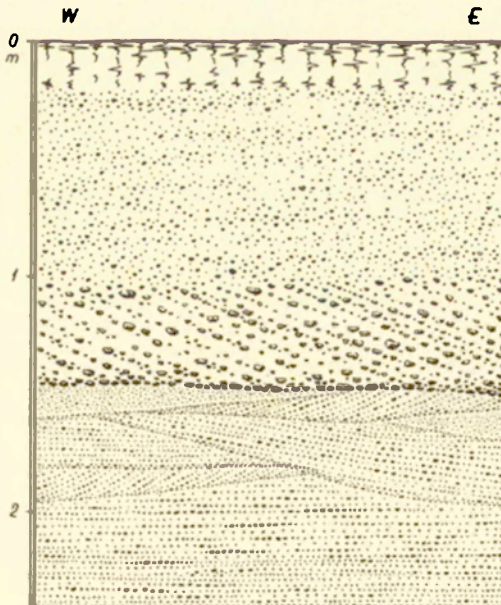


Ryc. 17. Odslonięcie w terasie VII na północny zachód od Włocławka (objaśnienia jak na ryc. 4)  
 Fig. 17. Outcrop in terrace VII, NW of Włocławek (for explanations cf Fig. 4)

wacenie środkowopolskie. Wykonane pomiary teksturalne w obu wyróżnionych seriach wykazały, że były one akumulowane przez wody podążające z południa. Niewątpliwie argumenty użyte tu dla wydzielenia dwóch różnych wiekowo serii rzecznych nie są niepodważalne. Biorąc jednak pod uwagę dość częstą powtarzalność zjawiska występowania utworów rzecznych sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu w dolinie Wisły, autor zmuszony był w tym miejscu również poruszyć ten problem.

Jak wspomniano na wstępie omawiania terasy VII, jej listwę wydzielono także po prawej stronie Wisły w pobliżu Kotliny Toruńskiej. Należy tu jednak wyjaśnić, że uczyniono to wyłącznie na podstawie analizy stosunków wysokościowych w tym rejonie, bowiem morfologicznie jest ona wykształcona w sposób niewyraźny. Otóż pomiędzy nią a wyróżnioną na podstawie tego samego kryterium niżej położoną terasą VI brak jest zbocza oddzielającego zazwyczaj dwie terasy. Od wysoczyzny morenowej na wschodzie po towarzyszącą rzece wyraźnie wykształconą morfologicznie terasę zalewową lub nadzalewową, a więc na przestrzeni ponad 5 km, obserwuje się tu nachylenie terenu od wysokości 62 do 52 m npm. Jest to w rzeczywistości szeroka powierzchnia ślizgowa, która utworzyła się podczas wcinania się Wisły, począwszy od poziomu terasy VII do III. Wyróżnienie w jej obrębie teras ma zatem charakter symboliczny, a dokonane zostało, jak już raz podkreślono, wyłącznie na podstawie stosunków wysokościowych (ryc. 1).

Celem rozpoznania budowy geologicznej najwyższej części powierzchni ślizgowej, wysokościowo odpowiednika terasy VII, wykonanych zostało kilka wkopów do głębokości 2 m. We wszystkich występowały naj-



Ryc. 18. Budowa geologiczna terasy VII na południe od Witowęża (objaśnienia jak na ryc. 4)  
Fig. 18. Geological structure of terrace VII, S of Witowąż (for explanations of Fig. 4)

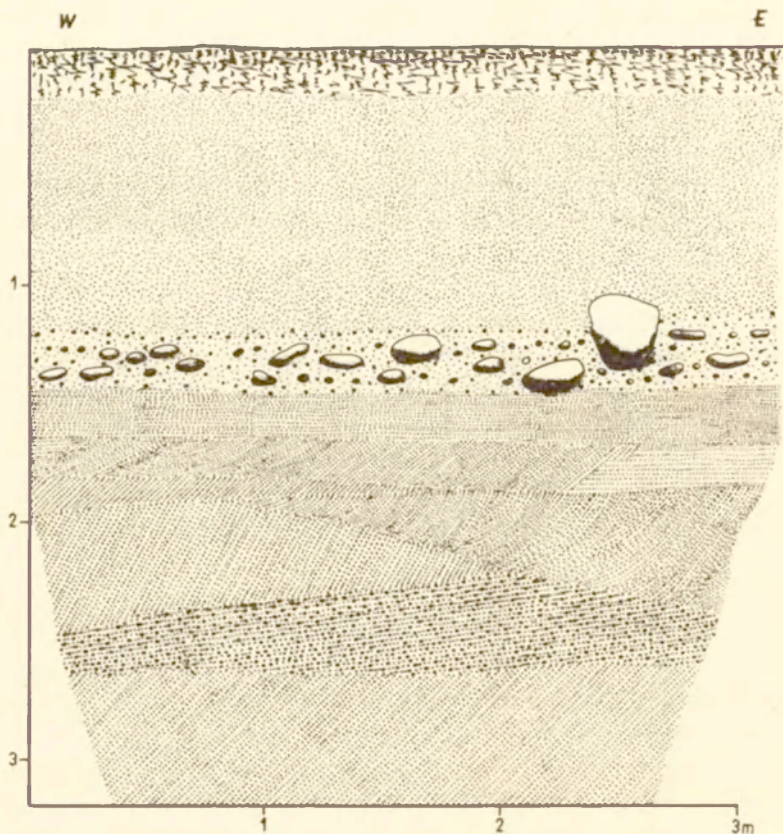


częściej piaski drobno- lub średnioziarniste. Około 3 km na północ od doliny Mieni w niektórych miejscach od powierzchni występuje glina morenowa. Tylko w jednym przypadku, 1 km od jez. Zacisze, stwierdza się występowanie grubszego materiału piaszczystego (ryc. 18). Pod piaskami różnoziarnistymi ze żwirami o miąższości 1 m zalegają warstwy żwirów z otoczkami oraz piaski średnio- i gruboziarniste o laminacji ukośnej, a w spągu płaskiej. Jak wykazały badania teksturalne, laminy posiadają upad w kierunku północno-zachodnim bądź północnym. Utworzy te, jak należy przypuszczać, są efektem akumulacji Wisły, tzn. pochodzą z okresu jej płynięcia w poziomie terasy VII. Dla uzupełnienia opisu morfologicznego należy jeszcze wspomnieć, że na zachód od Witołęży oraz na północ od doliny Mieni utworzyły się na terasie VII wydmy wałowe i paraboliczne.

#### TERASA 57 - 59 M NPM. (VI)

Terasa VI w obrębie rozpatrywanego odcinka doliny Wisły występuje w postaci dość szerokich listew zarówno po lewej, jak i prawej stronie Wisły. W zachodniej części Kotliny Płockiej szeroka na 2,5-3,5 km listwa rozpoczyna się na zachód od Dobiegniewa i towarzyszy rzece na odcinku 16 km, kończąc się w rejonie ujścia Zgłowiączki do Wisły. Według numeracji S. Skompskiego (1969) jest to terasa IX, wielkodębska, nadzalewowa wyższa na tym odcinku. Od południa kontaktuje się ona w sposób niewyraźny z terasą VII. Spowodowane jest to tym, że na granicy obu teras ulokowały się wydmy. Powierzchnia omawianego fragmentu terasy, w odróżnieniu od teras wyższych, nie uległa zbytniemu przemodelowaniu przez procesy eoliczne, bowiem wydmy występują tu sporadycznie tylko w jej wschodniej części.

Z wykonanych wkopów do głębokości 2 m wynika, że powierzchnię warstwy tej terasy, we wschodniej części, stanowią piaski drobnoziarniste. Głębiej, jak wykazała analiza wierceń archiwalnych, występują często także warstwy żwirów. Miąższość całej serii piaszczysto-żwirowej wynosi około 30 m. Leży ona przeważnie na utworach plioceńskich. W kierunku zachodnim budowa geologiczna omawianej terasy zmienia się. Coraz częściej pod serią piasków drobnoziarnistych spotkać można glinę morenową lub, w miejscach, gdzie uległa ona całkowitemu zniszczeniu, rezydium po niej w postaci bruku morenowego. Przykładem może być odkrywka wykonana 2 km na zachód od Modzerowa (ryc. 19). Od powierzchni do głębokości 1,2 m występują tam piaski drobnoziarniste. Na tej głębokości spoczywa 20-centymetrowej miąższości warstwa silnie scementowanego bruku morenowego, w którym tkwią głązy wielkości do 30 cm. Pod brukiem, do głębokości 3,2 m, zalegają ponownie piaski drobno- lub średnioziarniste. Początkowo mają one laminację płaską, a głębiej ukośną. Akumulacji ich, jak wykazały pomiary teksturalne, dokonały wody płynące w kierunku zachodnim.



Ryc. 19. Przykład budowy geologicznej terasy VI w Kotlinie Płockiej (objaśnienia jak na ryc. 4)

Fig. 19. Example of geological structure of terrace VI in Płock Basin (for explanations of Fig. 4)

W zachodniej części rozpatrywanej listwy terasy VI, a więc w rejonie Włocławka, miąższość utworów czwartorzędowych jest niewielka. Są miejsca, gdzie seria piasków i żwirów posiada zaledwie 2-3 m miąższości. Poniżej występują już iły plioceńskie. Należy dodać, że Włocławek położony jest na wyspach nieco wyższego poziomu, których wysokość wynosi około 60 m npm. Są to najprawdopodobniej ostańce poziomu przejściowego pomiędzy terasami VII a VI. Na peryferiach Włocławka, od strony południowej i południowo-wschodniej, miąższość utworów czwartorzędowych wzrasta. Wykształcone są tu one w postaci piasków i żwirów oraz ilów. Te ostatnie są eksploatowane w istniejących tu cegielniach. Według J. E. Mojskiego (1960) są one najstarszymi utworami nawiązującymi do zlodowacenia bałtyckiego. Zagadnieniom związanym z występowaniem ilów w dolinie Wisły poświęcono już wiele uwag w poprzednim rozdziale tej pracy.

Około 5 km na zachód od Włocławka, po lewej stronie Wisły, za-



chował się drugi fragment terasy VI. Od zachodu podcina ona początkowo terasę VII, a następnie kolejno terasy VIII i IX. Jej długość wynosi 7 km, a maksymalna szerokość 2 km. Od wschodu kontaktuje się ona stromym zboczem bezpośrednio z terasą zalewową okolic Korabnik. Płaską powierzchnię omawianego fragmentu terasy VI urozmaicają jedynie niewielkie wytopiska w okolicy Rózinowa i Leopoldowa, a także zachowana niewielka część rynny glacialnej, wykorzystana obecnie przez mały ciek, zwany Oślą.

Jak wykazują liczne profile geologiczne, ten fragment terasy VI zbudowany jest z warstwowanych piasków, i żwirów, których miąższość wynosi najczęściej 25-30 m. Pod nimi zalegają ily plioceńskie. Odkrywka wykonana na zboczu omawianej terasy, podcinanym przez terasę zalewową, umożliwiła szczegółowszy wgląd w jej budowę. Od powierzchni do głębokości 3,5 m występują tam piaski drobnoziarniste, które od głębokości 1,3 do 2,8 m mają laminację płaską, a następnie ukośną. Poniżej 3,5 m obserwuje się już zaleganie warstw piasków gruboziarnistych oraz żwirów o ukośnej lub płaskiej laminacji. Upady lamin wskazują na północno-zachodni kierunek płynięcia wód podczas ich akumulacji.

Po lewej stronie Wisły niewielką listwę terasy VI wyróżniono także w Nieszawie. Jej długość wynosi około 1,5 km, a szerokość 200 m. Seria piasków i żwirów, która bierze udział w budowie tego fragmentu terasy, posiada różną miąższość. Niekiedy na głębokości 3-5 m występują już ily plioceńskie. Różnice w wysokościach zalegania neogenu świadczą o tym, że jest on na tym obszarze silnie zaburzony, najprawdopodobniej glacijotektonicznie.

Po prawej stronie Wisły pierwszy fragment terasy VI zachował się w postaci listwy o długości 8 km i szerokości 1,5 km, usytuowanej 6 km na północ od Włocławka. Od wschodu przylega ona bezpośrednio do wysoczyzny morenowej, a natomiast od zachodu jest podcięta przez terasę 51-52 m n.p.m., nawiązującą do terasy IV z Kotliny Toruńskiej. Jak wykazały wykonane wkopy oraz analiza ponad 70 wierceń archiwalnych do głębokości 4 lub 12 m, omawiany fragment terasy VI jest zbudowany z warstwowanych piasków różnej frakcji; spotyka się także warstwy żwiru. Tylko w dwóch wierceniach profil geologiczny był odmienny. W jej południowej części pod warstwą gleby, a następnie piasku gliniastego, natrafiono na głębokości 1 m na glinę morenową o miąższości 0,9 m. Pod nią zalegał piasek drobnoziarnisty. W wiercieniu w części północnej pokład gliny morenowej występował natomiast od powierzchni i miał miąższość 1 m. Przykrywał on piasek drobnoziarnisty.

Z przytoczonych przykładów odmiennej budowy geologicznej można wnioskować, że w budowie tej terasy biorą także udział utwory rzeczne z okresu funkcjonowania doliny Wisły sprzed ostatniego zlodowacenia. Trudno jest bowiem przyjąć, aby miąższość najmłodszej serii terasowej

mogła wynosić 12 m, a być może więcej, gdyż spągu tych utworów nie udało się osiągnąć.

W dalszym przebiegu przelomowego odcinka doliny Wisły terasę VI wyróżniono także pomiędzy Bobrownikami a położonym około 20 km na północ Osiekiem. Jest to więc dość duży fragment terasy, którego szerokość jest zmienna i waha się od 1,5 do 2,5 km. W początkowym przebiegu, pomiędzy Bobrownikami a przecinającą tę terasę doliną Mieni, podcina ona od wschodu terasę IX. Dalej na północ, w obrębie wspomnianej już przy omawianiu terasy VII powierzchni ślizgowej, zbocze pomiędzy tą właśnie terasą a terasą VI poprowadzone zostało hipotetycznie.

Na północ od Bobrownik terasa VI przylega od zachodu bezpośrednio do koryta rzeki, lecz w pobliżu ujścia Mieni do Wisły podcina ją najpierw terasa zalewowa, a następnie nadzalewowa o wysokości 47 m npm. Na południowy wschód od Osieka, w obrębie wspomnianej powierzchni ślizgowej, wydzielono także terasę IV, lecz granicę między nią a terasą VI poprowadzono również hipotetycznie. W pobliżu Osieka koryto Wisły przebiega ponownie u stóp zbocza terasy VI.

Budowa geologiczna omawianej listwy terasy VI jest zróżnicowana. Otóż na jej powierzchni, między Bobrownikami a doliną Mieni, obserwuje się spore ilości kamieni oraz otoczków, pochodzących najprawdopodobniej z rozmycia gliny morenowej, której istnienie w tej właśnie części stwierdzono w niektórych wierceniach.

W Miszku, odległym od Bobrownik o około 3 km na północ, jak wynika to z profilu wiertniczego, pokład gliny morenowej zalega na głębokości 4,5 m, lecz w kilku innych wierceniach z tego obszaru występował już on pod 0,5-1-metrową warstwą utworów piaszczystych. Jak wynika zatem z budowy geologicznej, terasa VI ma charakter erozyjny, podobnie jak wszystkie opisane dotychczas terasy z rozpatrywanego odcinka doliny Wisły. W Rybitwach, leżących w odległości 5 km na północ od Bobrownik, pokład gliny morenowej zalega pod utworami piaszczystymi na głębokości 3,5 m. Jego miąższość wynosi 2 m. Utwory piaszczyste zalegające na glinie to przeważnie warstwowane piaski różnych frakcji, żwiru oraz otoczaki (fot. 10).

Niewątpliwie interesujące jest, że w Rybitwach pod gliną morenową stwierdzono obecność iłu brunatnego, tak często spotykanego w budowie geologicznej rozpatrywanego odcinka doliny Wisły. Strop iłu zalega na wysokości 52 m npm., a jego spągu nie udało się uchwycić. Warto przypomnieć, że po lewej stronie Wisły w wierceniach w Nieszawie, odległej od Rybitw zaledwie o 1,5 km, ił brunatny zalega na wysokości 66 m npm. Na podobnej wysokości zalega on w Bobrownikach na terasie IX, o czym już wspomniano. W przypadku Rybitw zjawisko tak niskiego jego występowania nie jest odosobnione. Kilkadziesiąt metrów na południowy zachód od jeziora usytuowanego w pobliżu Osieka, na



powierzchni terasy III o wysokości 47 m n.p.m., spotyka się również w niektórych miejscach wychodnie ilu brunatnego, a na nich sporą ilość frakcji kamienistej, stanowiącej zapewne rezyduum po przykrywającej il glinie morenowej. Przytoczone przykłady zalegania ilu brunatnego na różnych wysokościach na terenach niezbyt od siebie oddalonych świadczą o urozmaiconej konfiguracji dna zbiornika zastoisowego, utworzonego na skutek zatamowania spływu wód rzecznych przez zbliżający się lądolód, a zarazem o jego głębokości.

Wracając do opisu budowy geologicznej terasy VI należy jeszcze wspomnieć, że na północ od doliny Mieni po Osiek zbudowana jest ona, jak wynika to z wykonanych wkopów do głębokości 2 m oraz wierceń do 4 m, z piasków różnej frakcji o laminacji płaskiej bądź ukośnej, przewarstwionych niekiedy żwirem z otoczakami.

Na zakończenie opisu geomorfologicznego i geologicznego terasy VI należy jeszcze poruszyć problem jej wieku, gdyż pogląd na to zagadnienie został już wypowiedziany. Otóż, jak wspomniano, na obszarze Kotliny Płockiej omawiana terasa nazwana została przez S. Skompskiego (1969) nadzalewową wyższą. Autor ten przyjął, że Wisła w tym poziomie płynęła w okresie najstarszego Dryasu. Badania palinologiczne Z. Borówko-Dłużakowej (1961), na których oparł się S. Skompski, wykazały, że na terasie nadzalewowej niższej w okolicy Dzierżazna na południe od Płocka torfowiska zaczęły tworzyć się w okresie preborealnym. Rozpatrując z kolei stosunek torfowisk do wydmy S. Skompski doszedł do wniosku, że wydmy są od nich starsze, czego potwierdzeniem było datowanie na Alleröd znalezionych na nich krzemiennych narzędzi paleolitycznych.

Dysponując tymi danymi S. Skompski określił wiek terasy nadzalewowej wyższej na najstarszy Dryas, a nadzalewowej niższej, która wznosi się zaledwie 4 m nad poziom Wisły, na starszy Dryas. Badania palinologiczne Z. Borówko-Dłużakowej torfowiska w Brzeziu, usytuowanego na terasie VI około 7 km na północny zachód od Włocławka, wykazały także jego preborealny wiek. A zatem, jeśli się przyjmie pogląd S. Skompskiego, określający wiek tej terasy na początek późnego glacjału, a nie ma argumentów, ażeby tego nie uczynić, należy liczyć się z tym, że przez pozostały okres jego trwania mogły wykształcić się w przełomowym odcinku doliny Wisły nie tylko dwie kolejne niższe terasy.

#### TERASA 51 - 52 M NPM. (IV)

Kolejna niższa terasa od opisanej powyżej leży na wysokości 51-52 m n.p.m. Nawiązuje ona do terasy IV z Kotliny Toruńskiej. Jak z tego wynika, w przełomowym odcinku doliny Wisły nie wydzielono terasy, która odpowiadałaby terasie V w Kotlinie Toruńskiej, a której mały fragment o wysokości 53 m n.p.m. znajduje się w granicach wykonanej mapy

na zachód od Złotorii. Terasę IV po lewej stronie Wisły wyróżniono jedynie we Włocławku, gdzie zachowała się ona w postaci wąskiej listwy o szerokości kilkudziesięciu metrów i długości około 1 km. Następny fragment tej terasy znajduje się już na obszarze Kotliny Toruńskiej na zachód od Ciechocinka. Jej długość wynosi tu około 10 km, a maksymalna szerokość 2 km. Od zachodu przylega ona początkowo do terasy IX, a następnie do terasy VI. Od wschodu przechodzi najpierw łagodnie w poziom terasy III o wysokości 47 m n.p.m., a na północ od doliny Tażyny podcina ją terasa zalewowa.

Po prawej stronie Wisły terasa IV występuje pomiędzy Szpetalem Dolnym a położonymi 15 km na północ Bobrownikami. Jest to więc długa listwa o szerokości do 1,5 km. Na północ od Szpetala przylega ona od wschodu bezpośrednio do wysoczyzny morenowej, natomiast w dalszym swym przebiegu do opisanego już fragmentu terasy VI. Od zachodu podcina ją koryto Wisły, względnie wąska listwa terasy zalewowej. Na całej niemal długości zachodnia część omawianej terasy poddana była procesom wydmotwórczym, czego dowodem są tu małe, lecz występujące w dość dużej ilości, wydmy. Wschodnią częścią natomiast, od Łęgu Witoszyńskiego na Polichnowo i Bobrowniki, a więc wzdłuż zbocza terasy VI, a potem i IX, biegnie płaskie i obecnie zatorfione obniżenie, utworzone przez jedną z odnóg Wisły w czasie jej płynięcia w poziomie terasy IV, a właściwie w czasie jej schodzenia na poziom niższy. Część zachodnia stanowiła wówczas długą piaszczystą wyspę, która z biegiem czasu uległa działalności wydmotwórczej.

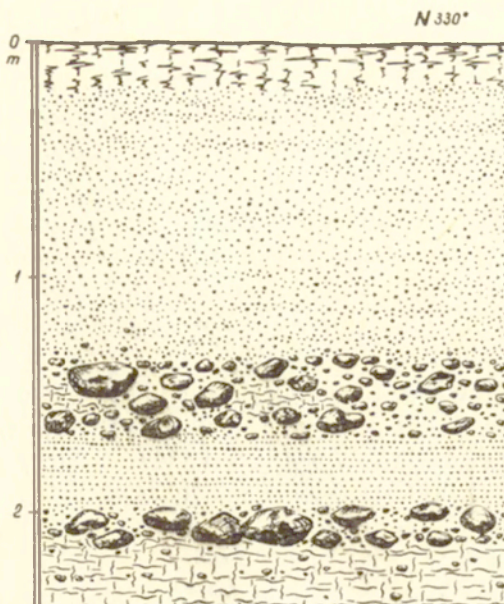
Na podstawie danych uzyskanych z analizy kilkudziesięciu wierceń z tej terasy do różnych głębokości, a także na podstawie wykonanych tu wkopów należy stwierdzić, że omawiany fragment terasy IV ma charakter erozyjny. Jej powierzchniowymi utworami są piaski drobno- i średnioziarniste, których miąższość jest zależna od ukształtowania zalegającej pod nimi gliny morenowej (ryc. 12). Niekiedy glina występuje bezpośrednio na powierzchni, jednak najczęściej pokryta jest ona 1-4-metrową warstwą wspomnianych już utworów piaszczystych. W odległości 1,5 km na południe od Bobrownik w wykonanym wkopie miąższość ich wynosiła 2 m (ryc. 20). Podobną miąższość piasków różnoziarnistych leżących na glinie stwierdzono we wkopie w środkowej części omawianej listwy terasy IV. Miąższość gliny morenowej, jak wynika to z szeregu profili wiertniczych, nie jest duża, bowiem często wynosiła ona 1 m. Pod nią występuje ponownie seria utworów piaszczysto-żwirowych. W osi wspomnianego już zatorfionego dawnego koryta Wisły glina morenowa została usunięta. Najmłodsze utwory rzeczne złożone są tu bezpośrednio na utworach starszych, najprawdopodobniej także rzecznych, sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu.

Drugi fragment terasy IV po prawej stronie Wisły wyróżniono także w obrębie wspomnianej już szerokiej powierzchni ślizgowej między



Ryc. 20. Budowa geologiczna terasy IV 1,5 km na południe od Bobrownik (objaśnienia jak na ryc. 4)

Fig. 20. Geological structure of terrace IV, 1.5 km S of Bobrowniki (for explanations of Fig. 4)



ujściowym odcinkiem doliny Mieni a Osiekiem, na podstawie tego samego kryterium, które stało się podstawą wydzielenia tu teras VII i VI. Granica między terasami IV a VI poprowadzona jest więc hipotetycznie. Wydzielony fragment terasy IV ma długość 8 km, a szerokość 1,5 km. Od zachodu kontaktuje się ona początkowo z terasą III o wysokości 46-47 m n.p.m., a potem z terasą zalewową o wysokości 41-42 m n.p.m. Kontakt z terasą III jest mało wyraźny, czego powodem jest tu bliskość rozległego, zatorfionego, płytkiego obniżenia, najprawdopodobniej pochodzenia wytopiskowego, usytuowanego na terasie IV między Kwirynowem a Pokrzywnem. Wytopisko to od terasy IV oddziela łańcuch wąskich wydmy wałowych, o długości 3 km, ukierunkowany północny zachód — południowy wschód. Obniżenie wytopiskowe ma długość około 2 km, a największa jego szerokość wynosi 1 km. Ponadto powierzchnie omawianej terasy urozmaicają również pojedyncze wydmy.

W jej budowie, jak wynika to z analizy profili geologicznych, biorą udział utwory piaszczyste różnej frakcji oraz żwiry. Miąższość tej serii wynosi 27-30 m. Zalega ona na utworach trzeciorzędowych. Tak więc wszystkie wiercenia zlokalizowane na tej terasie nie wykazały obecności gliny morenowej.

Na obszarze Kotliny Toruńskiej terasa IV występuje między Osiekiem a doliną Drwęcy (W. Niewiarowski i A. Tomczak 1973). Ma ona około 8 km długości i 2 km szerokości. Od wschodu podcina ona terasę IX, a od zachodu wyraźnym zboczem kontaktuje się na pierwszych trzech kilometrach swego przebiegu z terasą II; bardziej na północ przechodzi natomiast łagodnie w terasę III. Trudność sprawia wyznaczenie

jej granicy na odcinku od jeziora położonego na zachód od Osieka w kierunku północnym, gdzie kontaktuje się ona z występującą na wschodzie terasą VI o wysokości 57 m n.p.m. Trudności te spowodowane są istniejącymi tu zagłębieniami, powstałymi po wytopieniu się martwych lodów (W. Mrózek 1973). W niektórych z nich, jak np. pod Osiekiem lub w okolicy Dzikowa, powstały jeziora, a płytsze uległy zatorfieniu. Jest prawdopodobne, że geneza jeziora pod Osiekiem wiąże się z eworsją wód roztopowych z okresu zalegania na tym obszarze czasy lodowej lub jest zachowanym najgłębszym fragmentem istniejącej tu kiedyś rynny glacialnej. Późniejszy zanik lodów konserwujących wszystkie występujące zagłębienia przyczynił się do deformacji rzeźby fluwialnej. W budowie geologicznej południowej części omawianej terasy często bierze udział glina morenowa. Zaobserwował to już W. Mrózek (1973) podczas badań występujących tu jezior. Stwierdzono ją także w zboczu Jeziora Dzikowskiego, drugiego co do wielkości na tym obszarze, oraz we wschodniej części zbocza jeziora pod Osiekiem. Występuje ona, jak pisze W. Mrózek, pod 0,5-metrową warstwą piasków. Jej miąższość nie jest jednak duża, bowiem nie stanowi ona pokładu ciągłego na tym obszarze.

W odkrywce wykonanej w zboczu o ekspozycji południowej wspomnianego jeziora nie stwierdzono gliny morenowej, lecz od głębokości 1,4 do 3,2 m piaski gruboziarniste oraz żwiry o laminacji ukośnej (ryc. 21). Na głębokości 1 m występowała warstwa piasków różnoziarnistych ze żwirami i gładzikami. W pobliżu tej odkrywki na podobnej wysokości znajdowały się także głązy. W świetle wcześniejszych badań W. Mrózka i autora należy przypuszczać, że istnieje tu rezyduum po rozmytej glinie morenowej. Występująca pod tą warstwą seria piaszczysto-żwirowa reprezentuje najprawdopodobniej starsze utwory rzeczne. Kierunek upadu lamin tej serii wskazywał, że akumulowały ją wody płynące w kierunku północnym.

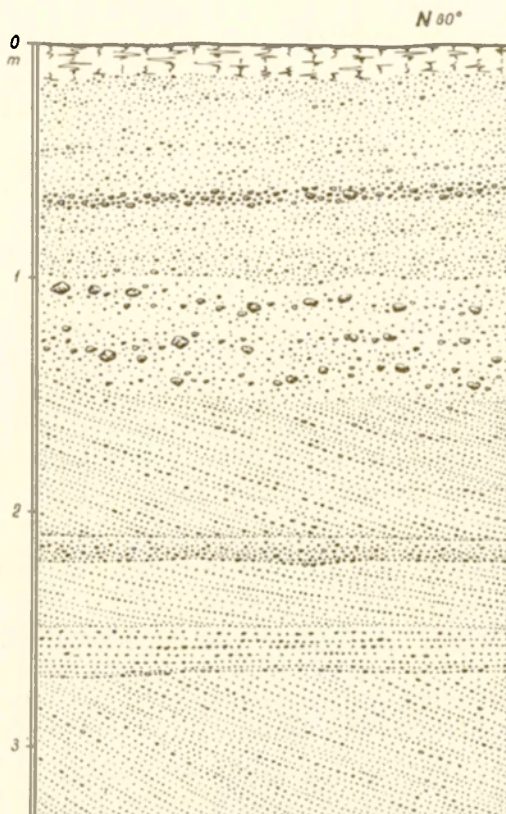
Wyniki analizy budowy geologicznej wszystkich występujących na rozpatrywanym odcinku dolinnym fragmentów terasy IV świadczą wyraźnie o jej erozyjnej genezie.

Według W. Niewiarowskiego (1968) terasa IV jest ostatnią utworzoną w okresie późnoglacialnym, a ściślej, w młodszym Dryasie. Pogląd swój oparł on na występowaniu w dolinie Drwęcy na terasie V wieloboków szczelinowych, świadczących o istnieniu zmarzliny po utworzeniu się tej terasy, oraz na wynikach badań L. Roszkówny (1968 b) w Basenie Grudziądzkim. Autorka ta, łącząc rezultaty swoich badań geomorfologicznych z palinologicznymi K. Kępczyńskiego i B. Noryśkiewicz (1968), wykazała, że terasa dolna, której odpowiednikiem wg W. Niewiarowskiego jest terasa IV, powstała co najmniej w młodszym Dryasie. L. Roszkówna nie wykluczyła także młododryasowego wieku następnej terasy, czyli nadzalewowej wyższej, w dolinie dolnej Wisły. Dopiero terasa



Ryc. 21. Odślonięcie w terasie IV przy jeziorze w Osieku (objaśnienia jak na ryc. 4)

Fig. 21. Outcrop in terrace IV next to lake at Osiek (for explanations of Fig. 4)



nadzalewowa niższa i zalewowa, jak stwierdza ona dalej, są już niewątpliwie wieku holocenijskiego.

Tymczasem, jak wykazały badania E. Drozdowskiego (1974) w Basenie Grudziądzkim, początek wypełniania osadami organogenicznymi Jeziora Rudnickiego Małego, leżącego na terasie nadzalewowej wyższej, przypada na drugą połowę Allerödu. Wynika więc z tego, że wiek terasy IV, określony przez L. Roszkównę na młodszy Dryas, jest w rzeczywistości starszy. Spora różnica czasu, jaka pozostała od połowy Allerödu do końca późnego glacjału, skłania także do postawienia wniosku, że w tymże okresie mogła wykształcić się w dolinie Wisły nie tylko jedna jeszcze terasa. Być może, wykażą to dalsze badania osadów organogenicznych terasy nadzalewowej niższej.

#### TERASY NADZALEWOWE III i II

Terasa o wysokości 45-47 m npm., czyli terasa III, zachowała się w obrębie rozpatrywanego odcinka doliny Wisły tylko na kontakcie z Kotliną Toruńską. Występuje ona po lewej stronie Wisły w postaci wysp, na których położony jest Ciechocinek i Wołuszewo. Po prawej

stronie Wisły ciągnie się ona między Rybitwami a Włęczem na przestrzeni 7 km. Jej maksymalna szerokość wynosi około 1 km. Następny fragment tej terasy występuje już na terenie Kotliny Toruńskiej w pobliżu ujścia Drwęcy do Wisły.

Wyspa terasy III, na której leży Ciechocinek, ma 3 km długości i około 0,7 km szerokości. Rozmiary wyspy wołuszewskiej, położonej na północny zachód od Ciechocinka, wynoszą odpowiednio 3,5 km i 1 km. Obie kulminują ponad terasą zalewową, która zalega tu na wysokości 41-42 m npm. Według M. Kucharskiego (1966), który przyjął w swoim opracowaniu numerację teras R. Galona (1934), terasa III jest nadzalewową wyższą Ib. Obie wyspy uległy zwydmienieniu, przy czym na wyspie wołuszewskiej wydmy ulokowały się w jej północno-zachodniej części oraz w pobliżu zbocza południowego, opadającego w kierunku przebiegającego tędy dawnego koryta Wisły. Budowa geologiczna rozpatrywanych fragmentów terasy III została dobrze poznana dzięki występującym tu zwirowniom i archiwalnym profilom geologicznym.

Na południowy wschód od Ciechocinka, w ścianie zwirowni 4 m wysokiej, do głębokości 2,4 m odsłania się seria piasków drobno- i średnioziarnistych (fot. 11). Od głębokości 0,8 m mają one laminację krzyżową. Pod tymi piaskami występują warstwy żwiru i piasku gruboziarnistego, wymieszanego z brukiem. W tej samej zwirowni M. Kucharski (1966) stwierdził występowanie pod warstwą piasków o miąższości około 2-2,5 m warstwy bruku morenowego. Pod brukiem zalegały piaski drobnoziarniste. A zatem pod wyraźną linią ścicia, o której świadczy warstwa bruku morenowego, złożona została w tym miejscu niewielkiej tylko miąższości seria terasowa. W świetle tych faktów można stwierdzić, że również terasa III, podobnie jak wszystkie opisane dotychczas i wyżej położone, ma charakter terasy erozyjnej.

Potwierdzeniem tego poglądu jest także budowa geologiczna wyspy wołuszewskiej, odsłaniająca się w zwirowni usytuowanej na północnym jej zboczu w pobliżu tężni. Od powierzchni do głębokości 1 m występują tu naprzemianległe warstewki piasku drobnoziarnistego i mułku, reprezentujące fację powodziową Wisły. Należy zaznaczyć, że strop zwirowni znajduje się na wysokości około 45 m npm. Pod utworami powodziowymi zalega 0,5-metrowa warstwa ukośnie laminowanych piasków drobno- i średnioziarnistych, a niżej, czyli na głębokości 1,5-2 m, występuje warstwa żwiru i głazów, mająca charakter bruku morenowego. Pod powierzchnią ścicia zalegają piaski drobno- i średnioziarniste.

Niewątpliwie interesującym zagadnieniem jest wiek osadów powodziowych, występujących w stropowej części omawianego profilu. Wydaje się bowiem, że należy brać tu pod uwagę dwa momenty jej akumulacji, tzn. podczas fazy wcinania się Wisły w obecną terasę III, a więc kiedy była ona terasą zalewową, i podczas fazy akumulacyjnej Wisły, która nastąpiła po osiągnięciu przez nią najniższego poziomu. Problem



ten rozważany będzie przy omawianiu pozostałych teras doliny Wisły.

Jak już wspomniano na wstępie omawiania terasy III, występuje ona także w postaci listwy 0,7 km szerokiej po prawej stronie Wisły. W jej zachodniej części utworzyły się pojedyncze wydmy, natomiast wschodnią, u podnóża terasy VI i IV, biegnie zabagnione obecnie dawne koryto jednego z ramion Wisły. Budowę geologiczną tego fragmentu terasy III poznano wyłącznie na podstawie profili wiertniczych. Około 0,5 km na południe od doliny Mieni do głębokości 4,6 m występują piaski drobno- i średnioziarniste z otoczakami, a następnie żwir z otoczakami. Sekwencja warstw i ich miąższość 2 km na północ od doliny Mieni jest niemal identyczna jak w południowej części omawianej terasy. Należy jednak dodać, że od głębokości 4,2 do 7 m występuje duża ilość otoczaków. W północnym zakończeniu terasy III, do głębokości 2,5 m, występują piaski średnioziarniste z domieszką żwiru, a następnie 4-metrowej miąższości warstwa żwirów i ponownie piaski średnioziarniste ze żwirem. Miąższość utworów czwartorzędowych wynosi tu 12 m. Leżą one bezpośrednio na utworach mioceńskich.

Wspomniano już przy omawianiu terasy IV, że wg W. Niewiarowskiego (1968) wszystkie leżące niżej terasy są już wieku holoceni. W świetle jednak wykazania przez E. Drozdowskiego (1974) Allerödskiego wieku terasy nadzalewowej wyższej w Basenie Grudziądzkim, z którą wiąże się, jak przyjmuje W. Niewiarowski, terasa nadzalewowa wyższa z Kotliny Toruńskiej, czyli terasa III, jej holoceni wiek w obrębie rozpatrywanego odcinka doliny Wisły staje się wątpliwy. Pewną przesłanką, świadczącą o późnoglacialnym wieku terasy III jest fakt, że na wydmy wyspy wołuszewskiej znaleziono narzędzie człowieka paleolitycznego (informacja ustna L. Koca). Jak wiadomo, koniec epoki paleolitu zbiega się z końcem okresu późnoglacialnego. Nie wykluczone jest także, że epokę plejstoceni zamyka dopiero poziom kopalny, występujący poniżej holoceni terasy zalewowej.

Kolejną niższą terasą od omówionej jest terasa II o wysokości 43-45 m n.p.m. Jest to odpowiednik wyróżnionej przez M. Kucharskiego (1966) terasy Ia (nadzalewowej niższej), jednak jej przebieg jest nieco odmienny w porównaniu z mapką wspomnianego autora. Po lewej stronie towarzyszy ona Wiśle na odcinku około 16 km od położonego 4 km na południe Wolnego po Wygodę w pobliżu doliny Tążyny. Jej południowa część stanowi wąską listwę o szerokości około 400 m, rozszerzając się dopiero do 1,5 km na północny zachód od Nieszawy. Terasa II przylega od zachodu bezpośrednio do wysoczyzny morenowej, a tylko na niewielkich odcinkach, np. w okolicy Nieszawy lub na zachód od Ciechocinka, podcina wyżej położone terasy. W okolicy Ciechocinka od wyspy terasy III oddziela ją terasa zalewowa, a ściślej, koryto dawnego ramienia Wisły. Po prawej stronie rzeki występuje ona jedynie w obrębie Kotliny Toruńskiej na odcinku od jeziora w okolicy Osieka po ujście

Drwęcy do Wisły. Jej długość wynosi 11 km, a szerokość nieco ponad 1 km.

Powierzchnie obu wspomnianych fragmentów terasy II uległy prze-wianiu, o czym świadczą występujące na nich formy wydmowe. Liczne archiwalne wiercenia umożliwiły wgląd w budowę geologiczną lewo-brzeżnej terasy II. Do głębokości 10-17 m znajdują się warstwowane piaski różnoziarniste, żwiry oraz otoczaki, pod którymi zalega zwykle po-każnej miąższości seria mułków i piasków drobnoziarnistych. W kilku profilach wiertniczych, co zaobserwować można na przekroju A—B (ryc. 5), występują także warstwy ciemnoszarego iłu lub tzw. gliny py-lastej ciężkiej, którą to nazwę, o czym można się było przekonać, uży-wano do określania mady. Soczewki ciemnoszarego iłu zalegają na głę-bokościach 11,5-13,5 m i 9,2-10,5 m, a glina pylasta, czyli wg autora mada, na głębokości 11,7-13 m. Niekiedy soczewki iłu występują płycej, co zaobserwować można także na rycinie 5. Wspomniana już seria muł-ków i piasków drobnoziarnistych zalega bezpośrednio na utworach mio-ceńskich, kredowych, a także jurajskich.

Nieco odmienną budowę geologiczną omawianej terasy II stwierdzo-no jedynie pomiędzy Siarzewem a Ciechocinkiem, około 1,5 km na zachód od przekroju A—B. Pod utworami piaszczysto-żwirowymi, których miąższość wynosi 7-9 m, występuje 7-13-metrowy pokład gliny more-nowej. Niewątpliwie najbardziej interesującym problemem staje się tu jednak geneza wspomnianych już soczewek ilów i mad, występujących w niektórych profilach geologicznych. Istnieje duże prawdopodobieństwo, że owe iły odkładały się w starorzeczach, a zatem można je uważać za wyznaczniki poziomów kopalnych. Problem ten zostanie jeszcze poru-szony po omówieniu terasy zalewowej.

Wkop do głębokości 2,2 m w Silnie pozwolił na dokonanie wglądu w budowę geologiczną prawobrzeżnego fragmentu terasy II, znajdują-cego się już w obrębie Kotliny Toruńskiej. Na głębokości 0,5-1,2 m wy-stępuje tam mada, przykryta oraz podścielona 0,3-metrową warstwą piasku drobnoziarnistego. Są to więc utwory reprezentujące fację po-wodziową Wisły. Od głębokości 1,5 m występują naprzemianległe warstew-ki żwiru i piasków różnoziarnistych. Miąższość warstw jest niewielka i waha się od 10 do 20 cm. Posiadają one laminację ukośną bądź hory-zontalną. Analiza budowy geologicznej terasy II, głównie oparta na uzy-skanych profilach wiertniczych, skłania do wyrażenia sądu o akumula-cyjnym charakterze tej terasy. Problem ten uważam jednak za otwarty, podobnie zresztą jak i problem jej wieku. Pewne jest, że terasa II istniała już w okresie atlantyckim, bowiem na wydmach wykształconych na jej powierzchni w okolicy Siarzewa zachowały się ślady osad ludz-kich ze środkowego neolitu (L. Koc). Ślady te obserwuje się także na wydmach wyspy wołuszewskiej, a więc na terasie III.



## TERASA ZALEWOWA

Terasa zalewowa towarzyszy rzece na całym rozpatrywanym odcinku dolinnym, zarówno po lewej, jak i prawej stronie. Nie wykazuje ona ciągłości, bowiem w wielu miejscach bezpośrednio z korytem rzeki kontaktują się terasy wyższe. W Kotlinie Płockiej, po wybudowaniu stopnia piętrzącego pod Włocławkiem, ta najniższej położona terasa została zalana. Stąd pierwszy jej fragment po lewej stronie Wisły występuje dopiero poniżej zbiornika, ciągnąc się od zapory około 2 km w dół rzeki. Jej szerokość wynosi początkowo około 0,3 km, zwężając się w dalszym przebiegu. W odległości 4 km na północny zachód od Włocławka zachował się jeden z większych fragmentów terasy zalewowej, na której leży wieś Korabniki. Terasa ta zalega tu na wysokości 47 m n.p.m. i wznosi się 3 m ponad poziom Wisły.

Do głębokości 2-4 m zalegają najmłodsze utwory powodziowe, reprezentowane przez mady i piaski drobnoziarniste. Poniżej tej serii wielkość materiału wzrasta, bowiem do głębokości 21 m, do stropu pokładu gliny morenowej, występują już warstwy piasku różnoziarnistego i żwirów.

Kierując się lewobrzeżną częścią doliny w dół rzeki, terasę zalewową wyróżnić można w postaci bardzo wąskich listew o szerokości od kilkadziesiąt do 250 m pomiędzy Kucerzem a Przypustem oraz między Nieszawą a Siarzewem. Największe przestrzenie zajmuje ona jednak w okolicy Ciechocinka, gdzie jej szerokość dochodzi do 1,5 m. Stąd terasa zalewowa towarzyszy Wiśle już nieprzerwanie.

Liczne wiercenia, jakie były wykonane w obrębie tzw. „niziny ciechocińskiej”, pozwoliły dość dokładnie zapoznać się z jej budową geologiczną. Otóż najczęściej do głębokości 4-5 m występują tu utwory powodziowe, a więc mady, mułki i piaski drobnoziarniste. Często, szczególnie w dnie dawnego koryta Wisły, pomiędzy wyspami terasy III a położoną na zachodzie terasą II oraz na północ od wyspy wołuszewskiej, w budowie geologicznej terasy zalewowej biorą udział osady organogeniczne. Występują one na powierzchni lub przykryte są warstwą utworów powodziowych o miąższości 0,5-2 m.

Ciekawe dane dotyczące budowy geologicznej omawianej terasy uzyskano z wiercenia wykonanego przez autora na wschód od Ciechocinka, około 120 m od koryta Wisły, przy styku szosy biegnącej z Raciążką z wałem przeciwpowodziowym. Do głębokości 3,3 m występuje tam piasek drobnoziarnisty oraz mułek piaszczysty. Utwory te przykrywają il ciemnoszary, który kończy się na głębokości 4,22 m. Pod ilem zalega warstwa torfu o miąższości 1,3 m, następnie piaski drobno- i średnioziarniste ze żwirem oraz fragmentami szczątków organicznych. Wiercenie zakończono na głębokości 6,2 m. Biorąc pod uwagę fakt, że terasa zalewowa wznosi się około 3 m ponad poziom Wisły, strop torfu zalega już

około 1 m poniżej tego poziomu. Wspomniana kopalna warstwa torfu, jak również i inne utwory, o których będzie jeszcze mowa pod koniec tego rozdziału, mają niewątpliwie duże znaczenie natury paleogeomorfologicznej, świadczą one bowiem o istnieniu teras kopalnych. Rozważania nad tym problemem dokonane zostaną jednak po uprzednim scharakteryzowaniu prawobrzeżnej terasy zalewowej.

Terasa prawobrzeżna, podobnie jak lewobrzeżna, nie występuje w dolinie w sposób ciągły. Pierwszy jej fragment, o maksymalnej szerokości do 250 m, biegnie od Szpetala Dolnego w dół rzeki na odcinku około 7 km, odcinając od wschodu terasę IV. W jej budowie biorą udział utwory facji powodziowej, a więc mady i piaski drobnoziarniste, a często także kopalne torfy, podobnie jak w okolicy Ciechocinka. W wierceniach do 4 m występowały one np. na głębokościach 1,2-3,5 m, 1,9-2,7 m, 3-3,3 m. W niektórych zatem przypadkach zalegają tu one również w poziomie Wisły.

Następny fragment terasy zalewowej biegnie od Bógpomóz Stary i kończy się około 2 km na północ od Bobrownik. Jego długość wynosi 7 km, a maksymalna szerokość 0,5 km. Posiada on podobną budowę geologiczną jak poprzednio opisany. Tylko w jednym miejscu — w Bógpomóz Stary — miąższość osadów akumulacyjnych wynosi 2,5 m. Są to namuły oraz piaski drobnoziarniste. Pod nimi do głębokości 3,8 m występuje warstwa otoczków, jako wynik erozji leżącej głębiej gliny morenowej. Pokład gliny osiąga głębokość 11,5 m i leży na ile pliocenijskim. W pozostałych częściach omawianego fragmentu terasy zalewowej miąższość utworów piaszczystych jest większa, a wśród nich powtarza się także torf kopalny, który odkładał się w dawnych starorzeczach Wisły, w obrębie zasypanych obecnie niższych poziomów zalewowych. W okolicy Bobrownik warstwy torfu spotyka się na głębokościach 1,5-4 m, 1,9-3,8, 1,5-2,6 m, 2,5-4 m. Prócz torfu występuje także często mada kopalna.

Fragment terasy zalewowej, występujący w rejonie ujścia Mieni do Wisły, ma 4 km długości i około 0,7 km szerokości. Jego wysokość wynosi 43 m npm. Od zachodu przylega on do terasy nadzalewowej III o wysokości 47 m npm. Również w obrębie tego fragmentu terasy zalewowej występują wśród osadów powodziowych kopalne warstwy torfu lub namułu z dużą ilością części organicznych na podobnych jak poprzednio głębokościach.

Ostatni z mniejszych fragmentów omawianej terasy o długości 4 km i szerokości 750 m występuje w okolicy Włęcz. Ma on analogiczną budowę geologiczną jak poprzednio opisane odpowiedniki. W wielu wierceniach stwierdzono także występowanie kopalnych warstw torfu, a w jednym wiercieniu osady organogeniczne sięgały głębokości 4,8 m. Były one przykryte 2-metrową warstwą mady. Miąższość utworów czwartorzędowych, jak wynika to z licznych wierceń, waha się od 20 do 28 m. Leżą



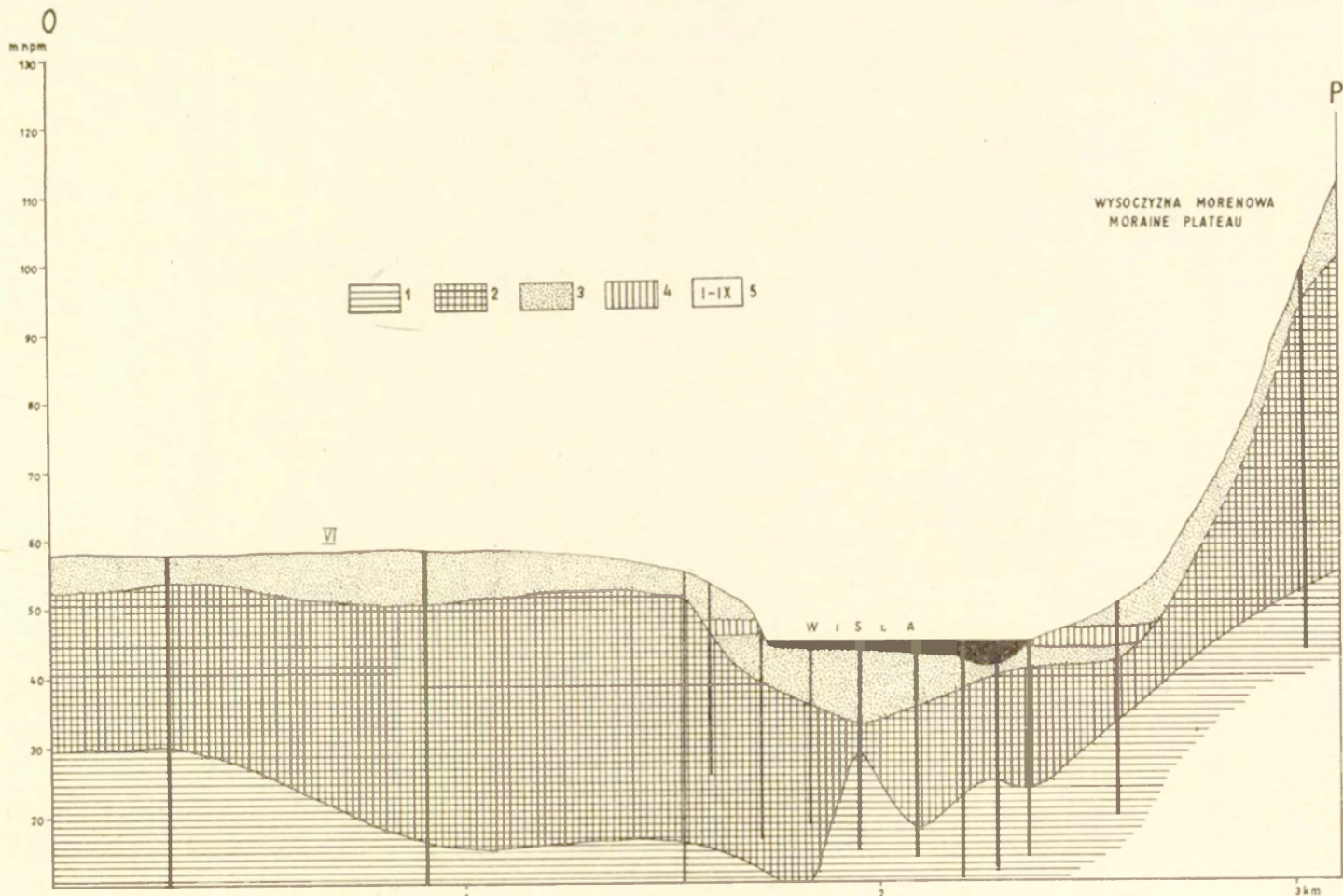
one na miocenie. Utwory czwartorzędowe to wyłącznie warstwowane piaski różnej wielkości, żwiry oraz otoczaki; tylko sporadycznie na głębokościach 7-8 m spotyka się warstwy łu.

#### ZAGADNIENIE NAJNIŻSZEGO POZIOMU DNA KORYTA WISŁY ORAZ TERAS KOPALNYCH

Na zakończenie charakterystyki morfologicznej i geologicznej terasy zalewowej należy poruszyć jeszcze problem genezy owej serii piaszczysto-żwirowej, o której wspomniano w poprzednim zdaniu, gdyż jej rozpoznanie może się przyczynić do określenia głębokości zalegania kopalnego dna koryta Wisły, a przez to do oceny wielkości dokonanej później przez tą rzekę akumulacji. Przy opisie budowy geologicznej terasy nadzalewowej II oraz zalewowej wielokrotnie zwracano uwagę na istnienie kopalnych osadów organogenicznych oraz zastoiskowych, dla których najlepsze warunki sedymentacji były zapewne w odciętych starorzeczach. Fakt występowania ich na różnych poziomach pod przykryciem najczęściej piasków drobnoziarnistych oraz mad, stanowi, jak należy sądzić, dowód występowania teras kopalnych. Zagadnienie ich ilości nie jest obecnie możliwe do rozstrzygnięcia, gdyż zebrana dokumentacja geologiczna nie jest jeszcze do tego celu wystarczająca. Można natomiast na jej podstawie określić z dużym prawdopodobieństwem miąższość utworów rzecznych, a tym samym głębokość zalegania najniższego poziomu dna koryta Wisły.

Otóż we Włocławku, jak widać to na przekroju O—P (ryc. 22), koryto Wisły wycięte jest w utworach plioceńskich. Ich strop w najniższym miejscu w stosunku do poziomu Wisły zalega na głębokości 12 m. Cyfra ta jest zarazem wielkością wypełnienia osadami rzeczными koryta Wisły w tym miejscu. Podobną wartość uzyskał także M. Banach (informacja ustna), wykonując przekrój geologiczny poprzeczny przez dolinę Wisły, 4 km na wschód od Włocławka w rejonie zapory wodnej. Od tych przekrojów geologicznych miąższość aluwiów w górę rzeki do pewnej granicy powinna wykazywać tendencję ujemną. Z odwrotną sytuacją należy się liczyć natomiast poniżej Włocławka. Czy pogląd autora jest uzasadniony, wykaże analiza przekroju geologicznego A—B na wschód od Ciechocinka (ryc. 5).

Przekrój ten wykonany został na podstawie wierceń uzyskanych z Przedsiębiorstwa „Hydrogeo” w Warszawie, z rejonu projektowanego następnego po Włocławku stopnia wodnego. Jak wynika z przekroju, w jego centralnej części, bezpośrednio pod utworami czwartorzędowymi, zalega spękana powierzchnia jurajsko-kredowa o deniwelacjach rzędu 10 m (8-18 m npm.). Na powierzchni tej leżą utwory osadzone w środowisku wodnym, wykształcone w postaci mulków, a niekiedy piasków drobnoziarnistych. Ich miąższość waha się od 3 do 20 m. Wielkość materiału wskazuje, że proces jego akumulacji odbywał się w zbiorniku



Ryc. 22. Przekrój geologiczny wzdłuż linii O—P: 1 — utwory mioceneskie; 2 — utwory plioceneskie; 3 — utwory piaszczyste i żwirowe; 4 — mąda; 5 — numeracja teras

Fig. 22. Geological cross-section along line O—P: 1 — Miocene; 2 — Pliocene; 3 — sand and gravel deposits; 4 — alluvia; 5 — numbering of terraces



zamkniętym: mógł to być również zbiornik o słabym przepływie. Ponad tymi utworami występuje dopiero seria warstwowanych piasków różnej wielkości, żwirów oraz otoczków, w których bardzo często spotyka się skorupy ślimaków oraz małży. W tych utworach, które uznać można za aluwia Wisły, wycięte jest jej współczesne koryto.

Trudno jest w tej chwili zająć stanowisko w sprawie wieku wspomnianych już utworów mułkowych, występujących pod ową serią piaszczysto-żwirową, natomiast w sprawie ich genezy, biorąc pod uwagę charakter tego osadu, wypowiedzieć się już można, co zresztą powyżej uczyniono. Spąg utworów uznanych za najmłodsze aluwia leży w najgłębszym miejscu 17 m niżej w stosunku do obecnego dna koryta Wisły. Na tej głębokości w okolicy Ciechocinka należy zatem widzieć najniższe położenie dna koryta Wisły. Wynika z tego, że jest tu ono bardziej wcięte aniżeli w Toruniu, położonym 22 km poniżej Ciechocinka, gdzie A. Tomczak (1971) przyjmuje 12,5-metrową miąższość aluwii. Autorka ta wspomina jednak o miejscu, gdzie 19-metrowa seria osadów piaszczystych wypełnia obniżenie, które uważa za lokalne. Tu należy się wyjaśnienie, że miąższość ta liczona była od powierzchni terasy zalewowej, zalegającej 3 m powyżej poziomu Wisły. W stosunku do okolic Włocławka miąższość osadów aluwialnych w okolicy Ciechocinka zwiększyła się o 5 m. W okolicy Płocka, położonego w odległości 50 km w górę rzeki od Włocławka, jak wynika to z badań L. Koca (informacja ustna), nie stwierdzono niższego poziomu zalegania dna koryta Wisły od współczesnego. Jest ono tam wcięte w utworach trzeciorzędowych i wysłane zaledwie 0,5-2-metrowej miąższości piaszczysto-żwirowymi aluwiami, a właściwie transportowanym współcześnie materiałem.

Wracając jednak do charakterystyki utworów aluwialnych okolic Ciechocinka należy zwrócić jeszcze uwagę na to, że wielokrotnie wśród serii piaszczysto-żwirowej występują warstwy ciemnoszarych iłó, torfów, a także mady, określonej w wierceniach jako glina pylasta lub piaszczysta, przewarstwiona pyłem. Ten typ utworu, jak to można zorientować się z przekroju A—B (ryc. 5), występuje 10 m niżej w stosunku do obecnego dna koryta Wisły, lecz zalega pod powierzchnią terasy zalewowej. Można przypuszczać, że wyznacza on poziom najniższej terasy kopalnej. Osady zaliczone do mad występują także powyżej owej terasy, co jest argumentem, że ponad nią należy się spodziewać również innych kopalnych poziomów. Ich obecność wyrażają także przekroje geologiczne E—F i K—L (ryc. 7, 10), gdzie kopalne mady nie zalegają zbyt głęboko w stosunku do dzisiejszego położenia dna Wisły. Dowodem istnienia teras kopalnych są także występujące w formie soczewek osady zastoiskowe, reprezentowane przez ily, dla których najlepsze warunki sedymentacyjne panowały w odciętych starorzeczach.

Podczas omawiania budowy geologicznej terasy zalewowej zwracano wielokrotnie uwagę, że obok mad kopalnych biorą w niej udział także

warstwy torfów. Jedno z ich stanowisk, o czym już wspomniano, znajduje się 120 m od Wisły, u zbiegu szosy biegnącej z Raciążka z wałem przeciwpowodziowym. Warstwa torfu o miąższości 1,3 m zalega tu w poziomie obecnego dna koryta Wisły, a nawet nieco niżej, i przykryta jest 4,22-metrową serią osadów początkowo zastoiskowych, a potem powodziowych. Jest sprawą oczywistą, że osady organogeniczne odkładały się na powierzchni otwartej, a zatem w przybliżeniu wyznaczają poziom kopalnej terasy. Podczas ich akumulacji, najprawdopodobniej w starorzeczu, koryto Wisły znajdowało się 4-5 m niżej w stosunku do położenia dzisiejszego. Wartość ta wynika z aktualnych różnic wysokości zalegania powierzchni terasy zalewowej w stosunku do poziomu Wisły. Można bowiem przyjąć, że wspomniane starorzecze zachowało się w poziomie ówczesnej terasy zalewowej. Niepełna analiza palinologiczna, wykonana przez B. Noryśkiewicz z Instytutu Geografii UMK w Toruniu wykazała, że w każdej z czterech analizowanych prób obok dominujących wartości sosny były także pyłki olszy, dębu i lipy, a więc takich drzew, które pojawiły się dopiero po okresie borealnym. Wiek tego torfu zamyka się zatem w granicach dwóch okresów, a mianowicie atlantyckiego i subborealnego, bowiem okres subatlantycki został wykluczony. Wynika więc z tego, że faza akumulacyjna w dolinie Wisły, która spowodowała zasypanie owej terasy i utworzenie obecnego poziomu zalewowego, miała miejsce albo w okresie subborealnym, albo (najprawdopodobniej) w pierwszej połowie okresu subatlantyckiego. Uzyskane dane, chociaż niezbyt ściśle, nie pozwalają zatem wiązać procesów, jakie zachodziły w dolinie Wisły, z holocenijskimi zmianami poziomu Bałtyku, tzn. w tym przypadku fazy akumulacji nie można zsynchronizować z litorynową transgresją Bałtyku. Wydaje się więc, że holocenijska działalność Wisły, opierając się na wynikach badań z rozpatrywanego odcinka dolinnego, to przede wszystkim odzwierciedlenie zmian klimatycznych podczas tego okresu, a ostatnio ingerencji człowieka w środowisko geograficzne.

Na zakończenie omawiania problemów związanych z najniższym poziomem dna koryta Wisły oraz teras kopalnych pozostaje do rozpatrzenia sprawa wieku najgłębszego wcięcia Wisły. Podczas charakterystyki geomorfologicznej i geologicznej terasy nadzalewowej III o wysokości 47 m n.p.m. przedstawiono argumenty, jak się wydaje dość przekonujące, że jest to terasa utworzona jeszcze w okresie późnoglacialnym. Jeśli się przyjmie za E. Drozdowskim (1974), że w Basenie Grudziądzkim jej odpowiednik jest co najmniej wieku allerodzkiego, to nie jest wykluczone, iż przed początkiem holocenu koryto Wisły mogło znajdować się znacznie niżej aniżeli dziś. Baza erozyjna, jaką jest Bałtyk, najniższe swoje położenie osiągnęła bowiem właśnie na początku postglacjalu w fazie morza Yoldiowego. Sądząc po występowaniu wśród utworów aluwialnych osadów świadczących o istnieniu teras kopalnych, poziom dna koryta Wisły w okresie holocenijskim ulegał zmianom, i to najprawdopodobniej





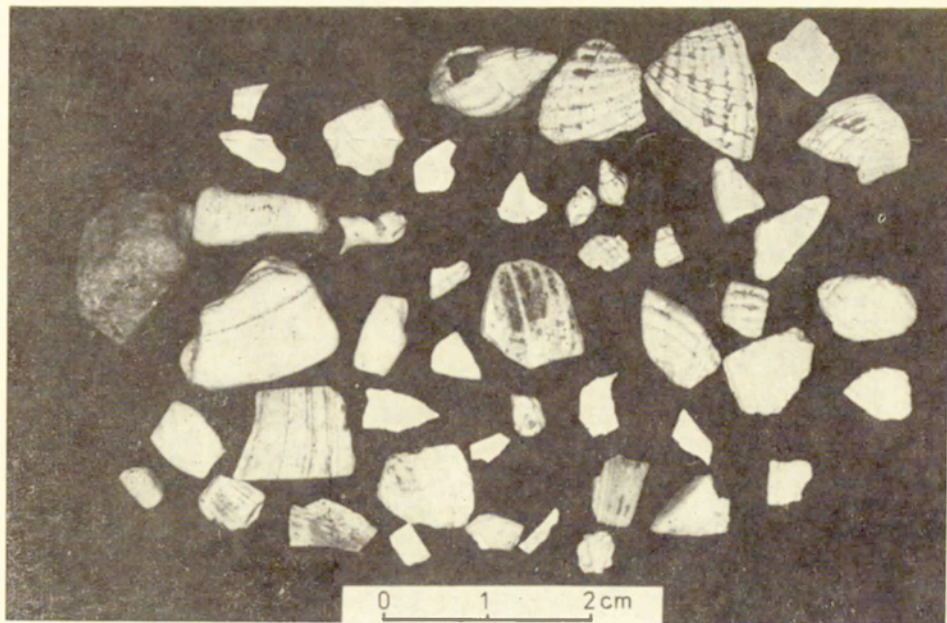
Fot. 12. Kontakt poziomu 75-77 m n.p.m. z poziomem 80-82 m n.p.m. w okolicy Pikutkowa. Na powierzchni niższego poziomu występuje lokalnie il brunatny i bruk pomorenowy

Phot. 12. Contact between level 75-77 m a.s.l. and level 80-82 m a.s.l. near Pikutkowo. Locally on surface of lower level appear brown clay and postmorainic pavement



Fot. 13. Kontakt poziomu 75-77 m n.p.m. z poziomem 80-82 m n.p.m. w okolicy Słonego

Phot. 13. Contact between level 75-77 m a.s.l. and level 80-82 m a.s.l. near Stone



Fot. 14. Szczątki morskiej fauny eemskiej zebrane z utworów glaciofluwialnych, biorących udział w budowie poziomów przepływu wód roztopowych w okolicy Brześcia Kujawskiego

Phot. 14. Remnants of Eemian marine fauna collected from glaciofluvial deposits participating in building planation surfaces of meltwater flow near Brześć Kujawski



szybkim i znacznym. Do wypowiedzenia tego sądu skłonił autora akumulacyjny charakter terasy nadzalewowej II o wysokości 43-45 m npm. Otóż Wisła od swego najniższego położenia musiała dość szybko osiągnąć poziom tej terasy, a następnie wciąć się, by utworzyć niższą, obecnie kopalną. W obu przypadkach mamy bowiem do czynienia z okresem atlantyckim. Na terasie nadzalewowej II istniały już w tym czasie osady ludzkie, a na terasie kopalnej (około 3-4 m poniżej obecnego poziomu terasy zalewowej) odkładały się torfy.

Niewątpliwie holocenska historia Wisły, dynamika procesów i zmian położenia jej koryta są zagadnieniami wymagającymi specjalnych studiów, popartych licznymi datowaniami bezwzględными i palinologicznymi. Dlatego też wiele wyrażonych przez autora poglądów, dotyczących problemów związanych z działalnością Wisły w tym najmlodszy okresie historii Ziemi, należy uważać nadal za otwarte.

## V. GEOMORFOLOGIA OKOLIC BRZEŚCIA KUJAWSKIEGO

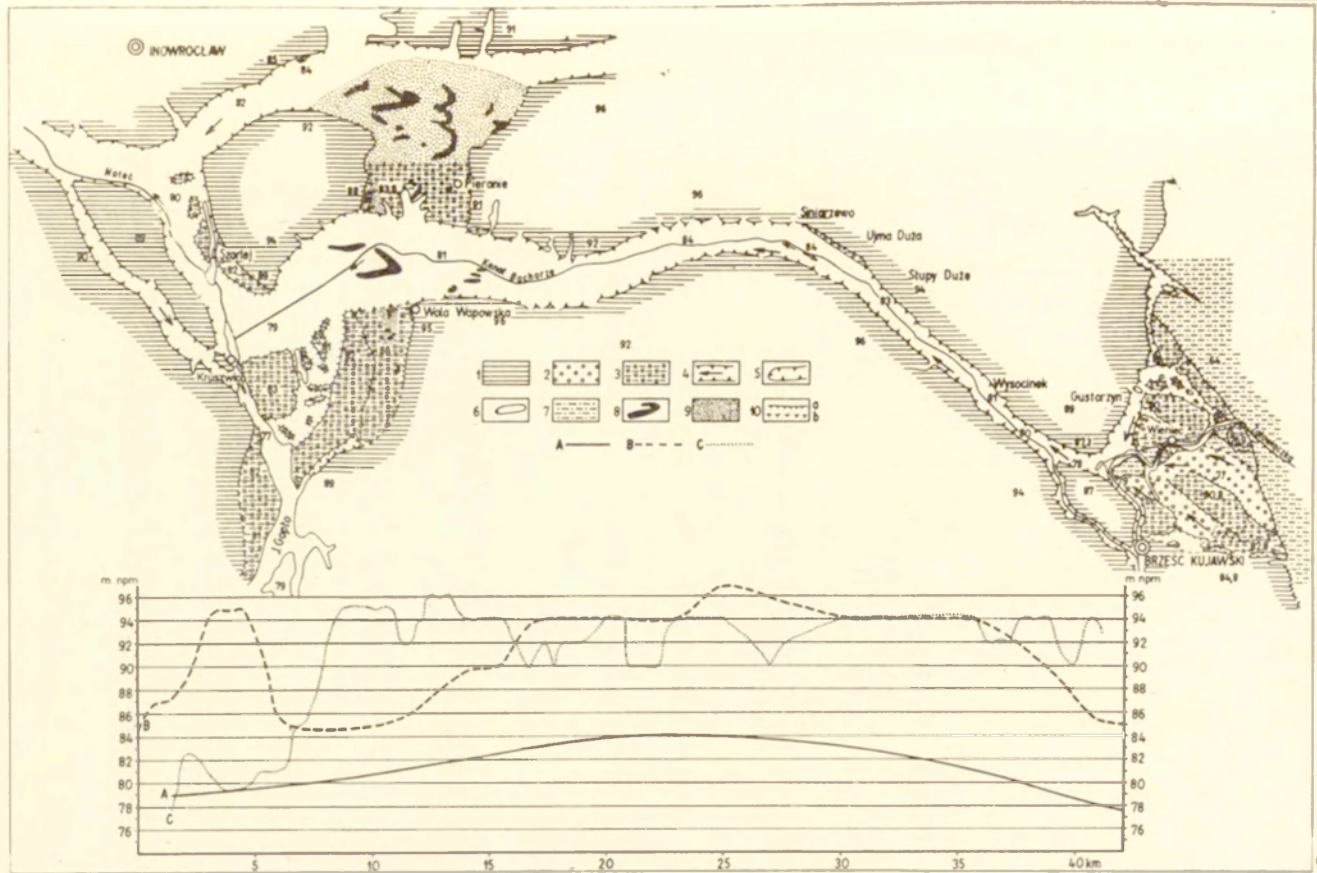
Na obszar okolic Brześcia Kujawskiego zwrócono w czasie badań terenowych szczególną uwagę, bowiem okazało się podczas prac rekonesansowych, że występują tu wykształcone przez płynące wody poziomy, których dokładne poznanie mogło mieć duże znaczenie w wyjaśnieniu kierunków odwodnienia analizowanego odcinka doliny Wisły. Wyniki przeprowadzonych badań geomorfologicznych potwierdziły te przypuszczenia.

Na północ i północny wschód od Brześcia Kujawskiego w obrębie Wysoczyzny Kujawskiej rozciąga się obszar bardzo wyraźnie obniżony, a zawieszony ponad doliną Wisły. Ma on kształt trójkąta, którego wierzchołek skierowany jest na zachód, a podstawę o długości około 13 km wyznacza zbocze doliny Wisły (ryc. 23). Ujęcie tego obniżonego o około 10-12 m terenu w stosunku do pozostałych obszarów Wysoczyzny Kujawskiej w wyraźne granice jest trudne do przeprowadzenia, bowiem brak tu wyraźnych zboczy. Przejście z wysoczyzny w rozpatrywany obszar odbywa się bardzo łagodnie. Na północ od Nowego Młyna granica między wysoczyzną a analizowanym obszarem poprowadzona została wzdłuż zachodniego zbocza rynny w pobliżu Gustorzyna. Również na wschód od Brześcia Kujawskiego przyjęto rynnę za południową granicę, oddzielającą omawiany obszar od wysoczyzny. Przez środek tego obniżonego obszaru, z zachodu na wschód, biegnie dolina Zgłowiączki. Na północ od Brześcia Kujawskiego, w okolicy Nowego Młyna, w miejscu gdzie Zgłowiączka zmienia kierunek płynięcia z południkowego na równoleżnikowy, bierze początek dolina Bachorzy, wcięta 10-12 m w Wysoczyznę Kujawską. W tym miejscu jej szerokość wynosi około 800 m. Dolina ta łukiem wygiętym ku północy przecina wspomnianą wysoczyznę i w okolicy Kruszewicy, gdzie jej szerokość sięga już około 4 km, uchodzi do obniżenia goplańskiego. Długość doliny Bachorzy wynosi 42 km (ryc. 23).

W rozpatrywanym obniżeniu okolic Brześcia Kujawskiego, na południe od doliny Zgłowiączki, wyróżnić można dwa wyraźne poziomy o wysokościach 80-82 i 75-77 m. npm. (T. Celmer 1969; E. Wiśniewski 1973, 1974).

Poziom wyższy wykształcony jest w postaci wysp. Największa z nich ciągnie się na wschód od Brześcia Kujawskiego, od rynny w pobliżu Smólska w kierunku na Słone. Jej długość wynosi około 5 km, a szerokość



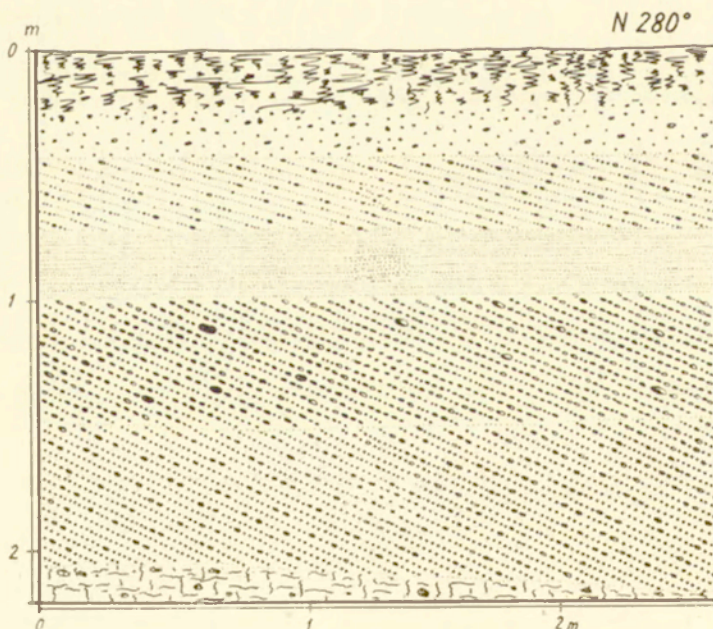


Ryc. 23. Mapa geomorfologiczna doliny Bachorza: 1 — wysoczyzna morenowa; 2 — poziomy z pokrywą utworów glaciofluwialnych; 3 — erozyjne poziomy wód roztopowych; 4 — doliny wód roztopowych; 5 — rynny; 6 — wytopiska; 7 — terasy erozyjne; 8 — wydmy; 9 — równiny piasków przewianych; 10 — załomy poziomów, teras i wysoczyzny morenowej; a — wyraźne, b — niewyraźne; A — hipsometryczny profil podłużny dna doliny Bachorza; B — hipsometryczny profil wysoczyzny na północ od doliny Bachorza; C — hipsometryczny profil wysoczyzny na południe od doliny Bachorza

Fig. 23. Geomorphological map of Bachorza valley: 1 — moraine plateau; 2 — horizons built of glaciofluvial deposits; 3 — erosive meltwater horizons; 4 — meltwater valleys; 5 — channels; 6 — kettles; 7 — erosive terraces; 8 — dunes; 9 — eolian sand plains; 10 — escarpments of horizons, terraces and morainic plateau: a — distinct, b — indistinct; A — hypsometric long profile of floor of Bachorza valley; B — hypsometric profile of moraine plateau N of Bachorza valley; C — hypsometric profile of moraine plateau S of Bachorza valley

kość 1,5 km. Od wschodu i zachodu przylega do niej wspomniany już poziom niższy o wysokości 75-77 m npm. Od strony zachodniej przejście jednego poziomu w drugi jest łagodne, natomiast od strony wschodniej dzieli je wyraźne zbrocze (fot. 12, 13).

Omawiana wyspa poziomu wyższego zbudowana jest wyłącznie z gliny morenowej. Mimo braku wyraźnego dowodu na przepływ wód (np. utworów piaszczystych, żwirowych lub bruku morenowego), lecz biorąc pod uwagę jego ogólną sytuację geomorfologiczną, tzn. niskie usytuowanie w stosunku do wysoczyzny morenowej oraz stosunek jego wysokości względem położenia dna doliny Bachorzy, można zakwalifikować go jako erozyjny poziom płynących wód. Uczynić to można tym bardziej, że dowodów na potwierdzenie wyrażonego poglądu dostarczyły badania geologiczne drugiej wyspy poziomu 80-82 m npm., która położona jest na północ od Brześcia Kujawskiego. Od zachodu kontaktuje się ona z doliną Zgłowiączki, a właściwie z fragmentem rynny wykorzystanej przez tę rzekę, a od zachodu z poziomem 75-77 m npm. Część południowa tej wyspy zbudowana jest również z gliny morenowej, natomiast północna z utworów akumulacji wodnej (ryc. 24). Są to przede wszystkim piaski gruboziarniste oraz żwiry. Ich miąższość zapewne nie jest znaczna, gdyż w dość rozległej żwirowni wynosi ona około 2 m. Głębiej występuje glina morenowa. Problem genezy tych utworów, jak również kierunków płynięcia wód podczas ich akumulacji, poruszony zostanie w innym miejscu



Ryc. 24. Budowa geologiczna poziomu 80-82 m npm. na północ od Brześcia Kujawskiego (objaśnienia jak na ryc. 4)

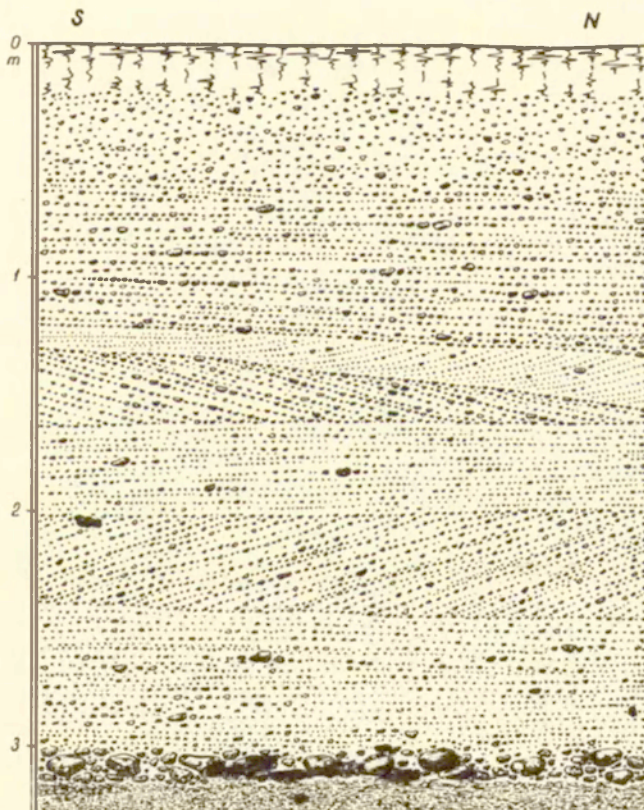
Fig. 24. Geological structure the 80-82 m a.s.l. level, N of Brześć Kujawski (for explanations of Fig. 4)



w tym rozdziale, po omówieniu rzeźby i budowy geologicznej pozostałych części okolic Brześcia Kujawskiego.

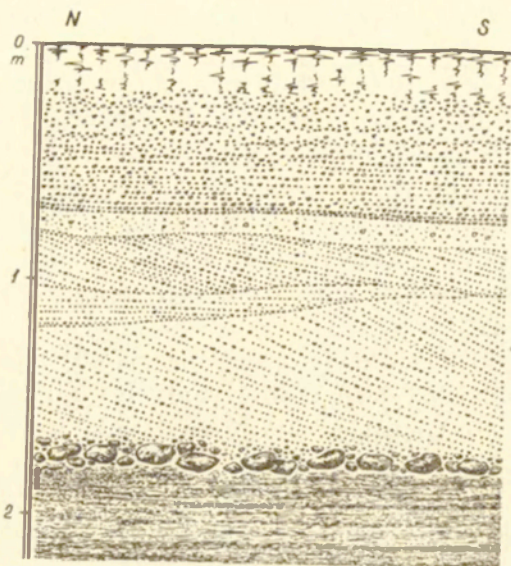
Wspomniany już poziom niższy o wysokości 75-77 m npm. na południe od doliny Zgłowiączki zajmuje dość znaczne obszary. Na południe od Machnacza przecina go rynnna, której towarzyszy niżej położony poziom o wysokości około 73 m npm. Spotyka się go ponadto na południe od Wieńca oraz w okolicy Nowego Młyna. Wysokościowo poziom ten nawiązuje do terasy IX w dolinie Wisły, a zatem można przypuszczać, że pochodzi on z okresu po dokonaniu się przełomu Wisły do Kotliny Toruńskiej.

Poziom 75-77 m npm. różni się znacznie budową geologiczną od omówionego już poziomu wyższego. Otóż na jego powierzchni nie spotyka się wychodni gliny morenowej, lecz do głębokości 1-4 m występują utwory piaszczyste i żwirowe. Przykładem takiej właśnie budowy geologicznej są odkrywki z okolic Siedlimina, Machnacza i na północny wschód od Brześcia Kujawskiego. W Siedliminie miąższość utworów żwirowych wynosi 3,3 m (ryc. 25). Spoczywają one na ile brunatnym, lecz warstwę



Ryc. 25. Przykład budowy geologicznej poziomu 75-77 m npm. w Siedliminie (objaśnienia jak na ryc. 4)

Fig. 25. Example of geological structure the 75-77 m a.s.l. level, at Siedlimin (for explanations of Fig. 4)



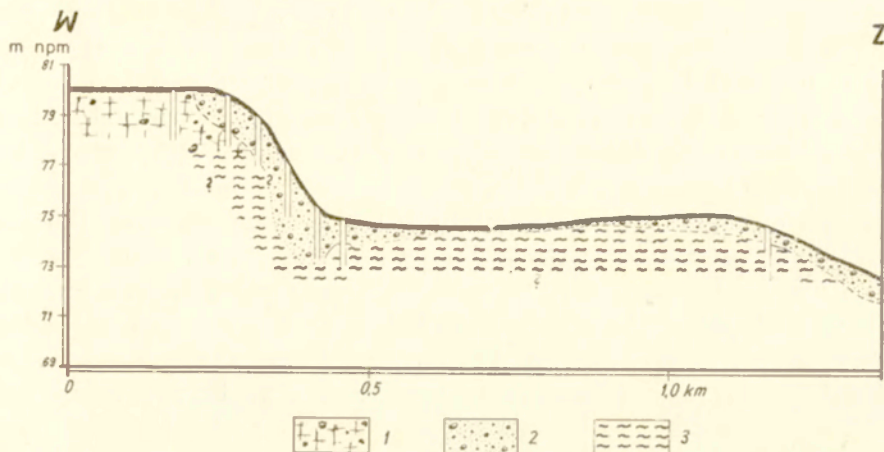
Ryc. 26. Budowa geologiczna poziomu 75-77 m n.p.m. w Machnaczy (objaśnienia jak na ryc. 4)  
 Fig. 26. Geological structure the 75-77 m a.s.l. level, at Machnaczy (for explanations of Fig. 4)

dzielącą osady wód płynących od zastoiskowych stanowi bruk pomorenowy. Podobne następstwo warstw zaobserwować można w Machnaczy, gdzie zachowała się wyspa poziomu 75-77 m n.p.m. (ryc. 26). Górne warstwy stanowią tu żwiry oraz piaski gruboziarniste o laminacji płaskiej lub ukośnej. Miąższość ich jest jednak mniejsza i wynosi 1,8 m. Od niżej leżącego łu brunatnego osady wód płynących oddzielone są również warstwą bruku morenowego. Te ostatnie utwory, które dość powszechnie spotyka się w obrębie omawianego obszaru są dowodem, że pierwotnie na osadach zastoiskowych spoczywał pokład gliny morenowej. Działalność wód spowodowała jej zniszczenie.

Zagadnieniu łu brunatnych, ich występowaniu i genezie poświęcono już wcześniej miejsce w tej pracy. Na wschód od wsi Pikutkowo, w wyniku powstania tu rozległej płaskodennej dolinki, co z kolei spowodowało usunięcie stąd górnych warstw piaszczystych i żwirowych, łu brunatny oraz bruk morenowy występuje bezpośrednio na powierzchni omawianego poziomu (fot. 12). Przekrój geologiczny W—Z, prostopadły do zbocza oddzielającego poziom wyższy od niższego w okolicy Pikutkowa, przyniósł potwierdzenie przyjętej już relacji łu brunatny — glina morenowa ze zlodowacenia bałtyckiego (ryc. 27). Stwierdzono, że łu brunatny, który spotyka się tu na powierzchni niższego poziomu, występuje dalej pod gliną morenową, z której zbudowana jest powierzchnia poziomu wyższego. Piaski i żwiry poziomu 75-77 m n.p.m. są więc utworami najmłodszymi, pochodzącymi z okresu działalności wód już po ustąpieniu z tego obszaru lądolodu. Wody, które je osadziły, usunęły przykrywającą łu brunatny glinę morenową.

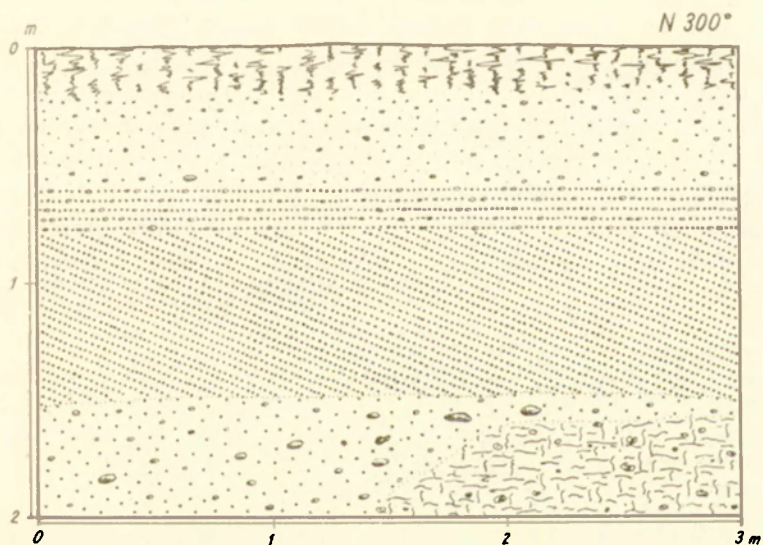
Poziom niższy, występujący na północny wschód od Brześcia Kujawskiego pomiędzy dwoma wyspami poziomu 80-82 m n.p.m. w okolicy





Ryc. 27. Przekrój geologiczny W—Z na północny wschód od Brześcia Kujawskiego: 1 — glina morenowa; 2 — utwory piaszczyste i żwirowe; 3 — il brunatny

Fig. 27. Geological cross-section W—Z, NE of Brześć Kujawski: 1 — boulded clay; 2 — sand and gravel deposits; 3 — brown clay



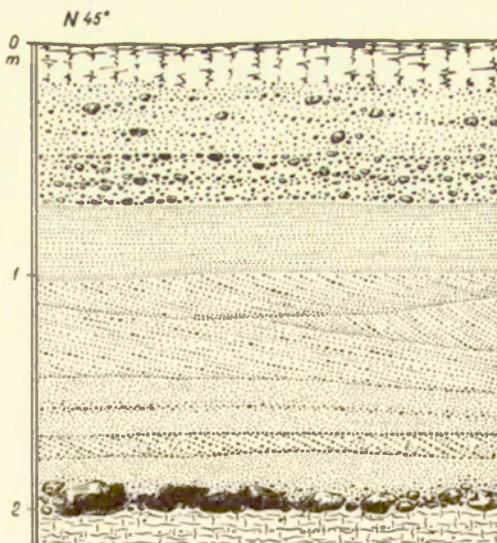
Ryc. 28. Budowa geologiczna poziomu 75-77 m n.p.m. w okolicy Szwagrowa (objaśnienia jak na ryc. 4)

Fig. 28. Geological structure the 75-77 m a.s.l. level, near Szwagrowo (for explanations of Fig. 4)

Szwagrowa, posiada nieco odmienną budowę geologiczną (ryc. 28). Różnica polega na tym, że piaski gruboziarniste i żwiry, które biorą udział w jego budowie geologicznej, spoczywają nie na ile brunatnym, lecz na glinie morenowej. Miąższość osadów wód płynących jest zmienna i waha się od 1 do 3 m.

W dotychczasowych rozważaniach nad budową geologiczną poziomów okolic Brześcia Kujawskiego na południe od doliny Zgłowiączki pominięte zostało zagadnienie kierunków płynięcia wód, które dokonały akumulacji występujących tu utworów piaszczystych i żwirowych. Liczne pomiary teksturalne dokonane w tych utworach, a więc pomiary biegów i upadów lamin, nie tylko w miejscach wyżej opisanych wykazały, że odkładane one były w wodach płynących z obszaru Kotliny Płockiej. Na północny wschód od Brześcia Kujawskiego oraz na południe od Nowego Młyna w poziomie 80-82 m npm. dominuje północno-zachodni kierunek ich spływu. W Machnaczu, w okolicy Siedlimina i na wschód od Nowego Młyna obserwuje się dość zdecydowane ukierunkowanie ich na zachód, a więc do biorącej tu początek doliny Bachorzy. Należy podkreślić, że nie napotkano takiego miejsca, w którym pomiary teksturalne wykazałyby północny kierunek płynięcia wód w tych poziomach, tzn. do Kotliny Toruńskiej. Jakie były dalsze losy wód, które z rejonu Kotliny Płockiej znalazły się w okolicy Brześcia Kujawskiego, jakie było ich pochodzenie i czy istniała możliwość kierowania się ich także na północ do Kotliny Toruńskiej — są to problemy, które znajdą miejsce w dalszych rozważaniach w tej pracy; pierwsze wnioski będzie można wysunąć już po omówieniu rzeźby i budowy geologicznej obszaru położonego na północ od doliny Zgłowiączki.

Otóż w tej części omawianego terenu występuje także poziom 80-82 m npm. Jest on poprzecinany siecią słabo wykształconych rynien glacialnych. Z wyjątkiem jednego miejsca w pobliżu rynny naprzeciw Gustorzyna, gdzie stwierdzono występowanie osadów akumulacji wodnej, na pozostałym obszarze buduje go wyłącznie glina morenowa. We wspomnianym wyżej miejscu na wschód od Gustorzyna występuje nie-



Ryc. 29. Budowa geologiczna wyspy poziomu około 82 m npm. na wschód od Gustorzyna (objaśnienia jak na ryc. 4)

Fig. 29. Geological structure of island in level of about 82 m a.s.l., E of Gustorzyn (for explanations of Fig. 4)



znaczne, nieco ponad 82 m npm., wyniesienie o średnicy około 50 m, które jest najprawdopodobniej świadkiem istniejącego tu wcześniej wyższego poziomu. Do głębokości 2 m zalegają warstwy piasków drobno-, średnio- i gruboziarnistych, a także żwir z głazikami (ryc. 29). Niektóre warstwy posiadały w ścianie odkrywki laminację płaską i ukośną. Utwory te spoczywają na glinie morenowej, a śladem jej rozmywania przez wody, które dokonały ich akumulacji, jest bruk morenowy.

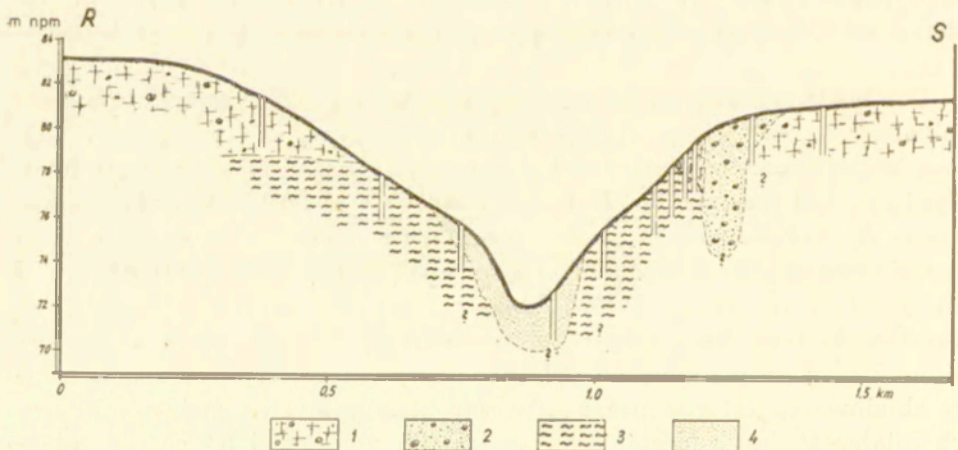
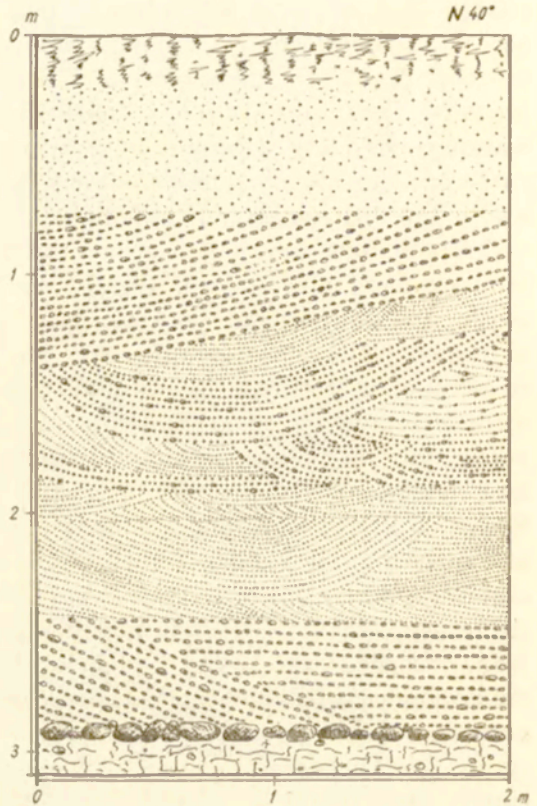
Wspomniano już raz, że poziom 80-82 m npm. porożcinany jest płytkimi rynnami glacialnymi. W ich dnach oraz na zboczach obserwować można na powierzchni większe ilości głazików i głazów, co świadczy najprawdopodobniej o tym, że były one przekształcane przez wody, które płynęły w poziomie 80-82 m npm. oraz w nieco niższym. Za istnieniem przepływu wód w poziomie niższym od 80 m npm. na obszarze położonym na północ od doliny Zgłowiączki świadczą utwory akumulacji wodnej, które występują wzdłuż zbocza rynny koło Gustorzyna. Rynna, o której wspomniano, stanowi właściwie fragment większej formy, ciągnącej się około 10 km na północ od Gustorzyna, a biorącej początek na wysoczyźnie morenowej. Zwrócono już na to uwagę przy opisie terasy VII. Część rynny, nad którą leży wspomniana wieś, różni się jednak bardzo szerokością i głębokością od części północnej. Fragment południowy posiada znacznie większą szerokość, wynoszącą około 500 m, natomiast jego głębokość wynosi zaledwie 5-7 m. Nachylenie zbocza rynny jest tu bardzo łagodne, a w niektórych miejscach są one porożcinane erozyjnymi dolinkami. Dno omawianego fragmentu rynny leży na wysokości około 75 m npm. i jest stosunkowo płaskie, a jedynie na północ od Gustorzyna występują w nim dwa zamknięte, płytkie obniżenia.

Dzięki dwóm zwirowniom na wschodnim zboczu rynny można było dokładnie zapoznać się z charakterem występujących tu osadów, jak również dokonać pomiarów teksturalnych w celu określenia kierunku płynięcia wód podczas ich akumulacji. Na wschód od Gustorzyna spotkać można do głębokości 3 m piaski różnoziarniste oraz żwiry akumulowane w fazie sedymentacji wydmowej i antywydmowej. Pod tymi utworami zalega glina morenowa, która ulegała rozmywaniu, o czym świadczy warstwa bruku morenowego, leżąca bezpośrednio na glinie (ryc. 30). Około 800 m na południe od opisanej odkrywki górna część zbocza rynny zbudowana jest również z utworów piaszczystych i zwirowych, lecz ich miąższość jest znaczniejsza, bowiem do głębokości 5,5 m nie osiągnięto jeszcze ich spągu (ryc. 31). Naprzemianległe warstwy piasków gruboziarnistych i żwirów posiadają tu najczęściej laminację ukośną.

Podczas omawiania obszaru położonego na południe od doliny Zgłowiączki wykazano, że wody płynące w wyróżnionych tam poziomach kierowały się na północny zachód, do biorącej początek na północ od Brześcia Kujawskiego doliny Bachorzy. Postawione zostało też wcześniej

Ryc. 30. Przykład budowy geologicznej wschodniego zbocza rynn w pobliżu Gustorzyna (objaśnienia jak na ryc. 4)

Fig. 30. Example of geological structure of E scarp of channel valley near Gustorzyn (for explanations of Fig. 4)

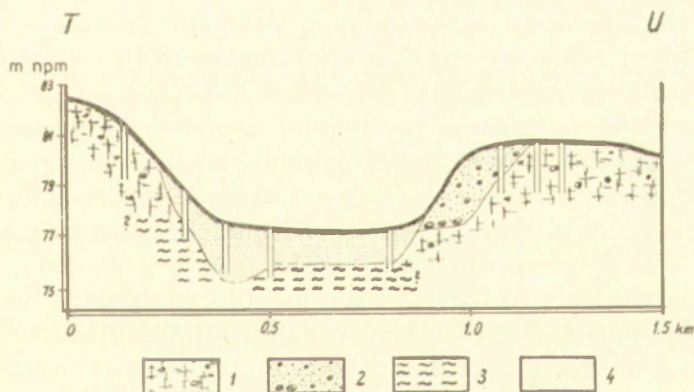


Ryc. 31. Przekrój geologiczny R—S przez rynnę w pobliżu Gustorzyna: 1 — glina morenowa; 2 — utwory piaszczyste i żwirowe; 3 — il brunatny; 4 — piaski drobnoziarniste

Fig. 31. Geological section along line R—S across channel valley near Gustorzyn: 1 — boulder clay; 2 — sand and gravel deposits; 3 — brown clay; 4 — fine-grained sands



pytanie, czy wody te mogły się kierować także na północ do Kotliny Toruńskiej. Otóż, jak wykazały pomiary biegów i upadów lamin w utworach piaszczystych i żwirowych, występujących wzdłuż wschodniego zbocza rynny koło Gustorzyna oraz w odkrywcze wykonanej w opisanym już nieznacznym wzniesieniu, wyspie-świadku po wyższym poziomie od wyróżnionego o wysokości 80-82 m n.p.m., akumulacji tych utworów dokonały wody płynące z północy. Należy tu dodać, że wzdłuż zbocza rynny zalegają one na wysokości niższej od 80 m n.p.m., tj. około 77-78 m n.p.m., a więc na wysokości zbliżonej do poziomu niższego na południe od doliny Zgłowiączki. Taki kierunek płynięcia wód w poziomie 77-78 m n.p.m. na północ od doliny Zgłowiączki, a tym samym na północ od początku doliny Bachorzy, jest odpowiedzią na postawione pytanie, że na tej wysokości przemieszczanie się wód doliną Wisły w kierunku Kotliny Toruńskiej nie mogło jeszcze zachodzić. Podczas płynięcia wód z północy rynna koło Gustorzyna w formie obecnej jeszcze nie istniała, tzn., konserwowana była przez martwy lód. Występowanie obecnie na zboczu rynny utworów akumulowanych przez szybko płynące wody dowodzi, że łożysko wód, w którym były one transportowane, przebiegało na kontakcie między obecnym poziomem 80-82 m n.p.m. a martwym lodem tkwiącym w rynnach. Spowodowane było to zapewne tym, że w takich sytuacjach wytapianie się lodu było szybsze (a uważać tak można na podstawie obserwacji zaniku pokrywy lodowej na jeziorach), dzięki czemu tworzyła się predyspozycja dla liniowego przepływu wód. Nie uzys-



Ryc. 32. Przekrój geologiczny T—U przez rynnę w pobliżu Gustorzyna: 1 — glina morenowa; 2 — utwory piaszczyste i żwirowe; 3 — il brunatny; 4 — piaski drobnoziarniste

Fig. 32. Geological section along line T—U across channel valley near Gustorzyn: 1 — boulder clay; 2 — sand and gravel deposits; 3 — brown clay; 4 — fine grained sands

kano dowodów, aby sądzić, że cała szerokość rynny wykorzystana była przez płynące wody. W takim przypadku wydaje się, że materiał, z którego zbudowane jest zbocze rynny, zdeponowany po wytopieniu się martwego lodu powinien wypełniać także jej dno. Tymczasem w dnie rynny występują wyłącznie piaski drobnoziarniste, a ich miąższość wynosi często mniej niż 2 m (ryc. 31, 32). Leżą one na ile brunatnym, tak często spotykanym na omawianym obszarze.

Reasumując dotychczasowe rozważania nad rzeźbą okolic Brześcia Kujawskiego należy jeszcze raz podkreślić, że istniały tu dwa kierunki spływu wód. Na obszarze leżącym na północ od doliny Zgłowiączki wody podążały w kierunku południowym jeszcze w poziomie 77-78 m n.p.m., a na południe od tej doliny w kierunku przeciwnym. W tym miejscu należałoby dokonać analizy dalszych losów tych wód, jednak pozostaje jeszcze do omówienia problem ich źródła, a co z tym się wiąże, genetyczne zakwalifikowania występujących tu utworów piaszczystych i żwirowych.

Źródła wód płynących z północy należy niewątpliwie upatrywać w wycofującym się z tego obszaru lądolodzie. Jego czoło nie było wówczas oddalone zbyt daleko, gdyż transport utworów glaciofluwialnych nie był odległy. O przebytej przez nie krótkiej drodze świadczy fakt, że zachowały się w nich szybko ulegające zniszczeniu w czasie transportu wodnego fragmenty skorupki ślimaków i małży, występujących w zespole morskiej fauny eemskiej (fot. 14). I. Dmoch z Instytutu Geografii UMK w Toruniu, która dokonała rozpoznania dostarczonych szczątków fauny, stwierdziła w nich m. in. *Cardium edule*, *Cardium paucicostatum*, *Macoma balthica*, *Nassarius reticulatus*, *Venerupis senescens*, *Portlandia arctica*, *Bittium reticulatum* i *Cyprina islandica*. Najbardziej interesujący jest jednak fakt, że szczątki te, świadczące o glaciofluwialnym charakterze utworu, w którym występują, spotyka się w tych samych ilościach w utworach budujących poziomy 80-82 i 75-77 m n.p.m. na południe od doliny Zgłowiączki, których akumulacji dokonały wody podążające z rejonu Kotliny Płockiej. Należy przypuszczać, że źródłem tych wód, a poniekąd również i materiału, były martwe lody, które wypełniały nie zasypaną całkowicie Kotlinę Płocką. Trudno jest bowiem przyjąć, aby tak delikatny składnik najmłodszych utworów glaciofluwialnych, jakimi są szczątki fauny eemskiej, mógł znieść długo trwający proces resedymencji, tzn. że najpierw byłby złożony w wodach roztopowych płynących z północy, a następnie transportowany w wodach innego pochodzenia w kierunku odwrotnym.

Argumentu, który w pewnym stopniu przemawia za słusznością wypowiedzianego ostatnio wniosku, dostarczyły wyniki analiz osadów, z których zbudowane są terasy dolinne. Otóż w osadach tych poszukiwania szczątków fauny nie dały rezultatu. Należy się tu jednak wyjaśnienie,



że prowadzone one były jedynie do głębokości 2 m. Ten brak szczątków jakiejkolwiek fauny w górnych warstwach teras dolinnych dowodzi, że pomimo, iż są to terasy erozyjne, zbudowane najczęściej ze starszych utworów rzecznych sprzed ostatniego zlodowacenia, na ich powierzchni zalega jednak często niewielkiej miąższości seria terasowa, która przemieszczana była przez Wisłę po odzyskaniu przez nią dawnej drogi odpływu na północ. Najmniej odporne na transport wodny oraz na wietrzenie komponenty tych osadów, jakimi są skorupki ślimaka *Paludina diluviana* ze starszych utworów rzecznych lub szczątki morskiej fauny eemskiej z najmłodszych utworów glacjafluwialnych, gdyż i one musiały się przecież znaleźć wśród materiału transportowanego przez rzekę, nie wytrzymały tego procesu redepozycji i w większości zostały usunięte. Lecz nie tylko takie różnice zachodzą pomiędzy utworami glacjafluwialnymi okolic Brześcia Kujawskiego a osadami rzecznyymi, zalegającymi na powierzchniach teras dolinnych. Różnice te zaobserwować można także dość łatwo w ich składzie mineralogicznym. Analizom, które wykonał S. Krażewski z Instytutu Geografii UMK w Toruniu, poddano 35 prób utworów rzecznych, 20 glacjafluwialnych (w większości z okolic Brześcia Kujawskiego) i 14 starszych utworów rzecznych. Badano w nich procentową zawartość kwarcu, skaleni, węglanów i minerałów ciężkich. Okazało się, że utwory glacjafluwialne zawierają w swoim składzie największą ilość skaleni (średnio 10,5%) i węglanów (średnio 4%), podczas gdy starsze utwory rzeczne odpowiednio 4,4 i 2%, a osady górnych warstw terasowych 7% skaleni i zaledwie 0,2% węglanów. Porównania utworów pod kątem występowania tych grup minerałów dokonano dlatego, że są one najmniej odporne na niszczenie, a zatem mogą stanowić także wykładnik długotrwałości transportu w środowisku wód płynących. Mniejsza ilość skaleni i minimalny procent węglanów w osadach rzecznych w porównaniu z utworami glacjafluwialnymi świadczy, że te pierwsze osady przebywały dłużej w środowisku wód płynących, tzn. przebywały w nim co najmniej dwukrotnie. Na przykład jedne utwory były najpierw transportowane przez rzekę płynącą na północ przed wkroczeniem na ten obszar ostatniego lądolodu, a inne w wodach roztopowych jako utwory glacjafluwialne, zabrane potem i transportowane przez rzekę płynącą ponownie na północ po wycofaniu się lądolodu. Tego procesu resedymtacji nie wytrzymały zatem nie tylko szczątki fauny występujące w osadach, o czym już wspomniano, ale również odporniejsze od nich skalenie i węglany.

Rozważania nad różnicami zachodzącymi pomiędzy genetycznie i wiekowo różnymi utworami wód płynących z obrębu rozpatrywanego obszaru miały na celu wykazanie, że piaski i żwiry ze szczątkami morskiej fauny eemskiej, biorące udział w budowie poziomów na południe od doliny Zgłowiączki, mimo że akumulacja ich następowała w wodach pły-

nących z obszaru Kotliny Płockiej, mają charakter glacyjfluwialny. Tak więc poziomy, które wyróżniono na północ i południe od doliny Zgłowiączki w okolicy Brześcia Kujawskiego, to przede wszystkim efekt działalności wód roztopowych. Ich niższe zaleganie w stosunku do wysokości terasy XI w Kotlinie Toruńskiej (V w pradolinie Noteci—Warty) sprawia, że wątpliwe staje się połączenie Kotliny Płockiej z Kotliną Toruńską już w poziomie tej terasy. Wydaje się, iż w toku dotychczas prowadzonych rozważań nastąpił już moment do ustosunkowania się do problemu genezy przełomu Wisły pomiędzy tymi kotlinami.



## VI. GENEZA PRZEŁOMU WISŁY POMIĘDZY KOTLINĄ PŁOCKĄ A KOTLINĄ TORUŃSKĄ W ŚWIETLE ANALIZY WYRÓŻNIONYCH POZIOMÓW I TERAS

### FAZA DZIAŁALNOŚCI WÓD ROZTOPOWYCH — KIERUNKI ODPIYU I ROLA DOLINY BACHORZY W ICH ODPROWADZANIU

W rozdziale III tej pracy, na podstawie analizy budowy geologicznej rozpatrywanego odcinka doliny Wisły i terenów przyległych, przedstawiony został pogląd autora na procesy, jakie wywołał w tej dolinie zbliżający się lądolód podczas zlodowacenia bałtyckiego. Przyjęto, że przykrył on dolinę Wisły niezupełnie zasypaną. Po jego recesji w tym obniżeniu zaistniały zatem warunki na zachowanie się dłużej martwego lodu. W następnym rozdziale, gdzie dokonano charakterystyki geomorfologicznej i geologicznej teras dolinnych wykazano, że obok nich wyróżnić tu należy także poziomy, których geneza związana jest z przepływem wód roztopowych w czasie recesji ostatniego lądolodu.

Poziomy te trudno jest na obecnym etapie rozpoznania geomorfologicznego korelować z konkretnym postojem lądolodu. Dlatego też autor zmuszony jest do wysunięcia wniosku ogólnego, że są one efektem działalności wód roztopowych w szerszym przedziale czasowym, który rozpoczyna faza kujawska, a kończy prawdopodobnie faza wąbrzeska. Podczas fazy wąbrzeskiej, jak przyjmuje W. Niewiarowski (1968), wody roztopowe, które płynęły początkowo sandrami jabłonowskim, wąbrzeskim i chełmżyńskim, kierowały się poprzez dolinę Drwęcy do obecnej Kotliny Toruńskiej. Ich dalszy odpływ odbywał się, zdaniem tego autora, północnym odgałęzieniem doliny parchańskiej, wykorzystanym obecnie przez rzekę Tążyne, usytuowanym naprzeciw ujścia doliny Drwęcy. W. Niewiarowski przyjmuje także możliwość, że odpływ wód roztopowych lądolodu fazy wąbrzeskiej odbywał się doliną Wisły w kierunku Kotliny Płockiej, a więc na południe.

Przeprowadzone badania geomorfologiczne na tym odcinku, których rezultaty przedstawiono w tej pracy, dostarczyły sporo argumentów do postawienia wniosku, że taki właśnie kierunek odwodnienia istniał tu w czasie recesji ostatniego lądolodu z linii swego maksymalnego zasięgu, prawdopodobnie aż po fazę wąbrzeską. Nieznaczne obniżenie terenowe,

jakim była zakonserwowana martwym lodem dolina Wisły, nie mogło być wówczas nie wykorzystane dla kierowania się nim wód roztopowych na południe.

Dogodny szlak odpływowy powstał na kontakcie martwego lodu z Wysoczyzną Kujawską, a więc w sytuacji podobnej, jaka została już opisana przy omawianiu rynny w pobliżu Gustorzyna na północ od Brześcia Kujawskiego. Ten pogląd oparty został na fakcie występowania poziomów o wysokościach 88-89 i 80-84 m npm. na odcinku Raciążek—Lubanie. Słabe ich wykształcenie świadczy najlepiej o tym, że ilość wód roztopowych, jaka wtedy płynęła, nie musiała być znaczna. Chociaż wzdłuż Wysoczyzny Dobrzyńskiej brak jest dziś poziomów podobnej genezy, nie należy jednak sądzić, że tu między martwym lodem a Wysoczyzną nie było odpływu wód roztopowych. Potwierdzeniem tego przypuszczenia może być fakt, że Z. Churska (1969) w okolicach Obrowa, a więc po prawej stronie Wisły już na terenie Kotliny Toruńskiej, wyróżnia także wysoko położoną terasę o wartościach 85-86 m npm., przyjmując jednak, że łączy ją ona do terasy XI w Kotlinie Toruńskiej.

Wody roztopowe, płynąc w poziomie 88-89 m npm. wyróżnionym na zachód od Nieszawy, najprawdopodobniej w pewnym momencie rozdzielały się w dwóch kierunkach, przy czym część ich kierowała się na zachód, inicjując powstanie erozyjnej doliny wód roztopowych zwanej doliną parchańską, a część kierowała się dalej na południe, a więc w stronę Kotliny Płockiej. Należy zaznaczyć, że autor, wypowiadając ten pogląd, zdaje sobie sprawę z jego słabości, gdyż nie został on poparty rezultatami badań teksturalnych z powodu braku w tym poziomie wyraźnie warstwowanych utworów. Uzasadnieniem jednak zajętą stanowiska jest między innymi to, że inicjalne fragmenty doliny parchańskiej korespondują z tym poziomem, a zatem doliną tą w kierunku zachodnim odpływ istniał, lecz nie należy przyjmować, że był on długotrwały. Pewną, nikłą wprawdzie przesłankę, sugerującą istnienie wspomnianej bifurkacji, stanowi znalezienie na wschód od Gustorzyna owej wyspy po występującym tu wcześniej poziomie o wysokości około 83 m npm. Leży ona 12 km na południe od początkowego fragmentu doliny parchańskiej.

Wspomniano już, że zachodni kierunek odpływu wód roztopowych z rejonu doliny Wisły poprzez dolinę parchańską nie trwał długo. Najlepiej świadczyć o tym może fakt słabego wykształcenia się jej inicjalnego odcinka. Powodem tego nie był zanik wód roztopowych, lecz ich zejście na niższy poziom, który na wschód od Nieszawy ma wysokość około 84 m npm. W poziomie tym wody roztopowe kierowały się wyłącznie na południe. Między Nieszawą a Lubaniem nie wynika to wprawdzie z rezultatów badań teksturalnych osadów, bowiem przeprowadzić ich nie było można z powodu erozyjnego charakteru tego poziomu, lecz z bardzo wyraźnego jego nachylenia w kierunku południowym (ryc. 11). Ten moment wyraźnego spadku poziomu o 4 m na przestrzeni 10 km





Fot. 15. Utwory glaciofluwialne występujące w początkowym odcinku doliny Bachorzy

Phot. 15. Glaciofluvial deposits observed in initial stretch of Bachorza valley



Fot. 16. Utwory piaszczyste i żwirowe odsłaniające się w dnie doliny Bachorzy w pobliżu Wysocinka

Phot. 16. Sand and gravel deposits exposed in bottom of Bachorza valley near Wysocinek



należy tu szczególnie podkreślić, gdyż nie zachodzi on w przypadku żadnej innej terasy w obrębie rozpatrywanego odcinka doliny Wisły. Zjawisko to mogło zajść łatwiej, jeśli się przyjmie, że tworzył się on na kontakcie z martwym lodem, wypełniając dolinę Wisły. Dowodów, i to, jak się wydaje, dość przekonujących, na południowy kierunek odpływu wód roztopowych w rozpatrywanym poziomie, dostarczyły dopiero badania geomorfologiczne okolic Brześcia Kujawskiego, na północ od doliny Zgłowiączki. Wykazano to już drogą badań teksturalnych utworów glacji fluwialnych, występujących wzdłuż rynny w pobliżu Gustorzyna. Tu wody roztopowe płynęły na południe jeszcze na wysokości 77-78 m n.p.m. Ten fakt należy uznać za przesądający w rozstrzygnięciu problemu, czy Kotlina Płocka z Kotliną Toruńską były już z sobą połączone poprzez terasę XI. W świetle powyższych danych sytuacja taka staje się raczej trudna do przyjęcia, gdyż wówczas wszelkie efekty działalności wód roztopowych w okolicy Brześcia Kujawskiego w poziomach niższych od terasy XI, która w Kotlinie Toruńskiej, a więc około 30 km dalej na północ, ma wysokość 80-81 m n.p.m., a w pobliżu ujścia doliny Zgłowiączki do doliny Wisły powinna mieć przecież przynajmniej tę samą wysokość, nie zachowałyby się.

Stwierdzenie południowego kierunku odpływu wód roztopowych na północ od doliny Zgłowiączki wyłania problem ich dalszych losów. We wstępnym rozdziale tej pracy zostało już podane, że w Kotlinie Płockiej, a konkretnie w jej części wschodniej, jak wynika to z pracy S. Skompskiego (1969), występują cztery poziomy, położone znacznie wyżej w stosunku do poziomów okolic Brześcia Kujawskiego. Możliwość zatem dalszego przemieszczania się wód roztopowych na południe nie było. Stwierdzony został natomiast inny fakt, a mianowicie, że w poziomach wyróżnionych na południe od doliny Zgłowiączki wody roztopowe płynęły w kierunku północnym. Jest dużym prawdopodobieństwem, że wody te, płynąc z północy i z obszaru Kotliny Płockiej, płynęły synchronicznie, a łączyły się w okolicy Brześcia Kujawskiego. Wody roztopowe, płynące z obszaru Kotliny Płockiej, miały swoje źródło m. in. w martwych lodach, które tu pozostały. Zasilac je mogły w tym czasie także wody roztopowe, podążające do Kotliny Płockiej sandrem Skrwy. Na pozostanie martwych lodów w tej kotlinie zwrócił już uwagę wcześniej J. E. Mojski (1960). Niewątpliwie dowodem słuszności takiego stanowiska są występujące w niej rynny i ozy (S. Skompski 1963). Wydaje się, że należy tu również zwrócić uwagę na inne, dość osobliwe zjawisko geomorfologiczne. Śledząc mianowicie mapę geologiczno-geomorfologiczną S. Skompskiego (1969) obserwuje się dziwny przebieg krawędzi poszczególnych poziomów, które zamiast przynajmniej w przybliżeniu naśladować kierunek biegu rzeki, przebiegają do niego często prostopadle i są bardzo kręte. Dla ich pełniejszej charakterystyki należy dodać, że przejścia między poziomami odbywają się często bardzo łagodnie. Wnio-

skując zatem z przebiegu krawędzi wyższych teras wątpliwa wydaje się ich geneza jako wykształconych przez boczną erozję rzeki. Taki przebieg sugeruje natomiast inną ich genezę, a mianowicie poprzez wytapianie i zmniejszanie się rozległych początkowo płatów martwych lodów. Taki proces, tam gdzie istniał kontakt powierzchni mineralnej z płatem martwego lodu, mógł w efekcie doprowadzić do bardzo urozmaiconego przebiegu krawędzi.

Po tych dyskusyjnych niewątpliwie uwagach, dotyczących wpływu martwych lodów na przebieg krawędzi niektórych poziomów w Kotlinie Płockiej, wrócić należy do problemu dalszego odpływu połączonych pod Brześciem Kujawskim wód roztopowych. Otóż ich dalszy szlak prowadził na zachód doliną Bachorzy (ryc. 23). Jej dno w początkowym odcinku zalega na wysokości 76-77 m n.p.m., a więc koresponduje z wyróżnionymi niższymi poziomami okolic Brześcia Kujawskiego. W dalszym jednak przebiegu doliny jej dno wznosi się i koło Ujmy Dużej i Siniarzewa osiąga wysokość 84 m n.p.m. Od tej miejscowości obserwuje się jego spadek w kierunku zachodnim, aby na kontakcie z jez. Gopłem osiągnąć wysokość 79 m n.p.m. Z wartości wysokości położenia dna doliny Bachorzy wynika więc, że jego profil podłużny jest wyraźnie wypukły, a ponadto ujściowy odcinek leży obecnie nieco wyżej od początkowego. Skutkiem tej wypukłości dna w okolicy Siniarzewa zachodzi zjawisko bifurkacji: woda w kanale Bachorzy od tego miejsca płynie w kierunku południowo-wschodnim do Zgłowiączki i zachodnim do Gopła. Tutaj też przebiega dział wodny pomiędzy dorzeczami Wisły i Odry. Pomimo istniejącej obecnie takiej sytuacji, a więc wbrew podstawowym prawom hydrodynamiki, zostało udokumentowane, że wody roztopowe, które łączyły się pod Brześciem Kujawskim, kierowały się właśnie doliną Bachorzy na zachód. Stwierdzone to zostało drogą pomiarów teksturalnych w odkrywkach usytuowanych w początkowym odcinku tej doliny.

W żwirowni w pobliżu Bachorki do głębokości 3,4 m występują naprzemianległe warstwy piasku gruboziarnistego oraz żwirów o laminacji ukośnej. Utwory te spoczywają na erozyjnie ściętej powierzchni gliny morenowej (fot. 15). Inna odkrywka wykonana została 6 km dalej na północny zachód w Wysocinku, gdzie dno doliny Bachorzy położone jest już na wysokości około 81-82 m n.p.m. (fot. 16). Do głębokości 2,2 m występują tu również warstwy piasków gruboziarnistych i żwirów o laminacji ukośnej. Ich całkowitej miąższości nie udało się ustalić, z powodu płytkiego zalegania wody gruntowej. Pomiaru biegów i upadów warstw wykazały zdecydowanie zachodni kierunek płynięcia wód podczas akumulacji tych utworów, a więc niezgodnie z obecnym nachyleniem tej części doliny Bachorzy.

Jest sprawą zrozumiałą, że w okresie, gdy doliną Bachorzy w kierunku Gopła przemieszczały się wody roztopowe, profil podłużny jej



dna musiał być inny aniżeli obecnie, tj. opadający na zachód. To, że dziś koło Ujmy Dużej i Siniarzewa dno doliny Bachorzy jest wyniesione, nie jest bynajmniej spowodowane narastaniem torfów, bowiem występują one sporadycznie i są niewielkiej miąższości. Przyczyna tego wyniesienia jest zapewne inna i prawdopodobnie należy jej szukać w pionowych ruchach skorupy ziemskiej. Nie wykluczone, że ruchy te, może w mniejszym stopniu, powstały także na skutek zachwiania równowagi izostatycznej utworów geologicznych w czasie pobytu lądolodu na naszym terytorium.

Nie wspomniano dotychczas, że dolina Bachorzy wykształciła się w poprzek przebiegającej tędy struktury geologicznej zwanej antyklinorium kujawsko-pomorskim, w obrębie którego stwierdza się powolne ruchy wznoszące (R. Galon 1972 a; E. Rühle 1969, 1973). W nich właśnie widział już S. Lencewicz (1927) przyczynę zakończenia funkcjonowania doliny Bachorzy, a W. Mrózek (1964) zmiany w sieci hydrograficznej na Kujawach. S. Pawłowski (1955) na podstawie pomiarów geodezyjnych z lat 1870-1937 starał się dokładnie ustalić szybkość podnoszenia się obszarów w obrębie antyklinorium kujawsko-pomorskiego i przyjął wartość dźwignania się 1 mm na rok. Gdyby odnieść tę wartość tylko do okresu zaniku lądolodu z naszych ziem, należałoby stwierdzić, że w czasie około 3 tys. lat, czyli od momentu odwrotu czoła ostatniego lądolodu z linii jego maksymalnego zasięgu do momentu jego zatrzymania się na linii moren stadium pomorskiego, rozpatrywany obszar dźwignąłby się o 3 m. A przecież nie jest wykluczone, że w tym okresie ruchy wznoszące mogły być intensywniejsze, a równocześnie zróżnicowane w poszczególnych obszarach. Za dowód mógłby służyć fakt, że dno doliny Bachorzy wyniesione jest najbardziej w jej środkowym odcinku. Chcąc potwierdzić słuszność koncepcji ruchów neotektonicznych i ich wpływu na obecny profil podłużny dna doliny, należało również dokonać analizy profilów podłużnych sąsiadującej z nią wysoczyzny. Przecież i ona, gdyby istniał rzeczywiście ruch wypiętrzający, musiałaby uzyskać profil podobny jak dno doliny. Wykonane profile hipsometryczne wysoczyzny z jednej i drugiej strony doliny, w odległości 2-3 km od niej, niestety, nie przyniosły w pełni oczekiwanych rezultatów. O ile profil wysoczyzny na północ od doliny w dużym przybliżeniu jest zbieżny z profilem jej dna (zakłócony jest tylko przez wyniesienie wysadu solnego w Górze na północ od końcowego odcinka doliny Bachorzy), o tyle profil południowy zbieżności tej nie wykazuje. Generalnie na południe od doliny Bachorzy wysokości wysoczyzny utrzymują się na tym samym poziomie. Niewątpliwie jest to fakt osłabiający słuszność koncepcji o wyniesieniu środkowego odcinka doliny Bachorzy na skutek ruchów neotektonicznych. Przedstawiając jednak te kontrowersyjne fakty dotyczące problemu ruchów neotektonicznych na Kujawach autor pragnął zasygnalizować, jak wiele jest jeszcze w tym zakresie zagadnień niezrozumiałych

i trudnych do wyjaśnienia. Mimo tego, sprzeczności pomiędzy obecnym profilem dna Bachorzy a stwierdzonym w niej zachodnim kierunkiem odpływu wód roztopowych nie sposób jest wytłumaczyć, jeśli nie uzna się roli ruchów neotektonicznych.

W związku z rolą, jaką odgrywała dolina Bachorzy w odprowadzaniu wód roztopowych, wynika jeszcze problem, czy płynęły nią tylko wody na wysokości tych poziomów, które wyróżniono pod Brześciem Kujawskim. Poruszony on został dlatego, że chociaż nie uzyskano pewnych dowodów, istnieją jednak przesłanki, które wskazują, że doliną tą odprowadzane były wody roztopowe w znacznie wyższych poziomach niż poziomy występujące obecnie w okolicy Brześcia Kujawskiego. Podczas omawiania rzeźby tych okolic zaznaczono, że granice obniżenia, w którym występują erozyjne poziomy wód roztopowych, są trudne do wyznaczenia. Od strony południowej, od poziomu 90 do 80 m n.p.m., teren obniża się wolno na przestrzeni około 5 km. Podobnie łagodnie obniża się zbocze Wysoczyzny Kujawskiej na północ od początkowego odcinka doliny Bachorzy. Należy zatem sądzić, że do powstania doliny Bachorzy przyczyniły się wody roztopowe płynące w znacznie wyższym poziomie (a może poziomach) z obszaru Kotliny Płockiej i z północy (poziom 88-89 m n.p.m. na zachód od Nieszawy). We wschodniej części Kotliny Płockiej wyróżnił przecież S. Skompski (1969) poziomy 93-94 m n.p.m. (poziom II — ciechomicki) i 85 m n.p.m. (poziom III — łącki) przyjmując, że na tych wysokościach odbywał się już odpływ wód w kierunku zachodnim, a następnie północnym do Kotliny Toruńskiej. Poziomy te powiązał z terasą XI i X w Kotlinie Toruńskiej. Słuszny wydaje się pogląd S. Skompskiego o takim kierunku płynięcia wód w tych poziomach, jednak nie mogły one jeszcze wówczas docierać do Kotliny Toruńskiej, gdyż z północy w tym czasie wody roztopowe płynęły na południe.

Ostatnio J. Kotarbiński i U. Urbaniak-Biernacka (1975) wyrazili pogląd, że wiek wspomnianej terasy o wysokości 94 m n.p.m. wiąże się z recesją lądolodu z fazy kujawskiej. W związku z tym, jak piszą autorzy, „dalszy odpływ wód do pradoliny Noteci jest wykluczony. Ewentualne przedłużenie terasy można widzieć w równinie erozyjno-denudacyjnej na wysokości 90 m n.p.m. na południe od Brześcia Kujawskiego. Być może wody płynęły również ku północy, lecz jedynie do Kotliny Toruńskiej, a następnie ku południowi. Na możliwość takiego odpływu wód Drwęcy w subfazie wąbrzeskiej zwrócił już uwagę W. Niewiarowski (1968)” (poprzez północne odgałęzienie doliny parchańskiej — przyp. autora). A zatem istnieje prawdopodobieństwo, że wody roztopowe płynące w tych wysokich poziomach zainicjowały powstanie doliny Bachorzy, a występujące obecnie poziomy pod Brześciem Kujawskim są rezultatem ich działalności w ostatniej fazie przepływu tą doliną.

Niewątpliwie jest jeszcze sprawą niezmiernie interesującą, czy pod-



czas odpływu wód roztopowych z obszaru Kotliny Płockiej do doliny Bachorzy w poziomie 93-94 m npm. lub w poziomie 85 m npm. istniało już połączenie Kotliny Warszawskiej z Kotliną Płocką. Na temat tego zagadnienia S. Skompski (1969), który prowadził szczegółowe badania w Kotlinie Płockiej, niestety, nie wypowiedział się. Autor także nie jest w stanie zająć obecnie w tej sprawie zdecydowanego stanowiska, lecz może zwrócić uwagę i porównać wypowiedzi innych badaczy tego problemu. W 1960 r. M. D. Domośławska-Baraniecka i J. E. Mojski wyrazili pogląd, że po recesji lądolodu na linię moren stadium pomorskiego utworzyła się na obszarze Kotliny Płockiej dolina z odpływem na zachód ku pradolinie Noteci—Warty. Dolina ta, jak przyjmują wymienieni autorzy, miała swój początek we wschodniej części tej kotliny, w strefie marginalnej zlodowacenia bałtyckiego, która wówczas mogła stanowić dział wodny. Rozumieć należy, że Kotliną Płocką przegrodzona była wałem morenowym, a raczej lodowo-morenowym, co zapewne było możliwe.

J. Kotarbiński i U. Urbaniak-Biernacka (1975) wspominają przy omawianiu przepływu wód w poziomie 93-94 m npm., że obok kierunku zachodniego i północnego wody te we wschodniej części Kotliny Płockiej mogły płynąć także na wschód, na co wskazuje istnienie równiny erozyjno-akumulacyjnej o wysokości 90 m npm., leżącej „u podnóża stoku wyższego poziomu wysoczyzny morenowej”. Z wypowiedzi tej wnioskować można, że w poziomie tym zachodziła bifurkacja, co oznacza, że w tym czasie Wisła nie dokonała jeszcze przełomu pomiędzy Kotliną Warszawską a Kotliną Płocką.

Jeśli się teraz oprzeć na aktualnym stanie wiedzy o rozwoju geomorfologicznym Kotliny Warszawskiej można dojść do wniosku, że nawet w niższych poziomach Kotliny Płockiej, a więc w poziomie IV o wysokości 81-82 m npm. (lipianecki), V — 75 m npm. (goreński i VI — 70 m npm. (korolewski) Wisła jeszcze nie mogłaby płynąć w kierunku północnym, bowiem w okolicy Wyszogrodu, wg H. Ruszczyńskiej-Szenajch (1964), akumulacyjna terasa z okresu zlodowacenia bałtyckiego ma wysokość 67-68 m npm., a zatem położona jest bardzo nisko (!). Autor, niestety, nie prowadził badań w Kotlinie Warszawskiej, lecz jeśli wziąć pod uwagę fakt, że w okolicy Warszawy terasa z okresu stadium pomorskiego ma wysokość 82-83 m npm. (S. Z. Różycki 1961, 1967 a, b, 1972), nieprawdopodobny wydaje się tak znaczny spadek terasy z okresu najmłodszego zlodowacenia na stosunkowo krótkim przeciętym odcinku. Ten fakt stawia niewątpliwie pod znakiem zapytania przyjęty przez H. Ruszczyńską-Szenajch wiek terasy 67-68 m npm. pod Wyszogrodem. Gdyby jednak, mimo dyskusyjności tego zagadnienia przyjąć, że wspomniana terasa utworzona została istotnie na skutek zatamowania odpływu Wisły na północ w czasie zlodowacenia bałtyckiego, wówczas należałoby w konsekwencji stwierdzić, że odcinek przełomowy pomiędzy

Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską utworzył się wcześniej aniżeli między Kotlinami Warszawską a Płocką, bowiem do Kotliny Toruńskiej płynęły już wody w poziomie terasy o wysokości 70-72 m npm.

Dokonane powyżej spekulacje oparte na obecnym stanie wiedzy o rozwoju geomorfologicznym doliny Wisły pomiędzy Kotlinami Warszawską a Płocką, które miały na celu danie odpowiedzi na pytanie, czy podczas funkcjonowania doliny Bachorzy było już połączenie Kotliny Warszawskiej z Płocką, niestety, nie przyczyniły się do wyjaśnienia tego problemu.

Z obszaru Kotliny Płockiej do doliny Bachorzy prawdopodobnie kierowały się jeszcze wody płynące w poziomie 80-81 m npm. (terasa IV — lipianecka). Wniosek ten wypływa z faktu, że w okolicy Brześcia Kujawskiego, na południe od Zgłowiączki, występuje wspomniany już poziom 75-77 m npm. Czy przez cały czas odpływu wód z Kotliny Płockiej do doliny Bachorzy istniał synchronicznie dopływ wód z północy — trudno jest obecnie zająć zdecydowane stanowisko. Niewątpliwie w miarę oddalania się czoła lądolodu od moren fazy wąbrzeskiej coraz mniejsza ilość wód roztopowych docierać mogła z północy.

Po utworzeniu się pradoliny Noteci—Warty i kierowaniu się nią wód roztopowych na zachód prawdopodobnie ustał ich przepływ na południe. Lecz rozpatrywanym odcinkiem dolinnym miały jeszcze możliwość kierowania się na południe wody rzeki Mień (a może również i Drwęcy?), których wówczas płynąć mogło znacznie więcej, gdyż był to czas wytapiania się martwych lodów, tkwiących w morenach lub różnego rodzaju obniżeniach. Dolina rzeki Mień należy do najmniej znanych autorowi dolin, kontaktujących się z przelomowym odcinkiem doliny Wisły. Nie ma ona także opracowania traktującego o jej rozwoju geomorfologicznym. Niewątpliwie prowadziła ona w swoim czasie wody roztopowe do doliny Wisły, lecz na jakiej wysokości miało to miejsce, nie zostało dotychczas dokładnie zbadane. Przy wlocie doliny Mieni do doliny Wisły występują dziś dwa poziomy o wysokościach 80 i 75-77 m npm., opisane w poprzednim rozdziale. Poziom niższy występuje na południe od Mieni, a jego sytuacja geomorfologiczna wskazuje, że utworzyły go wody płynące w kierunku południowo-zachodnim. Nie ma, niestety, konkretniejszych dowodów na kierowanie się wód Mieni, na południe, lecz należy mieć na uwadze, że taki właśnie kierunek odpływu wód roztopowych miał tu miejsce wcześniej i taki kierunek odziedziczyć mogły także wody Mieni, tym bardziej że proces zaniku martwego lodu, wypełniającego dolinę Wisły, był już wówczas zapewne mocno zaawansowany. Ten niewielki dziś ciek mógł wtenczas odegrać dużą rolę w przygotowaniu szlaku dla przyciągnięcia wód z obszaru Kotliny Płockiej do Kotliny Toruńskiej. Płynąc powodował bowiem odkrywanie martwego lodu spod przykrycia mineralnego, a przez to szybszy jego zanik. Moment ostatecznego przelania się wód z Kotliny Płockiej do Toruńskiej zbliżał się teraz nieuchronnie. Od północy przygotowywana była droga dla dokonania



się tego wydarzenia, a z kolei w tym czasie odpływ wód na zachód poprzez dolinę Bachorzy był coraz bardziej utrudniony. Powodem, jak to już wcześniej założono, mogły być ruchy wznoszące w osi antyklinorium kujawsko-pomorskiego. Trudno bowiem znaleźć inne wytłumaczenie na wypiętrzenie dna doliny Bachorzy.

Przelanie się wód z Kotliny Płockiej do Toruńskiej, a więc ich połączenie się, nastąpiło najprawdopodobniej w poziomie terasy IX o wysokości 72 m n.p.m. Spowodowało to kres roli doliny Bachorzy w odprowadzaniu wód z obszaru doliny Wisły na zachód. Z rozważań nad problemem genezy i znaczenia doliny Bachorzy wynika więc, że w okresie plejstocenijskim nie stanowiła ona pomocniczego ramienia Wisły w czasie jej płynięcia do Kotliny Toruńskiej, jak przyjmowali to H. Schütze (1912), U. Puckalanka (1952) i W. Mrózek (1965), lecz funkcjonowała ona głównie w okresie, kiedy nie było jeszcze połączenia Kotliny Płockiej z Toruńską. Taki pogląd wyrazili już zresztą wcześniej S. Lencewicz (1927) i R. Galon (1929).

Według R. Galona (1934, 1961 b, 1968 b), w poziomie terasy IX rozpoczęła się już pod Fordonem bifurkacja wód wiślanych, tj. część z nich kierowała się na zachód pradoliną Noteci—Warty, a część na północ do tworzącego się zastoiska gdańskiego. Sprawa ta stała się jednak od pewnego czasu dyskusyjna, bowiem w obrębie sandru ostródzkiego i północnoiławskiego wyróżniono takie poziomy sandrowe (L. Roszkówna 1955; W. Mrózek 1961; E. Wiśniewski 1971), które w dolinie Drwęcy, jak pisze W. Niewiarowski (1968), wiążą się prawdopodobnie z terasą IX. Czoło lądolodu, od którego płynęły wówczas wody roztopowe, znajdowało się na linii moren między Myślicami a Małdytami, a więc wynika z tego, że obszar delty Wisły był jeszcze przykryty lądolodem, to znaczy, że zastoisko gdańskie nie mogło jeszcze wtenczas istnieć. Problem ten, jak to już wspomniano, należy uważać za otwarty do chwili uzyskania większej ilości danych geomorfologicznych.

#### DZIAŁALNOŚĆ WÓD W DOLINIE WISŁY PO DOKONANIU SIĘ PRZEŁOMU

Rozważania dokonane w poprzednich rozdziałach doprowadziły do stwierdzenia, że przelanie się wód z Kotliny Płockiej do Kotliny Toruńskiej nastąpiło w poziomie terasy IX. Terasa ta zachowała się w obrębie przełomowego odcinka doliny Wisły w postaci listew i wysp, zarówno po lewej stronie rzeki w okolicy Lubania, jak i po prawej w okolicy Bobrownik. W czasie płynięcia wód w tym poziomie rynna, która występuje na wschód od Bobrownik, była najprawdopodobniej zakonserwowana jeszcze lodem. Fakt, że nie jest ona głęboko wycięta w terasie, a mimo to konserwujący ją lód przetrwał okres przepływu wód, świadczy, że Wisła w poziomie terasy IX nie płynęła zbyt długo. Szybko znalazła sobie nowe, niższe łożysko. W tym poziomie, czyli na wyso-

kości obecnej terasy VIII, prawdopodobnie dzieliła się ona na kilka ramion. Świadczą o tym występujące w sposób wyraźny dwa szlaki ich przebiegu, a mianowicie w okolicy Lubania i na wschód od Bobrownik. Należy przyjąć, obserwując dzisiejszy bieg Wisły krótkim przełomem, utworzonym między wyspami terasy IX w pobliżu Bobrownik, że tu przepływać mogło również trzecie ramię.

Rezultatem dalszego wcinania się Wisły jest powstanie kolejnych, coraz to niższych, teras. Z ich układu odczytać można dość dokładnie poszczególne fazy przesuwania się koryta Wisły. Niewątpliwie interesujący jest fakt, że na wysokości Bobrownik koryto Wisły, począwszy od momentu jego ulokowania się w poziomie terasy VIII w miejscu między wyspami terasy IX, nie zmieniło swego położenia w sposób zasadniczy. Tymczasem pomiędzy Włocławkiem a Bobrownikami koryto rzeki parokrotnie uległo przesunięciu, o czym można wnioskować analizując układ występujących teras. Obecnie na północ od Włocławka najwyższą lewobrzezną terasą jest terasa VII, prawobrzezną natomiast terasa VI, a więc niższa, która także występuje po lewej stronie Wisły. Trudno obecnie przypuszczać, jak przebiegało koryto Wisły w poziomie nawiązującym do terasy V w Kotlinie Toruńskiej, gdyż ślady tego przepływu nie zachowały się w rozpatrywanym odcinku dolinnym; natomiast w poziomie terasy IV przebiegało ono między Włocławkiem a Bobrownikami bardziej na wschód w stosunku do dzisiejszego położenia koryta Wisły. W pobliżu Bobrownik Wisła wyraźnym łukiem podcinała najpierw terasę VI, a następnie IX, co można łatwo odczytać z faktu występowania tu płytkiego, zatorfionego starorzecza.

O ile między Włocławkiem a Bobrownikami Wisła kilka razy przesuwiała swoje koryto z jednej strony doliny na drugą, to między Bobrownikami a Osiekiem zaobserwować można inne zjawisko. Tu przez cały czas płynięcia Wisły i jej wcinania się, począwszy od terasy VII do IV, miał miejsce niczym nie zakłócony ślizg jej koryta, który rozpoczął się, gdy Wisła płynęła w pobliżu zbocza Wysoczyzny Dobrzyńskiej. Skutkiem tego, między zboczem tym a terasą zalewową utworzona została szeroka na ponad 4 km wyraźnie nachylona w kierunku Wisły terasa ślizgowa. Wprawdzie na załączonej mapie geomorfologicznej wyróżniono w obrębie tej powierzchni terasy VII, VI i IV, lecz ich przebieg jest hipotetyczny, oparty wyłącznie na kryterium wysokościowym, o czym była zresztą mowa przy szczegółowym opisie geomorfologicznym teras. Ten wykonany przez Wisłę ślizg stanowi dowód, że od momentu dokonania się przełomu wykazywała ona wyłącznie tendencję do wcinania się, i to stosunkowo szybkiego. Konsekwencją tego jest obecnie przewaga w rozpatrywanym odcinku dolinnym teras erozyjnych nad akumulacyjnymi, do których można zaliczyć jedynie terasy najniższe, czyli II i I (zalewowa).

Wisła stanowiła i stanowi nadal bazę erozyjną dla rzek, m. in. Brdy i Drwęcy, a dowodem, że dominował w nich także proces erozji wgłęb-



nej, są wyniki badań R. Galona (1953) i W. Niewiarowskiego (1968). R. Galon już wcześniej stwierdził, że po terasę II wszystkie wyższe w dolinie Brdy mają charakter erozyjny, a tylko niektóre z nich na małych odcinkach są terasami erozyjno-akumulacyjnymi. Od stwierdzeń tego autora nie odbiegają także wnioski W. Niewiarowskiego, z których wynika, że w dolinie Drwęcy, jeśli nie weźmie się pod uwagę teras sandrowych XI i X oraz 'najniższych I, II i częściowo III, terasy mają charakter erozyjny.

Problem wieku teras był szczegółowo rozważony przy opisie najniższych teras w dolinie Wisły, a także przy omawianiu najniższego poziomu dna koryta Wisły oraz teras kopalnych. Podstawę dla rozważań stanowiły wyniki analiz palinologicznych z Basenu Grudziądzkiego, uzyskane przez L. Roszkównę (1968 b) i E. Drozdowskiego (1974). Wobec możliwości powiązania teras rozpatrywanego odcinka doliny Wisły z terasami we wspomnianym basenie zajęto stanowisko, że nie tylko terasa IV pochodzi jeszcze z okresu późnoglacialnego, jak przyjmują to W. Niewiarowski i A. Tomczak (1973), lecz jest nią także terasa III. Nie oznacza to jednak, że jest ona ostatnią z tego okresu. E. Drozdowski stwierdził, że terasa nadzalewowa wyższa w Basenie Grudziądzkim, która stanowi przedłużenie terasy III z obszaru Kotliny Toruńskiej, jest wieku allerodzkiego. Wobec pozostania jeszcze sporej różnicy czasu do końca okresu późnoglacialnego istnieje prawdopodobieństwo, że pod koniec tego okresu koryto Wisły znajdowało się poniżej dzisiejszej akumulacyjnej terasy zalewowej. Wypowiadając taki pogląd autor brał również pod uwagę, że terasa nadzalewowa w Kotlinie Płockiej (terasa X — dobrzykowska) pochodzi wg S. Skompskiego (1969) z okresu starszego Dryasu. Terasę tę należy wiązać prawdopodobnie z terasą V w Kotlinie Toruńskiej.

Trudno jest obecnie zająć stanowisko, na jakim poziomie zastał koryto Wisły początek holocenu. Analiza profili geologicznych pozwoliła zorientować się, że w okolicy Ciechocinka Wisła w pewnym okresie płynęła 17 m niżej aniżeli obecnie. We Włocławku, co jest rzeczą zrozumiałą, koryto Wisły przebiegało około 12 m niżej w stosunku do dzisiejszego położenia. Jeśli weźmie się pod uwagę, że w okresie preborealnym, a więc na początku holocenu, baza erozyjna Wisły, jaką jest Bałtyk, osiągnęła w fazie morza Yoldiowego swoje najniższe położenie, to chyba słusznym będzie uważać, że również koryto Wisły w tym okresie było najbardziej wcięte.

W holocenie, jak wykazano to już wcześniej, zaobserwowano dość wyraźne zmiany wysokości położenia koryta Wisły. Powstają dwie akumulacyjne terasy (I i II), jednak procesów akumulacji dokonywanej przez Wisłę nie udało się zsynchronizować ze zmianami poziomu Bałtyku, a przede wszystkim z transgresją litorynową. Jest zatem możliwe, że powstanie dwóch najniższych teras wiąże się ze zmianami klimatycznymi, jednak problem ten rozstrzygnąć może jedynie specjalne studium nad holocenią historią Wisły. <http://rcin.org.pl>

## UWAGI KOŃCOWE

W poprzednim rozdziale zamknięte zostały rozważania nad rozwojem geomorfologicznym doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską. Rozważania te, oparte na wynikach wieloletnich badań terenowych, miały na celu przede wszystkim wyjaśnienie ważnego problemu z zakresu rozwoju sieci dolinnej na Niżu Polskim po ustąpieniu ostatniego lądolodu, a mianowicie ustalenie poziomu, w jakim nastąpiło przelanie się wód z Kotliny Płockiej do Toruńskiej. Wydarzenie to nastąpiło na szlaku wcześniej funkcjonującej tu doliny Wisły z okresu poprzedzającego zlodowacenie bałtyckie, tj. z interglacjału eemskiego, co jest przykładem przetrwałości formy dolinnej. Istnienie pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską kopalnej doliny zostało, jak się wydaje, udokumentowane w sposób dostateczny dzięki rozpoznaniu utworów osadzonych przez wody rzeczne płynące z południa. Dyskusyjny jednak pozostaje nadal problem rozmiarów tej doliny, jak również korelacja utworów z poszczególnych jej miejsc.

Jeden tylko wniosek wysunąć tu można: najprawdopodobniej dzisiejsza dolina w stosunku do kopalnej jest nieznacznie przesunięta w kierunku wschodnim. Argumentem w tej kwestii jest fakt, że starsze utwory rzeczne wchodzą w głąb Wysoczyzny Kujawskiej, położonej na zachód od doliny Wisły, czego nie można stwierdzić w przypadku Wysoczyzny Dobrzyńskiej, przylegającej od wschodu do tej doliny. Obecny stan archiwalnej dokumentacji geologicznej, jak i materiał zebrany drogą badań polowych, niestety, nie pozwalają na zorientowanie się, jak daleko pod Wysoczyznę Kujawską sięgają starsze utwory rzeczne.

Drugim trudnym momentem w badaniach paleogeograficznych był problem korelacji odkrytych w poszczególnych miejscach doliny starszych utworów rzecznych. Jest chyba rzeczą oczywistą, że w dolinie Wisły sprzed zlodowacenia bałtyckiego, tak jak i obecnie, istniał system teras. Wody rzeczne do pewnego czasu miały swobodny odpływ na północ do morza eemskiego, a dopiero transgresja ostatniego lądolodu spowodowała w tej dolinie wzmożoną akumulację, a w końcowym etapie, wobec całkowitego zablokowania odpływu rzeki na północ, zastoisko. Lecz do jakiej wysokości zasypanie to nastąpiło, pozostaje nadal problemem otwartym. Prowadząc badania odsłonięć, znajdujących się na różnych



wysokościach w dolinie, można było stwierdzić tylko jedno: że osadzone zostały one przez rzekę płynącą w swoim czasie z południa. Rzeka ta płynęła tu, jak należy sądzić, przez cały interglacjał eemski oraz w okresie wstępującego glacjału bałtyckiego, i rozstrzygnięcie obecnie z jakiego okresu pochodzą dane utwory jest jeszcze bardzo trudne.

Występowanie w zbczu Wysoczyzny Kujawskiej utworów rzecznych pod gliną morenową jest dowodem, że nie wszystkie utwory piaszczyste i zwirowe, zalegające pod gliną lub między pokładami glin, są utworami glacjofluwialnymi, jak to, niestety, najczęściej się uważa (np. Z. Kurlenda 1971). Dlatego też, prowadząc badania geologiczne lub geomorfologiczne, szczególnie w obrębie dzisiejszych dolin lub terenów do nich przyległych, niewystarczające wydaje się posiadanie licznych profili geologicznych z tych obszarów i analiz granulometrycznych i mineralogicznych poszczególnych utworów, lecz dla dokonania rozpoznań stratygraficznych konieczne są badania teksturalne.

Rozważania nad problemem połączenia się Kotlin Płockiej z Toruńską, a więc nad najważniejszym problemem tej pracy, doprowadziły do stwierdzenia, że nastąpiło ono później aniżeli dotychczas się przyjmowało. Wspomniano już na wstępie, że w literaturze dotyczącej rozwoju sieci rzecznej na Niżu Polskim w czasie recesji i po ustąpieniu ostatniego lądolodu panuje pogląd o istnieniu jednolitego szlaku pradolinowego od Pojezierza Litewskiego poprzez Niż Polski i Pojezierze Meklemburskie, który wykształcił się w schyłkowym okresie stadium pomorskiego. Połączone wody roztopowe i rzeczne płynąć miały najpierw doliną Niemna—Biebrzy i Narwi, następnie doliną Wisły między Kotliną Warszawską i Kotliną Toruńską, a potem pradoliną Noteci—Warty. W tym czasie funkcjonowała także odnoga tego potężnego szlaku pradolinowego, a mianowicie pradolina Drwęcy. Odpływ wg R. Galona (1953, 1961 b) odbywał się na zachód na wysokości terasy XI, która przy ujściu doliny Brdy do Kotliny Toruńskiej oraz w obrębie tej Kotliny ma wysokość 80-81 m npm.

Pogląd autora po przeprowadzonych badaniach geomorfologicznych między Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską jest jednak w tej sprawie inny. Przełom między obu Kotlinami, czyli początek skierowania się wód wyłącznie na północ, nastąpił najprawdopodobniej dopiero w poziomie terasy IX, a więc na początku fazy bifurkacyjnej Wisły. Wcześniej tym przełomowym odcinkiem płynęły wody roztopowe w odwrotnym kierunku, czyli na południe. Wydaje się, że zebrane i przedstawione wcześniej fakty są dostatecznymi argumentami upoważniającymi do wypowiedzenia takich właśnie sądów na temat zagadnienia wieku i genezy przełomu Wisły pomiędzy Kotlinami Płocką i Toruńską. Zatem, wg poglądu autora, podczas stadium pomorskiego połączenie pradolin wileńsko-warszawskiej z pradoliną Noteci—Warty poprzez dolinę Wisły nie mogło istnieć, gdyż między Kotlinami Płocką i Toruńską szlak ten był jeszcze wówczas przerwany, tj. istniał tu południowy kierunek odwodnienia. Czy w tym

czasie do Kotliny Płockiej mogły już docierać wody płynące z obszaru Kotliny Warszawskiej i zasilać wody roztopowe wyzwalające się tu z martwych lodów oraz dopływające sandrem Skrwy, trudno jest jeszcze rozstrzygnąć.

Dotychczas wykonane prace przyniosły niewątpliwie wiele cennego materiału poznawczego, chociaż kontrowersyjnego. Niewątpliwie rozwój geomorfologiczny doliny Wisły od Warszawy po Toruń jest problemem trudnym, złożonym. Wiele obecnie dyskusyjnych spraw, związanych z genezą przełomu Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Toruńską, może zostać wyjaśnionych dopiero po opracowaniu odcinka doliny Wisły pomiędzy Kotliną Warszawską a Płocką. Niewątpliwie jest to jeden z kluczy do zrozumienia tego problemu, bowiem pozostaje jeszcze sprawa sieci erozyjnych dolin wód roztopowych na Kujawach, których część była genetycznie ściśle powiązana z wydarzeniami w dolinie Wisły, jak np. dolina Bachorzyskiej, dolina parchańska wraz z wysoczyznowym odcinkiem doliny Tążyńskiej, dolina goplańska lub dolina Noteci między jez. Gopło a Kotliną Toruńską. Dokładne zbadanie tych dolin oraz doliny Mieni, rozcinającej Wysoczyznę Dobrzyńską i uchodzącą do doliny Wisły, a także Kotliny Toruńskiej, przy jeszcze jednym spojrzeniu wyłącznie z punktu widzenia rozpatrywanego problemu na Kotlinę Płocką, pozwoli dopiero w sposób pełniejszy wyjaśnić tajemnice związane z genezą i wiekiem przełomu Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską.



## LITERATURA

- Banach M. (1973), *Budowa geologiczna a powierzchniowe ruchy masowe na prawym zboczu doliny Wisły między Płockiem a Włocławkiem*, Przgl. geogr., t. 45, z. 2.
- Ber A. (1960), *The Age of the Foldings near Dobrzyń*, Bull. de L'Academie Polonaise des Sciences, Serie des geol. et geogr., vol. 8, no. 1.
- Błachowski R. (1939), *Próba stratygrafii utworów dyluwialnych na prawym brzegu Wisły między Toruniem a Modlinem*, Bad. geogr., 20.
- Borówko-Dłużakowa Z. (1961), *Badania palynologiczne torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem a Włocławkiem*, „Z badań czwartorzędu w Polsce”, t. 10, Biul. PIG 169.
- Buczyński M. (1957), *Warunki geologiczno-inżynierskie obszarów stopnia wodnego powyżej Włocławka*, Gospod. Wodna, z. 1.
- Celmer T. (1969), *Konin—Slesin—Sompolno—Piotrków Kujawski—Radziejów—Brześć Kujawski—Włocławek*, [w:] *Przewodnik XLI Zjazdu P.T.Geol., Konin, 21-23 sierpnia*.
- Churska Z. (1969), *Włocławek-Ciechocinek-Toruń*, [w:] *Przewodnik XLI Zjazdu P.T.Geol., Konin, 21-23 sierpnia*.
- Churski Z. (1961), *The Drwęca valley near Nowe Miasto*, [w:] *Guide-Book of Excursion, Part I, North Poland, VI-th INQUA Congress*.
- Domosławska-Baraniecka M. D. (1965), *Czwartorzęd okolic Chodcza na Kujawach*, „Z badań czwartorzędu w Polsce”, t. 11, Biul. PIG 187.
- (1969), *Ze stratygrafii i rozwoju czwartorzędu południowych Kujaw*, [w:] *Przewodnik XLI Zjazdu P.T.Geol., Konin, 21-23 sierpnia*.
- Domosławska-Baraniecka M. D., Mojski J. E. (1960), *Z problematyki geologii czwartorzędu Mazowsza i Kujaw*, Przgl. geol., nr 4.
- Drozdowski E. (1974), *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, Praca geogr. IG PAN, nr 104, Warszawa.
- Fąferek B. (1960), *Inżynierskie badania geologiczne dla stopnia wodnego we Włocławku*, Przgl. geol., nr 2.
- Froehlich W. (1970), *Geneza wzgórza nad doliną Wisły w Szpetalu koto Włocławka*, Przgl. geogr., t. 42., z. 4.
- Galon R. (1929), *Kujawy „Białe” i „Czarne”*, *Badania geogr. nad Polską półn.-zach.*, z. 4-5.
- (1931), *Morfologia doliny Drwęcy*, *Badania geogr. nad Polską półn.-zach.*, z. 6-7.
- (1933), *Krajobraz geograficzny Torunia*, [w:] *Dzieje Torunia*, Toruń.
- (1934), *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle dolnego Powiśla*, *Prace Inst. Geogr. Uniw. Poznań.*, nr 12-13, Poznań.
- (1953), *Morfologia doliny i sandru Brdy*, *Studia Soc. Sci. Torun.*, Sec. C, vol. 1, nr 6, Toruń.
- (1961 a), *General Quaternary problems North Poland*, [w:] *Guide-Book of Ex-*

- cursion from the Baltic to the Tatras, Part I, North Poland, VI-th Congress INQUA, Poland.*
- (1961 b), *Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway*, Polish Academy of Sciences. Inst. Geogr., Geogr. Studies, nr 29, Warsaw.
  - (1967), *Czwartorzęd Polski Północnej*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, Warszawa.
  - (1968 a), *Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego lądolodu*, [w:] *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*, Prace geogr. IG PAN, nr 74, Warszawa.
  - (1968 b), *Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy pradoliny Noteci—Warty i dolin z nią związanych*, *Przegl. geogr.*, t. 40, z. 4.
  - (1972 a), *Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, Warszawa.
  - (1972 b), *Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, Warszawa.
- Galon R., Passendorfer E. (1948), *Przewodnik XXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego na Kujawach i Pomorzu w roku 1948.*
- Galon R., Roszkówna L. (1961), *Extens of the Scandinavian Glaciations and of their Recession Stages on the light of an analysis of the Marginal Forms of Inland Ice*, *Przegl. geogr.*, t. 33, z. 3.
- Jentzsch A. (1919), *Geologischer Führer durch Umgegend Thorns*, Thorn.
- Keilhack K. (1904), *Die grosse baltische Endmoräne und des Thorn-Eberswalde Haupttal*, *Zeitsch. d. Deutsch. Geol. Ges.*, Berlin.
- Kępczyński K., Noryśkiewicz B. (1968), *Roślinność i historia torfowiska Fletnowo w pow. grudziądzkim*, *Zesz. Nauk. UMK, Biologia* 11.
- Kondracki J. (1965), *Geografia fizyczna Polski*, Warszawa.
- Konieczny S. (1965), *Niektóre problemy geomorfologii plejstocenu i recesji lądolodu bałtyckiego w płn. wsch. części Niziny Wielkopolskiej*, Uniw. A. Mickiewicza, *Prace Wydz. Biologii i Nauk o Ziemi, ser. geogr.*, nr 2, Poznań.
- Kotarbiński J. (1966), *Budowa i wiek moren czołowych w okolicy Gozdowa na Wysoczyźnie Płockiej*, *Przegl. geogr.*, t. 38, z. 1.
- Kotarbiński J., Urbaniak-Biernacka U. (1975), *Kierunki odpływu wód z Kotliny Płockiej podczas ostatniego zlodowacenia*, *Czasop. geogr.*, t. 46, z. 1.
- Kozarski S. (1962), *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci—Warty*, *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydz. Mat.-Przyr.*, *Prace Komisji Geogr.-Geol.*, t. 2, z. 3.
- (1965), *Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci—Warty*, *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydz. Mat.-Przyr.*, *Prace Komisji Geogr.-Geol.*, t. 5, z. 1.
- Kozarski S., Szupryczyński J. (1958), *Terasy pradoliny Noteci między Nakłem a Milczem*, *Przegl. geogr.*, t. 30, z. 4.
- Kucharski M. (1966), *Geomorfologia i czwartorzęd doliny Wisły w okolicy Ciechocinka*, *Zesz. Nauk. UMK, Geografia* 5, Toruń.
- Kurlenda Z. (1971), *Geology of the North Middle Kujawy*, *Acta Geographica Debrecina* 1969/70, t. 15-16, ser. 8-9, Debrecen.
- Lamparski Z. (1964), *Zarys stratygrafii czwartorzędu i morfologia dorzecza dolnej Skrwy*, *Acta Geol. Polon.*, vol. 14, 3.
- Laskowska-Wysoczańska W. (1964), *Przekrój geologiczny przez utwory czwartorzędowe na linii Wyszogród-Sochaczew*, *Acta Geol. Polonica*, vol. 14, 3.
- Lencewicz S. (1922), *O wieku środkowego Powiśla*, *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 3, Warszawa.
- (1924 a), *O podłożu dyluwium w okolicach Płocka*, *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 8, Warszawa.



- 1924 b), *O tzw. zastoisiku toruńskim*, *Przegl. geogr.*, t. 4.
- (1927), *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, *Prace PIG*, t. 2, nr 2, Warszawa.
- Lewiński J. (1924 a), *Czwartorzędowe ruchy tektoniczne i „morena dolinowa” w okolicach Włocławka*, *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 7, Warszawa.
- (1924 b), *O wieku i pochodzeniu ilów wstęgowych Niżu Polskiego*, *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 8, Warszawa.
- Liberacki M. (1961 a), *Drumlins near Zbójno*, [w:] *Guide-Book from the Baltic to the Tatras, Part I, North Poland, VI-th Congress INQUA*.
- (1961 b), *End moraines near Chrostkowo*, [w:] *Guide-Book from the Baltic to the Tatras, Part I, North Poland, VI-th Congress INQUA*.
- (1961 c), *End moraines near Górzno*, [w:] *Guide-Book from the Baltic to the Tatras, Part I, North Poland, VI-th Congress INQUA*.
- (1961 d), *Kame ridges near Ostrowite*, [w:] *Guide-Book from the Baltic to the Tatras, Part I, North Poland, VI-th Congress INQUA*.
- (1973), *Wysoczyzna morenowa i pole drumlinowe w okolicy Zbójna i Wojnowa; Moreny czołowe okolic Chrostkowa; Moreny czołowe okolic Ostrowitego*, [w:] *Przewodnik wycieczek XI Ogólnopolskiego Zjazdu Geograficznego, Toruń 21-24 września*.
- Limanowski M. (1922), *O znaczeniu ilów wstęgowych (warwowych) Chelmu dla stratygrafii dyluwium Pomorza*, *Sprawozd. Państw. Inst. Geol.*, t. 1, z. 4-6, Warszawa.
- (1924), *O badaniach geologicznych na dolnem Powiślu w roku 1923*, *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 9, Warszawa.
- Łyczewska J. (1960), *Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw, „Z badań czwartorzędu w Polsce”*, t. 9, *Biul. PIG* 150.
- 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, North Poland, VI-th Congress INQUA*.
- Makowska A., Skompski S. (1966), *Przekrój geologiczny przez dolinę Wisły w okolicy Dobrzykowa*, *Przegl. geol.*, nr 5.
- Malinowski J. (1960), *Inżynierskie badania geologiczne w dolinie Wisły*, *Przegl. geol.*, nr 2.
- Mojski J. E. (1958), *Struktury krioturbacyjne na terasach Wisły w okolicy Włocławka*, *Biul. perygl.*, 6.
- (1960), *Schylek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej*, *Kwart. geol.*, t. 4.
- (1967 a), *Wisła w Kotlinie Warszawskiej*, [w:] *Z biegiem Wisły (Przewodnik geologiczno-krajoznawczy)*, Warszawa.
- (1967 b), *Wisła w Kotlinie Płockiej*, [w:] *Z biegiem Wisły (Przewodnik geologiczno-krajoznawczy)*, Warszawa.
- (1969), *Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu Polskiego i wyżyn środkowopolskich*, „Z badań czwartorzędu w Polsce”, t. 12, *Biul. PIG* 220.
- Mrózek W. (1958), *Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej*, [w:] *Wydmy śródlądowe Polski*, cz. II, Warszawa.
- (1961), *Geomorphology of the Lake Jeziorak and of its environment*, [w:] *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, Part I, VI-th Congress INQUA*.
- (1964), *Zagadnienie źródeł Noteci*, *Zesz. Nauk. UMK w Toruniu, Nauki Mat.-Przyr.*, Geografia III, z. 10.
- (1965), *Charakterystyka środowiska geograficznego Kruszwicy i części zlewni jez. Gopla*, [w:] *Kruszwica — zarys monograficzny*, Toruń.

- (1969), *Rynna Gopła, jej geneza i udział w rozwoju krajobrazu Kujaw*, [w:] *Przewodnik XLI Zjazdu P. T. Geol., Konin 21-23 sierpnia*.
- (1973), *Wody powierzchniowe Torunia i jego okolicy*, *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia X, Toruń*.
- N e c h a y W. (1925), *Dyluwium pojezierza Dobrzyńskiego*, *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 10, Warszawa.
- (1927), *Utwory lodowcowe Ziemi Dobrzyńskiej*, *Sprawozd. Państw. Inst. Geol.*, t. 4, z. 1-2, Warszawa.
- N i e w i a r o w s k i W. (1961), *Late pleistocene in the neighbourhood of Chełmno: varved clays at Chełmno*, [w:] *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, Part I, North Poland, VI-th Congress INQUA*.
- (1968), *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy*, *Studia Soc. Sci. Torun.*, Sec. C, vol. 6, nr 5, Toruń.
- (1969), *Strzelno-Mogilno-Kolodziejowo-Pakość-Piechcin*, [w:] *Przewodnik XLI Zjazdu P.T.Geol., Konin 21-23 sierpnia*.
- (1973), *Problematyka geograficzna pierwszego dnia wycieczki na trasie C*, [w:] *Przewodnik wycieczek XI Ogólnopolskiego Zjazdu Geograficznego, Toruń 21-24 września*.
- N i e w i a r o w s k i W., T o m c z a k A. (1973), *Morfologia i rozwój rzeźby obszaru miasta Torunia i jego okolic*, *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia X, Toruń*.
- N o w a k J. (1960), *Osady czwartorzędowe doliny Wisły na północo-zachód od Warszawy*, *Kwart. geol.*, t. 1, nr 4.
- O k o ł o w i c z W. (1949), *Uwagi i przyczynki do znajomości morfologii Pomorza*, *Czasop. geogr.*, t. 19, z. 1-4.
- (1952), *Przyczynki do znajomości plejstocenu okolic Torunia*, „Z badań czwartorzędu w Polsce”, t. 2, *Biul. PIG*, nr 66.
- P a w ł o w s k i S. (1955), *Przyczynki do poznania ruchów pionowych skorupy ziemskiej w Polsce*, *Przegl. geol.*, nr 4.
- P u c k a l a n k a U. (1952), *Zasięg Gopła i jego połączenie z Wisłą w naszej erze*, *Przegl. Zachodni*, 11/12.
- R o s z k ó w n a L. (1955), *Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego*, *Studia Soc. Sci. Torun.*, 2, Toruń.
- (1968 a), *Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski*, [w:] *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*, *Prace geogr. JG PAN*, nr 74, Warszawa.
- (1968 b), *Z historii rozwoju doliny dolnej Wisły*, *Folia Quaternaria*, 29.
- R ó ż y c k i F. (1952), *Paludina diluviana i jej znaczenie dla stratygrafii czwartorzędu*, „Z badań czwartorzędu w Polsce”, t. 1, *Biul. PIG* nr 65.
- R ó ż y c k i S. Z. (1961), *Middle Poland*, [w:] *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, Part II, vol. I, VI-th Congress INQUA*.
- (1967 a), *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, Warszawa.
- (1967 b), *Zarys plejstocenu Polski środkowej*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, Warszawa.
- (1972), *Nizina Mazowiecka*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, Warszawa.
- R u s z c z y Ń s k a - S z e n a j c h H. (1964), *Plejstocen w okolicach Wyszogrodu nad Wisłą*, *Acta Geol. Pol.*, vol. 14, nr 3, Warszawa.
- R ü h l e E. (1969), *Sur les mouvements néotectoniques en Pologne*, *Geogr. Polon.*, 17
- (1973), *Ruchy neotektoniczne w Polsce*, [w:] *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*, Warszawa.
- S a m s o n o w i c z J. (1924), *Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą*, *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 1, Warszawa.



- Sawicki L. (1934), *Geomorfologia pradoliny Wisły okolic Warszawy*. Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol., 39, Warszawa.
- (1960), *Budowa geologiczna i morfologia terenu Warszawy*, Przegl. geol., nr 12.
- Schütze H. (1912), *Der Goplosee*, Petermanns Mitteil., II, Halbband, Poznań.
- Skompski S. (1960), *Najmłodsze utwory geologiczne okolic Gąbina*, Przegl. geol., nr 7.
- (1961), *Sytuacja geologiczna niektórych torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem a Włocławkiem*, „Z badań czwartorzędu w Polsce”, t. 10, Biul. PIG 169.
- (1963), *Ozy Kotliny Płockiej*, Przegl. geogr., t. 35, z. 3.
- (1969), *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, „Z badań czwartorzędu w Polsce”, t. 12, Biul. PIG, 220.
- Sonntag P. (1916), *Altes und Neues vom diluvialen Thorner Stausee*, Schriften Naturforsch. Gesellschaft, N. F. 14.
- Tomczak A. (1962), *Uwagi o genezie i wieku torfu występującego na górnej terasie doliny Wisły w Toruniu*, Zesz. Nauk. UMK, Geografia II, Toruń.
- (1971), *Kępa Bazarowa na Wiśle w Toruniu w świetle badań geomorfologicznych oraz archiwalnych materiałów kartograficznych*, Studia Soc. Sci. Torun., Sec. C, vol. 7, nr 6, Toruń.
- Urbanik U. (1965), *Przyczynek do paleogeografii Kotliny Płockiej*, Przegl. geogr., t. 37, z. 4.
- (1967), *Wydmny Kotliny Płockiej*, Prace geogr., IG PAN, nr 61, Warszawa.
- Wilczyński A. (1973), *Budowa geologiczna okolic Torunia*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia X, Toruń.
- Wiśniewski E. (1969), *Kruszwica i okolice*, [w:] *Przewodnik XLI Zjazdu P.T.Geol., Konin 21-23 sierpnia*.
- (1971), *Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy*, Prace geogr. IG PAN, nr 83, Warszawa.
- (1973), *Zagadnienie przetomu Wisły pomiędzy Kotliną Płocką i Kotliną Toruńską*, Kwart. geol., t. 17, nr 4.
- (1974), *Dolina Bachorzy — problem jej genezy i znaczenia w okresie wczesnośredniowiecznym*, Przegl. geogr., t. 46, z. 2.
- Woldstedt P. (1950), *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*, Stuttgart.

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ДОЛИНЫ ВИСЛЫ МЕЖДУ ПЛОЦКОЙ И ТОРУНЬСКОЙ КОТЛОВИНАМИ

### Резюме

### ВВЕДЕНИЕ

Долина Вислы между Варшавой и Торунем в геоморфологической литературе трактуется как часть прадолины, соединяющей прадолину Немана-Бебжи и Нарви, т. е. варшавско-берлинскую с прадолиной Нотеци-Варты. Считается, что в конце поморской стадии этим широким путем, тянувшимся от Литовского поозерья через Польскую низменность до Меклембургского поозерья, текли талые и речные воды. Р. Галён (1961 b), С. Козарски (1962, 1965), С. Козарски и Я. Шупрычински (1958), В. Невяровски (1968) и Э. Висневски (1971) датируют этим временем сток талых вод прадолиной Нотеци—Варты и её восточным ответвлением, прадолиной Дрвенцы. Высказывания о притоке в указанное время в прадолину Нотеци—Варты вод с юга встречаются в литературе довольно часто. Однако подробно этот вопрос не рассматривался.

Длина долины Вислы между Варшавой и Торунем составляет 160 км. В долине наблюдаются три котловинообразных расширения и два суженных участка между ними. На юге расположена Варшавская котловина. Западнее, между Плоцком и Влоцлавком расположен другой расширенный участок долины Вислы, Плоцкая котловина. В 25 км к северу от нее лежит третья котловина, Торуньская.

Первой работой, касающейся истории долины Вислы между Варшавой и Быдгощью был труд Ленцевича (1927).

Автор настоящей работы в течение ряда лет изучал участок долины Вислы между Плоцкой и Торуньской котловинами. Здесь долина обладает чертами долины прорыва. Целью исследования было изучение геоморфологического развития долин и решение проблемы — существовал ли во время функционирования прадолины Нотеци—Варты и стояния края ледника на линии морен поморской стадии приток вод долины Вислы с юга в прадолину.

В прадолине Нотеци—Варты Р. Галён (1961 b) выделил 5 террас и доказал, что две верхние соответствуют фазе стока ледниковых вод, м. пр. через территорию зандра Брды. В долине и на зандровой равнине Брды Р. Галён (1953) различил (11) террас. Две верхние, XI и X, которые собственно представляют собой зандровые уровни, образовались во время отступления края ледника поморской стадии. Их контакт с прадолиной Нотеци—Варты осуществлялся на уровне 80 и 74 м н. у. м. С временем образования IX, VIII и VII (III, II и I в прадолине Нотеци—Варты) террас происходила по Галёну бифуркация: сток вод шел на запад вдоль прадолины, а одновременно на север вдоль долины Вислы в её нижнем течении. На уровне V террасы сток вод шел уже только на север. В. Невяровски (1968) в работе, касающейся геоморфологического развития прадолины и долины низовьев Дрвенцы, различил тоже 11 террас, так же как Галён (1953) в долине Брды.

На основании геоморфологических и геологических наблюдений в Плоцкой котловине С. Скомпски (1969) выделил ряд террас. По его мнению сток ледниковых вод осуществлялся в направлении Варшавской котловины только на уровне верхней, I террасы (97 м н. у. м.).



Начиная от уровня II террасы (93 м н. у. м.) сток вод шел на север в прадолину Нотеци — Варты. Этот уровень Скомпски увязывает с самой высокой террасой прадолины, которая, как известно, образовалась во время поморской стадии. Упомянутый автор не высказал своего мнения относительно увязки этого уровня с террасами Варшавской котловины. Высота террасы, соответствующей поморской составляет в Варшавской котловине 82-83 м н. у. м. (С. З. Ружицки 1961, 1967 а, 1972), высота аккумулятивной террасы времени балтийского ледниковья по Х. Рушинской-Шенайх (1964) составляет в Высогруде 67-68 м н. у. м. Из этого вытекает сложный вопрос: мог ли во время поморской стадии существовать сток талых и речных вод вдоль этого участка долины Вислы в Торуньскую котловину, а затем в прадолину Нотеци — Варты, где терраса этого времени обладает высотой 80-81 м н. у. м.

#### ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИИ

Длина участка долины Вислы между Плоцкой и Торуньской котловинами составляет 25 км, а ширина 7-8 км. С востока ее ограничивает Добжиньская возвышенность, расположенная вблизи долины на уровне 95-100 м н. у. м. С запада долину ограничивает Куявская возвышенность высотой в 90-95 м н.у.м.

Чтобы рассмотреть взаимосвязь современной долины с рельефом подчетвертичной поверхности была составлена карта этого рельефа, основанная на 408 геологических разрезах (рис. 3). Из анализа рельефа следует, что современный узкий участок долины Вислы проходит вдоль погребенной долины вложенной в третичные породы. Кровля этих пород в границах моренных возвышенностей, расположенных в соседстве Плоцкой котловины, находится на уровне выше 80 м н. у. м. Мощность четвертичной толщи здесь невелика и составляет около 20 м. К северу кровля третичных пород понижается до 40-50 м н. у. м. В границах Плоцкой котловины подчетвертичная поверхность расположена на высоте 20-30 м н. у. м. На севере в границах погребенной долины преобладают такие же отметки.

Анализ соотношений современной долины Вислы и погребенной долины выявил их различную величину. Начало долины прорыва Вислы много уже погребенной долины и наоборот, на севере — погребенная долина уже прорыва Вислы. Из этого следует, что задолго до образования современного рельефа существовала долина со стоком вод на север. Определить начало формирования этой долины трудно. Можно однако с уверенностью утверждать, что она существовала в период предшествующий последнему ледниковью, т. е. в эмской межледниковье. Об этом свидетельствуют геологические исследования склонов Куявской возвышенности и террас. Исследования текстуры отложений и анализ фауны указывают на то, что песчано-галечные отложения, подстилающие морену на юге от Нешавы, отлагались водами, текущими с юга (фот. 1-3). Эти отложения прослежены в обнажениях во многих местах на склоне Куявской возвышенности. Они принимают также участие в строении террас прорыва Вислы (фот. 7-9). Повсеместность распространения в долине аллювия, залегающего под мореной или валунным горизонтом, является достаточно веским доказательством того, что в период предшествующий последнему ледниковью здесь проходила долина Вислы.

В результате продвижения льдов и подпора речных вод в этой долине образовалось ледниковое озеро, в котором осаждались коричневые глины. В границах изучаемой территории они повсеместно встречаются под одним или двумя горизонтами морены и подстилаются речными песками и галькой, вероятно эмского века (фот. 7).

Итак вышеуказанные факты свидетельствуют в пользу того, что образование изучаемого участка долины Вислы обусловлено рельефом добалтийского века. Отложение аллювия и осадков ледникового озера, а затем морены не привело к выравниванию рельефа. На месте погребенной долины создались условия для образования долго сохранявшихся глыб мертвого льда.

## ТЕРРАСЫ ДОЛИНЫ ВИСЛЫ МЕЖДУ ПЛОЦКОЙ И ТОРУНЬСКОЙ КОТЛОВИНАМИ

При обсуждении поверхностей, созданных текущими водами, применяются два термина: уровень и терраса. Первый относится к поверхностям, формирующимся под влиянием главных образом талых вод, другой к поверхностям формируемым речными водами, текущими с юга.

На изучаемой территории автор различает следующие уровни и террасы: а) уровень 88-89 м н. у. м.; б) уровень 80-84 м н. у. м.; в) уровни расположенные у устья долины Мени в Вислу высотой в 80 и 75-77 м н. у. м.; д) уровень 78 м н. у. м.; е) терраса 72 м н. у. м. (IX); ф) 67-69 м н. у. м. (VIII); г) 62-63 м н. у. м. (VII); h) 57-59 м н. у. м. (VI); и) 51-52 м н. у. м. (IV); j) 45-47 м н. у. м. (III); k) 43-45 м н. у. м. (II); l) пойма (42 м н. у. м. в окрестностях Цехоцинка) (рис. 1).

Верхний уровень 88-89 м н. у. м. является ступенью моренного плато в придолинной части Куявской возвышенности. При этом склон возвышенности пологий и слабо выраженный. В его строении с поверхности принимает участие морена, а местами мелкозернистые пески мощностью в 2-3 м. Аргументом в пользу выделения этого уровня был факт, что ему соответствует дно верховьев эрозионной т. наз. пагханской долины. Она образовалась в результате стока вод к западу.

Более низкий уровень, тоже эрозионный, тянется 12 километровой полосой между Нешавой и Любанем. Он наклонен к югу от 84 м н. у. м. возле Нешавы до 80 м возле Любана (рис. 11). В северной части он тоже мало заметен, однако к югу склон, отделяющий его от Куявской возвышенности, выражен ясно.

У соединения Мени с долиной Вислы сохранились два довольно хорошо выраженные уровня высотой 80 и 75-77 м н. у. м. Их характер заставляет предполагать, что они представляют собой фрагмент конуса, образованного водами более обильными чем современные воды Мени, впадающей в Вислу. Обсуждаемые уровни построены главным образом мелкозернистыми, в настоящее время переведенными песками.

Возле Нешавы, на границе прорыва Вислы и Торуньской котловины сохранился небольшой фрагмент уровня высотой в 78 м н. у. м. Результаты изучения текстуры песчано-галечных отложений, принимающих участие в строении этого уровня, показали, что они отлагались при участии вод, текущих с юго-востока (фот. 4). В отложениях найдены остатки эмской фауны, принесенной ледником с севера. Это указывает на водно-ледниковый генезис этих отложений (фот. 5).

Ниже уровня высотой в 78 м н.у.м. в прорыве Вислы выделены террасы, которые в противоположность описанным выше увязываются с террасами Торуньской котловины. Самая высокая терраса (72 м н.у.м.) расположена на правом и левом берегу Вислы. Она соответствует IX террасе Торуньской котловины. Это настоящая эрозионная терраса, также как терраса VIII, VII, VI, IV и III. Терраса II (низкая надпойменная) и I (пойма) — аккумулятивные. На рассматриваемом участке долины Вислы нет террасы, которая соответствовала бы V террасе котловины. Связь котловины Плоцкой и Торуньской появилась во время формирования IX террасы. Это значит, что на ее уровне уже существовал приток вод с юга. Вопрос существования стока на более высоких уровнях может быть выяснен в результате изучения рельефа окрестностей Бжесця Куявского.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ БЖЕСЦЯ КУЯВСКОГО

Территория, расположенная на север от этого города, представляет собой понижение лежащее ниже Куявской возвышенности, но выше долины Вислы (рис. 1-3). Понижение не отделяется от возвышенности склоном. Однако в границах понижения находятся сформированные водами уровни, что играет большую роль в решении вопросов генезиса и возраста прорыва Вислы между Плоцкой и Торуньской котловинами. Обсуждаемое понижение пересекает с запада на восток долина Згловёнчки. На юг от нее расположены два уровня. Верхний



высотой в 80-82 м н. у.м. сохранился в виде островов. Он построен мореной, но в некоторых местах залегают 2-метровый покров песков и гравия (рис. 24). Более низкий уровень (75-77 м н.у.м.) построен преимущественно песками и гравием мощностью в 3 м, залегающих на бурых глинах (фот. 12, 13; рис. 25, 26). В кровле глин залегают валунник, оставшийся от размывтой морены.

На север от долины Згловенчки тоже находится эрозионный уровень (80-82 м н.у.м.), а вдоль восточного склона рывины возле Густожина на высоте 77-78 м н.у.м., а местами и выше, на моренной глине залегают песчано-галечные отложения мощностью 3-7 м (рис. 30).

Исследования текстуры этих отложений, лежащих на юг от долины Згловенчки, свидетельствуют о том, что они откладывались водами, текущими из Плоцкой котловины. Исследования, проведенные на север от названной долины показали, что отложения отлагались водами текущими с севера. Пески и галька содержат большое количество эмской фауны. Это дает основание считать их водноледниковыми отложениями (фот. 14).

#### ГЕНЕЗИС ПРОРЫВА ВИСЛЫ МЕЖДУ ПЛОЦКОЙ И ТОРУНЬСКОЙ КОТЛОВИНАМИ

Территория возле Бжесца Куявского является, как кажется, ключем к познанию геоморфологических процессов, развивавшихся на рассматриваемом участке долины Вислы во время отступления последнего ледника. Как было сказано выше, к северу от долины Згловенчки и к востоку от Густожина обнаружены следы стока с севера на юг. Сток шел на высоте уровней ниже XI террасы. С последней же связан сток талых вод поморской стадии к западу вдоль прадолины Нотеци — Варты. Это доказывает, что воды, текущие с юга долиной Вислы не присоединялись еще в это время к водам прадолины.

Водно-ледниковые осадки на восток от Густожина отлагались талыми водами текущими с севера. Их источником являлся ледник куявской фазы. Во время отступления его край находился некоторое время на линии морен этой фазы. Сток вод начался вероятно на уровне 88-89 м н.у.м. Талые воды направлялись частично на юг, частично на запад вдоль парханской долины. Сток продолжался сравнительно недолго, после чего произошел размыв и образование уровня 84 м н.у.м. В связи с этим прекратилось функционирование парханской долины, еще не вполне сформировавшейся. Сток шел только к югу.

В тоже время воды Плоцкой котловины, источником которых было таяние сохранившихся в ней глыб мертвого льда, направлялись на север и в районе Бжесца Куявского соединялись с водами, текущими с противоположной стороны. Возможно, что к ним присоединялись талые воды, приток которых шел в Плоцкую котловину со стороны зандра Скрвы. Существовала ли в это время связь Варшавской и Плоцкой котловин — автор в настоящее время сказать не может.

Талые воды окрестностей Бжесца Куявского направлялись на запад вдоль долины Бахожи (рис. 23). Между Торуньской и Плоцкой котловинами воды стекали на юг, вероятно тоже во время отступления ледника от морен куявской фазы до морен краенской или вонбжеской фазы, а также во время положения края ледника, с которым связаны м. пр. зандры Хелминьской возвышенности (В. Невяровски 1948). По Невяровскому вдоль этих зандров, через низовья Дрвенцы талые воды направлялись в Торуньскую котловину и дальше на юг в Плоцкую котловину.

Что происходило на рассматриваемом участке долины Вислы во время поморской стадии — остается в сфере предположений. Несомненным кажется только то, что прорыв Вислы между Плоцкой и Торуньской котловинами в это время еще не существовал. До настоящего времени не изучено геоморфологическое развитие долины Мени, устье которой в Вислу находится против Нешавы. Существуют предпосылки (упомянутые выше уровни 80 м н.у.м. и 75—77 м н.у.м. у устья Мени) указывающие на то, что сток вод вдоль этой долины был последним этапом формирования прорыва соединяющего котловины, начало образования которого относится ко времени стока талых вод краенско-вонбжеской фазы. Вдоль долины Мени могли направляться в долину Вислы обильные воды. Их источником было таяние мертвого льда, сохранявшегося в рытинах, моренах и понижениях.

Наследуя южное направление стока талых вод они вероятно размывали погребенный мертвый лед, оставшийся в оси долины. Этот процесс мог сыграть большую роль при подготовке пути для перехода вод из Плонкой котловины в Торуньскую.

Этому переходу благоприятствовали молодые тектонические движения в зоне оси куявско-поморского антиклинория, препятствовавшие стоку вод на запад вдоль долины Бахожи, пересекающей эту геологическую структуру.

По мнению автора связь между Плоцкой и Торуньской котловинами появилась только на уровне террасы 72 м н.у.м., соответствующей IX террасе Торуньской котловины. Последняя считается первой террасой соответствующей времени бифуркации вод. Из этого следует, что во время поморской стадии связь прадолины Немана—Бебжи и Нарви и долины Вислы с прадолиной Нотеци—Варты еще не существовала. Следует думать, что многие связанные с этим вопросы могут быть выяснены только благодаря изучению геоморфологии прорыва долины Вислы между Варшавской и Плоцкой котловинами.

Относительно геоморфологических проблем изученного участка долины Вислы следует сказать, что после образования прорыва Висла начала быстро углублять свою долину. Образовался ряд эрозионных террас. Существует возможность увязать их с террасами долины Вислы в ее нижнем течении ниже Фордона. Из палинологических анализов (Э. Дроздовски, 1974; Л. Рошкувна 1968 b), а также археологических данных района Цехоцинка следует, что существует еще III терраса (45—47 м н.у.м., высокая надпойменная) относящаяся к позднеледниковью. К голоцену следует относить образование аккумулятивных террас II и I.

*Перевела К. Страшевска*



## GEOMORPHOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE VISTULA VALLEY BETWEEN THE PŁOCK BASIN AND THE TORUŃ BASIN

### Summary

#### INTRODUCTION

In geomorphological literature the Vistula valley in its stretch between Warszawa and Toruń is considered part of a pradolina connecting the Niemen—Biebrza and Narew pradolina, also called the Wilno—Warszawa pradolina, with the Noteć—Warta pradolina. It is believed that during the wane of the Pomeranian Stage, combined meltwaters and fluvial waters have been flowing through this huge track extending from the Lithuanian Lake District by way of the Polish lowland into the Mecklenburg Lake District. The opinion that at the same period the Noteć—Warta pradolina and its eastern part, the Drwęca pradolina, were also in operation, has been expressed by R. Galon (1961 b), S. Kozarski (1962, 1965), S. Kozarski and J. Szupryczyński (1958), W. Niewiarowski (1968) and E. Wiśniewski (1971). However, so far the problem, whether this pradolina track running in an E—W direction has at that time been alimented from the south by the Vistula river, has not been dealt with in detail. In spite of this fact, often in literature opinions can be found maintaining that as early as that time fluvial waters from the south have been joining the Noteć—Warta pradolina.

The Vistula valley is some 160 km long in its reach from Warszawa to Toruń, consisting of three basin-like widenings and two short and narrow water-gaps stretches connecting these basins. Farthest south lies the Warszawa Basin. West of it, between Płock and Włocławek, follows the second widening of the Vistula valley called the Płock Basin and, some 25 km downstream from this basin, starts the third, the Toruń Basin. Pioneering studies of the geomorphological development of the Vistula valley from Warszawa as far as Bydgoszcz have been published in 1927 by S. Lenczewicz, whereas for a number of years the present author has been investigating the stretch of the Vistula valley extending from the Płock Basin to the Toruń Basin, bearing the features of a lowland gap. His purpose was to determine the geomorphological development of this part of the Vistula valley and to answer the question whether, during the inland ice stoppage along the moraines of the Pomeranian Stage, the waters arriving from the south and flowing in the Vistula valley did really join the — then supposedly operating — Noteć—Warta pradolina.

In the Noteć—Warta pradolina five terraces have been identified by R. Galon (1961 b) who pointed out, that the two highest terraces represent the period of outwash flow which, among other tracks, took also place over the Brda outwash sheet — a subject-matter investigated by R. Galon at an earlier date. Within the

confines of the Brda valley and the Brda outwash sheet R. Galon (1953) discerned 11 terraces. During recession of the inland ice the two highest, terraces XI and X which in fact are outwash levels, were developed from moraines of the Pomeranian Stage. They are in contact with the Noteć—Warta pradolina in the altitude levels 80 and 74 m a.s.l. At lower terrace levels, i.e. those of terraces IX, VIII and VII (corresponding to terraces III, II and I in Noteć—Warta pradolina), R. Galon believes a bifurcation to have taken place, — meaning, that part of the waters turned westward in this pradolina while at the same time part of them ran northward in the lower Vistula valley. Starting from the level of terrace V, the water ran exclusively northwards. In 1968 W. Niewiarowski who was investigating the geomorphological development of this pradolina and of the valley of the lower Drwęca river, discerned in this valley also 11 terraces, — the same number as R. Galon (1953) had observed in the Brda valley.

In 1969 geological and geomorphological investigations were made by S. Skompski in the Płock Basin; this author discerned here a number of terraces and arrived at the conclusion, that meltwater flow occurred solely at the level of the highest (I) terrace, at altitude 97 m a.s.l. towards the Warszawa Basin, and that starting with the level of terrace II, at 93 m a.s.l., a northward runoff towards the Noteć—Warta pradolina can be observed. Skompski assigned this latter level to the highest terrace, known here to have developed during the Pomeranian Stage. However, he failed to declare himself about the feasibility of linking this level with any one of the terraces of the Warszawa Basin. Here it must be kept in mind, that in the Warszawa Basin the terrace dated from the Pomeranian Stage lies at 82-83 m a.s.l. (S. Z. Różycki 1961, 1967 a, 1972) and that already near Wyszogród, as was assumed by H. Ruszczyńska-Szenajch (1964), the accumulation terrace ascribed to the Baltic Glaciation extends at only 67-68 m a.s.l. Hence we are facing the difficult task to decide, whether during the Pomeranian Stage this reach of the Vistula valley could have carried meltwater and fluvial water northward towards the Toruń Basin and, subsequently, to the Noteć—Warta pradolina where a terrace from the Pomeranian Stage lies at 80-81 m a.s.l. Before expressing in this respect his own opinion, the present author shall discuss certain palaeogeomorphological problems involved in the study of the discussed stretch of the Vistula valley.

#### PALAEOGEOMORPHOLOGICAL PROBLEMS

The part of the Vistula valley linking the Płock Basin with the Toruń Basin is some 25 km long; its width is 7-8 m. East of it extends the Dobrzyń Plateau with an altitude of from 95 to 100 m a.s.l. next to the valley, while westwards lies the Kuyavian Plateau with altitudes from 90 to 95 m a.s.l.

For his scrutiny of the relation of the present-day valley relief to the surface of the Quaternary substratum the author compiled a map of the relief of the valley zone based on the results of 408 geological profiles (Fig. 3). This map reveals, that today's gap stretch of the Vistula valley clearly follows the course of a fossil valley sculptured in Tertiary sediments. Within the confines of the moraine plateaus flanking the Płock Basin, the top of these Tertiary sediments lies slightly above 80 m a.s.l.; the thickness of Quaternary deposits is here small, only some 20 m. Northwards the top of the Tertiary subsides considerably, dropping to 40-50 m a.s.l. In the area of the Płock Basin, the sub-Quaternary surface shows an altitude of only 20-30 m a.s.l. Identical values also predominate along the further northward course of this fossil valley.

Analyzing the relation of today's Vistula valley to the fossil valley one notices differences in the way they have been developing. The upstream part of the gap



section of the Vistula valley is much narrower than the fossil valley, but northward this relation turns into the opposite. The explanation is, that long before the formation of today's land relief a valley has existed here by which water was flowing northwards. While it is difficult to establish at what time this ancient valley came into existence, it seems certain that it must have been formed in the period preceding the Last Glaciation, i.e. during the Eemian Interglacial. Proof of this assumption has since been obtained from geological investigations made in the slopes of the Kuyavian Plateau and in many valley terraces. By structural measurements and by analyses of faunal remnants it was found, that the sand and gravel deposits underlying the glacial till discovered south of Nieszawa are fluvial deposits, laid down by water arriving from the south (Phot. 1-3). Moreover, exposures of these fluvial deposits appear at many other sites in the slopes of the Kuyavian Plateau; these deposits also take part in the geological structure of the terraces situated in the gap section of the Vistula valley (Phot. 7-9). In this valley the frequency of the occurrence of fluvial deposits underneath glacial till beds or below morainic pavements is convincing evidence, that prior to the transgression of the last inland ice the Vistula has been flowing in this valley.

Later on, the inland ice advance and the blocking of water flow in the valley led to the formation of an ice-dammed lake in which were accumulating brown clay deposits; these clays often appear in this area underneath one or two beds of glacial till, laid down on top of fluvial sands and gravels. Most probably they go back to the Eemian Interglacial (Phot. 7).

The above presented facts leave no doubt that the discussed stretch of the Vistula valley had its ancient relief formed prior to the Baltic Glaciation. During transgression of the last inland ice this valley has not been completely filled-in, first by fluvial accumulation, afterwards by ice-dammed deposits and, ultimately, by glacial till. In consequence, in this only partly filled-in valley, conditions must have been favourable for retaining dead ice blocks for a long time after the inland ice had retreated from this region.

#### TERRACES OF THE VISTULA VALLEY BETWEEN THE PŁOCK BASIN AND THE TORUN BASIN

In discussing new surfaces formed by flowing water the author uses two terms: levels and terraces. The former denoted planation surfaces formed mostly by meltwater flow, while the latter term refers to forms built by fluvial waters arriving from the south.

In the valley reach under discussion the following planation surfaces and terraces have been identified; a) level 88-89 m a.s.l.; b) level 80-84 m a.s.l.; c) at the mouth of Mień creek into the Vistula valley, levels 80 and 75-77 m a.s.l.; d) level 78 m a.s.l.; e) terrace IX at 72 m a.s.l.; f) terrace VIII at 67-69 m a.s.l.; g) terrace VII at 62-63 m a.s.l.; h) terrace VI at 57-59 m a.s.l.; i) terrace IV at 51-52 m a.s.l.; j) terrace III at 45-47 m a.s.l.; k) terrace II at 43-45 m a.s.l.; and l) inundational terrace I at 42 m a.s.l. near Cieclocinek (Fig. 1).

The highest level, at 88-89 m a.s.l., reflects the nature of a step in the ground moraine in the near-valley part of the Kuyavian Plateau; here the transition from the plateau surface to this planation surface is gentle and difficult to notice in the field. This level is built of glacial till on its surface and, here and there, also of beds of finegrained sands 2-3 m thick. The reason why this level was singled out was, that its corresponding level is the bottom of fragments of an erosive valley formed by meltwater flow called the Parchanie valley by which channel the meltwater used to run westwards.

The next lower level, also a planation surface, is spread out over a 12 km

distance between Nieszawa and Lubanie; it is slanting in southward direction from 84 m a.s.l. near Nieszawa to 80 m a.s.l. near Lubanie (Fig. 11). In its northern part this level is difficult to discern in the field, but in southward direction the slope between it and the westward adjoining Kuyavian Plateau grows to be clearly noticeable.

At the outflow of Mień creek into the Vistula valley two fairly distinct surfaces have survived at the altitudes of 80 and 75-77 m a.s.l. The morphological position in which these surfaces appear, suggests them to be fragments of an alluvial cone developed by once more powerful quantities of water that some time ago must have been pouring into the Vistula valley by the Mień valley. Finegrained sands are the main elements taking part in the geological structure of these two surfaces; today they are mantled by dunes. Near Nieszawa where the gap section of the Vistula valley is in contact with the Toruń Basin, a minor fragment of a surface has survived at the altitude of 78 m a.s.l. Textural measurements of the sand and gravel deposits which for the most part are building this surface have revealed, that they have been accumulating by water flow from SE (Phot. 4) These deposits contain remnants of an Eemian fauna brought in from the north by the inland ice, and this implies a glaciofluvial origin of these deposits (Phot. 5).

Below the 78 m a.s.l. surface, in the gap section of the Vistula valley, terraces have been identified that, in contrast to those described above, can easily be linked with terraces of the Toruń Basin. The highest among them extends at 72 m a.s.l. and can be traced on both Vistula banks; it ties in with terrace IX of the Toruń Basin. This is a typical erosive terrace, much like most of the lower terraces numbered VIII, VII, VI, IV, and III. Terrace II (a lower supra-inundational) and terrace I (an inundational terrace) are accumulative forms. It will be noted, that in this part of the Vistula valley one terrace is lacking that in altitude would correspond to terrace V of the Toruń Basin. Links between the Płock Basin and the Toruń Basin cannot be observed until one reaches terrace IX — meaning, that distinctly at this altitude a flow from the south can be traced. The question, whether this flow may also have existed at higher altitude levels, finds beyond any doubt its convincing answer in the geomorphological conditions observed in the region of Brześć Kujawski.

#### GEOMORPHOLOGY OF THE BRZEŚĆ KUJAWSKI REGION

The area north of Brześć Kujawski is a bowl-shaped depression, distinctly less high than the adjoining part of the Kuyavian Plateau, but overhanging the Vistula valley (Fig. 1-3). Marking the boundaries between this depressed area and the Kuyavian Plateau is fraught with considerable difficulties, because they fail to be accentuated by distinctly noticeable slopes. Still, in this area surfaces produced by surface waters can be observed which are of importance when reflecting about the origin and the age of the gap section of the Vistula between the Płock Basin and the Toruń Basin. Crossing the depressed area from E to W runs the valley of Zgłowiączka creek. South of this valley two planation surfaces are clearly noticeable. The higher one, at 80-82 m a.s.l., has been developing in the shape of an island; it is built of boulder clay, but at some places a cover of sand and gravel deposits 2 m thick can be observed (Fig. 24). The lower surface, at altitude 75-77 m a.s.l., is for the most part built of sand and gravel up to 3 m thick, resting on a bed of brown clay (Phot. 12, 13; Fig. 25, 26). In-between the clay bed and the superimposed deposits lies a boulder pavement, a residuum left by boulder clay.

North of the Zgłowiączka valley, at 80-82 m a.s.l. altitude, lies another planation surface; moreover, alongside the eastern bank of a lateral channel valley near



Gustorzyn, at 77 - 78 m a.s.l. and, here and there higher still, extend sand and gravel deposits 3 to 7 m thick, laid down on boulder clay (Fig. 30).

Structural measurements made in these deposits south of the Zgłowiączka valley have clearly revealed, that they were accumulated by flowing water arriving from the region of the Płock Basin, whereas similar investigations made north of this small valley show that here the deposits were laid down by water from the north. The sands and gravels contain numerous remnants of an Eemian fauna and this fact justifies them being classified as glaciofluvial deposits (Phot. 14).

#### ORIGIN OF THE VISTULA WATER-GAP BETWEEN THE PŁOCK BASIN AND THE TORUŃ BASIN

The Brześć Kujawski region seems to be the key element for recognizing the geomorphological events that have been taking place in the discussed section of the Vistula valley during the retreat of the last inland ice. The identification made north of the Zgłowiączka valley and west of Gustorzyn of traces of meltwater flow from north to south at altitudes lower than terrace XI, at the level at which during the Pomeranian Stage meltwater streams have been flowing westward in the Noteć—Warta pradolina, — this identification disproves the opinion that this pradolina could have been joined by waters arriving from the south by way of the Vistula valley.

The glaciofluvial deposits laid down east of Gustorzyn were produced by meltwater streams flowing from a northern direction; the source of these streams must have been the inland ice halted at the lines of the Kuyavian Phase when for some time the inland ice was here at rest during its retreat from its farthest southern range. Most probably this flow started at the altitude of 88-89 m a.s.l. Part of this meltwater ran southward, while part of it turned westward by way of the Parchanie valley. After a rather brief period of meltwater flow at this level, this surface came to be lowered to some 84 m a.s.l., and this ended operations in the Parchanie valley which by that time had not deepened its channel sufficiently, and all further flow went exclusively in southward direction.

During this same period all meltwater flow derived from dead ice blocks buried in the Płock Basin as well as, probably, meltwater streams flowing into this basin over the Skrwa outwash sheet, did turn northward from the Płock Basin; near Brześć Kujawski these waters collided with meltwater flowing in the opposite direction, southward. Whether at that time a velley connection existed between the Warszawa Basin and the Płock Basin, must at present remain an open question.

The copious meltwater masses accumulating in the Brześć Kujawski region turned westward by way of the Bachorze valley (Fig. 23). Most probably the southward flow of meltwater in the region between the Toruń Basin and the Płock Basin continued during the time the inland ice was retreating from the moraines built during the Kuyavian Phase to the line of the Krajna (or Wąbrzeźno) Phase moraines, as well as during the period of this ice stoppage in which, among other phenomena, the outwash sheets of the Chełmno Plateau must have been produced (W. Niewiarowski 1968). Over these sheets crossing lower Drwęca river, W. Niewiarowski believes the meltwater streams to have flowed into the Toruń Basin; he also hints at their conceivable further southward flow into the Płock Basin.

Subject to moot arguments is what has been proceeding in the discussed gap section of the Vistula valley during the Pomeranian Stage. However, one factor seems to be beyond any doubt: at that time a breakthrough of the Vistula from the Płock Basin into the Toruń Basin had not yet taken place. So far unknown is the

geomorphological development of the Mień valley issuing into the Vistula valley opposite to Nieszawa. Some premises (like the above mentioned 80 m and 75-77 m a.s.l. surfaces at the mouth of Mień creek) imply, that the waters carried in this valley have been the last to contribute to the breakthrough between the two basins, initiated by meltwater inflow during the Kuyavian and the Krajna-Wąbrzeźno Phases. By way of the Mień valley very considerable quantities of water may at that time have been delivered into the Vistula valley, released from dead ice melting in various channel valleys, moraines and random depressions.

This continued southward flow of meltwater into the Vistula valley may also have exposed dead ice blocks buried in the channel axis and speeded up its decay. Moreover, this latter process may have co-operated in sculpturing the track for the final overflow of water from the Płock Basin the Toruń Basin.

The ease of this breakthrough was enhanced by the fact, that continued water escape by way of the Bachorze valley became increasingly difficult, most probably in consequence of a vertical upheaval of the Earth's crust along the axis of the Kuyavian-Pomeranian anticlinorium. It is worth pointing out that the Bachorze valley runs across this geological structure (Fig. 23).

Based upon the settled belief that a linking between the Płock Basin and the Toruń Basin cannot be observed earlier than at the level of 72 m a.s.l. tied in with terrace IX of the Toruń Basin — which terrace is believed to have been the first bifurcation terrace —, there cannot have existed during the Pomeranian Stage any connection between the Niemen—Biebrza—Narew pradolina by way of the Vistula valley with the Noteć—Warta pradolina. It seems probably that many details involved in this problem shall not be explained until geomorphological investigations are made in the gap section of the Vistula valley between the Warszawa Basin and the Płock Basin.

Reverting to the geomorphological problems encountered in the discussed gap section of the Vistula valley it should be added that, after the breakthrough between Płock and Toruń had been accomplished, the Vistula promptly started incising its valley, and successive erosional terraces were formed. In view of the feasibility of correlating these terraces with terraces in the lower Vistula valley beyond Fordon, one might conclude from palynological analyses made in these valley regions (E. Drozdowski 1974; L. Roszkówna 1968 b) and from archaeological data gained in the Ciechocinek region, that terrace III higher supra-inundation at 45-47 m a.s.l. goes back to the late-glacial period. On the other hand, to the Holocene should be ascribed the formation of the two accumulation terraces II and I.

*Translated by K. Jurasz*



97. Jerczyński M., Chaves L. F., Slemek Z., *Studia nad strukturą funkcjonalną miast*. 1973, s. 385 + 96 ilustr., zł 80,—
98. Praca zbiorowa. *Zmiany w rolnictwie tradycyjnym i migracje ludności wiejskiej w krajach rozwijających się (Irak, Maroko, kraje Afryki Zachodniej, kraje andyjskie)*. 1973, s. 179 + 6 ilustr., zł 34,—
99. Kozłowska - Szczęsna T., *Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski*. 1973, s. 119 + 34 ilustr., zł 22,—
100. Biegajło W., *Typologia rolnictwa na przykładzie województwa białostockiego*. 1973, s. 164 + 30 ilustr., zł 35,—
101. Werwicki A., *Struktura przestrzenna średnich miast ośrodków wojewódzkich w Polsce*. 1973, s. 168 + 49 ilustr., zł 30,—
102. Matusik M., *Próba typologii i regionalizacji rolnictwa na obszarze Dolnego Powiśla*. 1973, s. 152 + 30 ilustr. + 6 fot., zł 32,—
103. Ziemońska Z., *Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich*. 1973, s. 124 + 23 ilustr., zł 25,—
104. Drozdowski E., *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*. 1974, s. 139 + 41 ilustr. + 17 fot., zł 32,—
105. Pulina M., *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*. 1974, s. 159 + 52 ilustr. + 10 fot., zł 36,—
106. Baumgart-Kotarba M., *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*. 1974 s. 136 + 39 ilustr. + 16 fot. + 3 zał. pod opaską, zł 40,—
107. Tyszkiewicz W., *Rolnicze użytkowanie ziemi a formy własności i rozmiary gospodarstw rolnych na Kujawach*. 1974, s. 127 + 17 ilustr., zł 30,—
108. Leszczycki S., *Problemy ochrony środowiska człowieka*. 1974, s. 88 + 7 ilustr. + 4 wkł., zł 22,—
109. Gawryszewski A., *Związki przestrzenne między migracjami stałymi i dojazdami do pracy oraz czynniki przemieszczeń ludności*. 1974, s. 155 + 18 ilustr., zł 35,—
110. Żurek S., *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*. 1975, s. 107 + 28 ilustr. + 10 wkł. pod opaską + 22 fot., zł 30,—
111. Jankowski W., *Land use Mapping, Development and Methods*. 1975, s. 111, zł 35,—
112. Dramowicz K. K., *Symulacja cyfrowa i analiza systemowa w badaniach nad procesami urbanizacji wsi (model gromady Biała Stara, powiat plocki)*. 1975, s. 110 + 3 tab., zł 27,—
113. Żurek A., *Struktura przestrzenna przepływów ludności miast woj. kieleckiego*. 1975, s. 112, zł 25,—
114. Froehlich W., *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*. 1975, s. 122 + 2 il. + 12 fot., zł 35,—
115. Harasimiuk M., *Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie*. 1975, s. 108 + 6 ilustr. + 14 fot., zł 26,—
116. Węćławowicz G., *Struktura przestrzeni społeczno-gospodarczej Warszawy w latach 1931 i 1970 w świetle analizy czynnikowej*. 1975, s. 120 + 3 ilustr. + 2 tab., zł 35,—
117. Praca zbiorowa. *Rozmieszczenie i migracje ludności a system osadniczy Polski Ludowej*. (w druku)
118. Szczepkowski J., *Struktura przestrzenna regionu bydgosko-toruńskiego. Ewolucja i dynamika*. (w druku)

WAŻNIEJSZE DOSTRZEŻONE BŁĘDY DRUKU

Str.	Wiersz	Jest	Powinno być
5	4 od d.	Торунской	Торуньской
14	5 od d.	3 — distinct	3 — horizons bulit of glaciofluvial deposits;
14	2 od d.	b — horizons bulit of glaciofluvial deposits;	b — distinct;
27	3 od d.	admiture	admixture
37	11 od d.	warowe	warwowe
56	23 od g.	Lubanie	Lubania
68	15 od d.	(ryc. 12)	(ryc. 13)
76	10 od g.	odcinając	podcinając
87	4 i 5 od g.	1 — bouled clay	1 — boulder clay
114	12 od d.	(11)	11



Cena zł 30.—

