

**Problem bifurkacji Wisły pod Fordonem (Bydgoszcz)
na tle ewolucji Kotliny Toruńskiej
pod koniec plenivistulianu**

*The problem of the bifurcated flow of the Vistula River
at Fordon (Bydgoszcz) against the background
of the evolution of the Toruń Basin at the end of the Plenivistulian*

PIOTR WECKWERTH

Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika,
87-100 Toruń, ul. Fredry 6/8; e-mail: pweck@uni.torun.pl

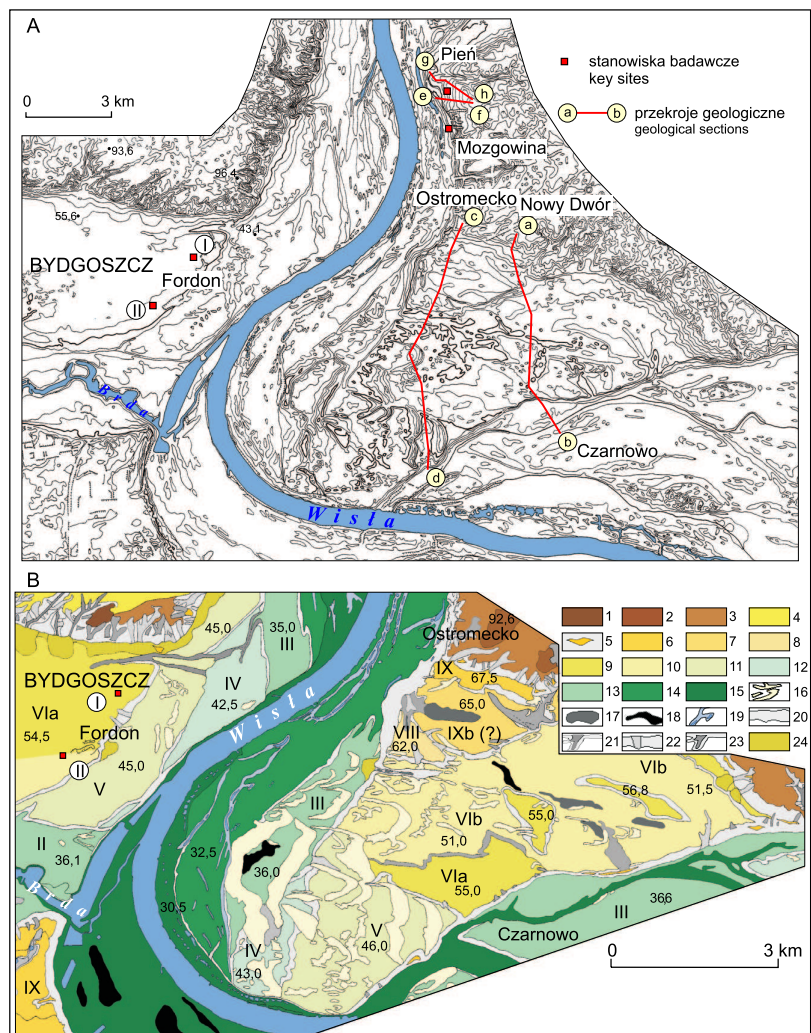
Zarys treści. W artykule przedstawiono analizę morfologii, zasięgu przestrzennego powierzchni teras oraz cech środowiska sedymentacyjnego ich osadów w północnej części Kotliny Toruńskiej w okolicy Bydgoszczy. Występujące tu poziomy terasowe zaklasyfikowano do odpowiednich stopni teras pradolinnych (w odniesieniu do numeracji R. Galona, 1953). Powstały one w wyniku przepływu wód piaszkodenną rzeką roztokową o dominującym odsypowym stylu sedymentacji. W artykule przeanalizowano położenie teras pradolinnych (poniżej terasy IX) w stosunku do struktur mezozoicznego podłoża kotliny. Na podstawie badań strukturalno-teksturalnych osadów teras odniesiono się do problemu genezy przełomu fordońskiego. Wyniki przeprowadzonych badań wskazują na to, że bifurkacja Wisły była tu krótsza niż dotychczas przyjmowano.

Słowa kluczowe: Kotlina Toruńska, przełom Wisły, terasy, środowiska sedymentacyjne, rzeka roztokowa

Wstęp

Północna część Kotliny Toruńskiej w okolicy Bydgoszczy – to węzeł kształtowanej w górnym plenivistulianie sieci hydrograficznej Nizy Polskiego. Kotlina Toruńska kontaktuje się tu bowiem ze zwężeniem doliny dolnej Wisły poniżej Fordonu oraz z położoną nieco dalej na zachód doliną Brdy.

Dominującą część Kotliny Toruńskiej w okolicy Bydgoszczy zajmuje terasa IX (Galon, 1953). W jej powierzchnię wcięte są niższe terasy VIII–I (ryc. 1). Najniższą terasą pradoliny Noteci-Warty jest tu terasa VI, o wysokości 53–55 m npm. (Galon, 1953, 1961). Po wschodniej stronie Wisły, pomiędzy Ostromeckiem a Zławsią Wielką, wydziela się od dwóch do pięciu stopni teras pradolinnych. Według



Ryc. 1. Mapa hipsometryczna (A) i geomorfologiczna (B) północnej części Kotliny Toruńskiej w okolicy Bydgoszczy. Poziomy terasowe według autora (Weckwerth, 2004)

- 1 – pagórki morenowe, 2 – wysoczyzna morenowa falista, 3 – wysoczyzna morenowa płaska, 4 – sandry, 5 – spłaszczenia na stokach, 6 – terasa IX, 7 – terasa IX (poziom niższy?), 8 – terasa VIII, 9 – terasa VI – poziom wyższy VIa, 10 – terasa VI – poziom niższy VIb, 11 – terasa V, 12 – terasa IV, 13 – terasy nadzalewowe, 14 – równina zalewowa (poziom wyższy), 15 – równina zalewowa (poziom niższy), 16 – wydmy, 17 – obniżenia na powierzchni teras, 18 – równiny biogeniczne, 19 – starorzecza, 20 – stoki, 21 – dolinki denudacyjne, 22 – niecki denudacyjne, 23 – dolinki i niecki zawieszane na stoku, 24 – strefa agradacji i stożki napływowe

Hypsometrical map (A) and geomorphological map (B) of the northern part of the Toruń Basin near Bydgoszcz. Terrace levels after the author's previous work (Weckwerth, 2004)

R. Galona (1961) terasy IX–VI powstały w wyniku bifurkacyjnego przepływu wód Wisły pod Fordonem. Zdaniem E. Wiśniewskiego (1990, 1992, 1993) skierowanie się wód Wisły na północ nastąpiło wyłącznie w poziomie terasy VI.

Powyższe poglądy opierają się w dużej mierze na analizie morfometrii teras, która nie była uzupełniona badaniami litofacjalnymi ich osadów. Brak jest zatem dowodów wynikających z analiz strukturalno-teksturalnych potwierdzających tezę R. Galona (1961, 1968) o bifurkacji Wisły poniżej Fordonu w poziomach czterech teras pradolinnych (IX–VI), jak również argumentów na jej zaprzeczenie (Wiśniewski, 1990, 1992). Braki te uzupełniają w części badania autora (Weckwerth, 2004).

Różnice w interpretacji ewolucji północnej części Kotliny Toruńskiej na kontakcie z przelomowym odcinkiem doliny Wisły poniżej Fordonu stworzyły potrzebę rewizji poglądów dotyczących problemu zmiany przepływu wód Wisły z zachodniego na północny, w kierunku Zatoki Gdańskiej. Przedmiotem badań autora była także zmienność poziomu energii środowiska fluwialnego rzeki roztokowej, kierunku jej przepływów oraz analiza morfologii i zasięgu przestrzennego poszczególnych teras w okolicy Bydgoszczy. Ich poziomy zostały uzupełnione i zaklasyfikowane do odpowiednich stopni według numeracji R. Galona (1953, 1961). Ponadto wyniki badań pozwoliły na podjęcie próby rekonstrukcji zmian kierunku przepływu wód Wisły w okolicy Bydgoszczy i poniżej Fordonu w okresie funkcjonowania pradoliny Noteci-Warty.

Podłoże i wykształcenie osadów czwartorzędowych

Współczesny układ sieci rzecznej Niziny Polskiej w wielu przypadkach nawiązuje do przebiegu dolin kopalnych, które powstały w interglacjalach. Możliwość ich odnawiania się, zależną od egzaracji lodowcowej i aktywności wód roztopowych, zapewniał wielokrotnie transgredujący łądolód (Lencewicz, 1927; Krygowski, 1962a, b, 1974; Mojski, 1980, 1981; Brykczyński, 1986). Rozwój współczesnych dolin rzecznych przebiegał także pod wpływem ruchów neotektonicznych (Baraniecka, 1980; Niewiarowski, 1983).

Równoległy i asymetryczny w stosunku do osi wału kujawsko-pomorskiego przebieg dna doliny Wisły w Kotlinie Toruńskiej może być wynikiem podnoszenia się tego wału (Mojski, 1980; Brykczyński, 1986). Proces ten powodował zapewne przesuwanie się koryta Wisły na północny wschód, choć współcześnie



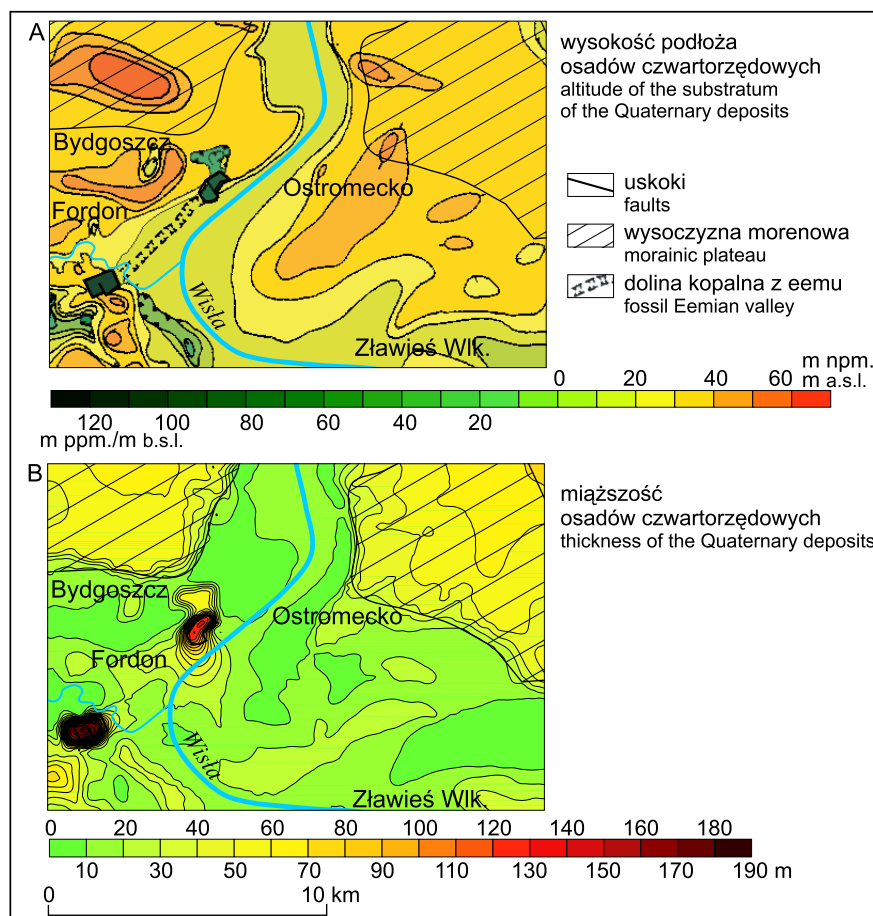
- 1 – moraine hummocks, 2 – undulating morainic plateau, 3 – flat morainic plateau,
4 – outwash plains, 5 – flat levels on the slopes, 6 – terrace IX, 7 – terrace IX (lower level?),
8 – terrace VIII, 9 – terrace VI – upper level VIa, 10 – terrace VI – lower level VIb,
11 – terrace V, 12 – terrace IV, 13 – overflow terraces, 14 – flood-plain (upper level),
15 – flood-plain (lower level), 16 – dunes, 17 – depressions on terraces surfaces,
18 – biogenic plains, 19 – former side channels, 20 – slopes, 21 – denudation valleys,
22 – denudation trough, 23 – hanging denudation slope valleys and trough,
24 – aggradation zone and alluvial fans

obserwowane ruchy tektoniczne w tej części Kotliny Toruńskiej są znikome (Wyrzykowski, 1975). W efekcie Kotliny Toruńska powiększała swe rozmiary w kierunku północnym i następowała redukcja miąższości utworów czwartorzędowych w zasięgu jej równiny zalewowej, a także modyfikacja rzeźby powierzchni podczwartorzędowej. Potwierdzeniem tego może być zaznaczające się w rzeźbie powierzchni podłoża czwartorzędu okolic Bydgoszczy obniżenie o dnie na wysokości 10–20 m npm., które nawiązuje przebiegiem i zasięgiem do równiny zalewowej Wisły (ryc. 2). Miąższość osadów czwartorzędowych wynosi tu 5–20 m, a zatem w większości pokrywa się z miąższością utworów zdeponowanych przez Wisłę (Kordowski, 1997).

Spąg osadów czwartorzędowych w obrębie wyżej położonych teras pradolinnych w okolicy Bydgoszczy zalega na wysokości 40–50 m npm. Rzędne te charakteryzują także strop trzeciorzędu w obrębie sąsiadujących z tymi terasami wysoczyzn morenowych. Ponadto w podłożu osadów teras IX–VIII często zalegają utwory glacialne starsze od vistulianu (Kozłowska i Kozłowski, 1992a, b; Weckwerth, 2004). Oznacza to, że funkcjonowanie pradoliny Noteci-Warty w okolicy Bydgoszczy i Ostromecka spowodowało zmiany rzeźby podłoża osadów czwartorzędowych dopiero w poziomie terasy VI.

We wschodniej części Bydgoszczy (Fordon) rzeźbę podczwartorzędową charakteryzują znaczne deniwelacje. Najniżej położone punkty (120,0 i 105,2 m ppm.) występują w dnach obniżeń o charakterze tektonicznym lub tektoniczno-krasowym (Kozłowska i Kozłowski, 1992a; Baraniecka, 1980). Powstały one w linii wgłębnych dyslokacji tektonicznych, które przebiegają w podłożu cechsztynu i dzielą wał środkowopolski na części kujawską i pomorską (Dadlez i Dembowska, 1965; Dadlez, 1980; Marek i Znosko, 1972). Ponadto na zróżnicowanie rzeźby podłoża czwartorzędu w rejonie Bydgoszczy wpływa system kopalnych dolin z interglacjałów wielkiego i eemskiego (Makowska, 1979, 1980), ciągnących się równoleżnikowo na wschód i zachód od Bydgoszczy (ryc. 2). Jedno z tych obniżeń, o dnie na wysokości od 1 do 17 m npm., przebiega równoległe do współczesnego koryta Wisły w Fordonie, a kolejne, o średniej głębokości poniżej 10 m npm., ciągnie się wzdłuż kolana Wisły pomiędzy Otorowem a Łęgowem (na SE od Bydgoszczy). Wymienione eemskie doliny kopalne rozwinęły się w linii poprzecznych struktur tektonicznych wału kujawsko-pomorskiego. Potwierdza to tezę M. Brykczyńskiego (1986) o istnieniu potencjalnych miejsc rozwoju dolin w linii dyslokacji tektonicznych, poprzecznych do wału środkowopolskiego.

Do struktur dyslokacji tektonicznych wału środkowopolskiego nawiązują także terasa VI oraz dolina Brdy. W północnej części Kotliny Toruńskiej przepływ wód w poziomach teras VIII–VI skoncentrował się bowiem w wąskim pasie na zachód od Bydgoszczy. Mogło to być predysponowane istnieniem w tym miejscu doliny rzecznej w czasie stadiału Świecia (Włodek, 1980; Weckwerth, 2004). Po usunięciu vistuliańskich glin zwałowych przykrywających osady tej doliny, erozja wgłębna wód przebiegała tu zapewne szybciej niż w przypadku środkowej części Kotliny Toruńskiej.



Ryc. 2. Podłoże (A) i miąższość (B) osadów czwartorzędowych w okolicy Bydgoszczy
(A – na podstawie M. Kozłowskiej i I. Kozłowskiego 1990, 1992)

Substratum (A) and thickness (B) of the Quaternary deposits near Bydgoszcz
(A – after M. Kozłowska & I. Kozłowski, 1990, 1992)

Do przesunięcia się na północ koryta późnovistuliańskiej rzeki w rejonie Bydgoszczy mogła przyczynić się także postglacjoizostaticzna aktywizacja struktur antyklinorium środkowopolskiego. Jego podnoszenie się w zasięgu Kotliny Toruńskiej jest, według J.E. Mojskiego (1980), przyczyną przesuwania się koryta Wisły na północny wschód. Być może proces zmiany lokalizacji przepływu wód w Kotlinie Toruńskiej, związany z postglacjoizostaticznymi ruchami kompensacyjnymi, miał miejsce po jej deglacjacji. Skutkiem tych ruchów mogło być przesunięcie ku północy przepływu wód w poziomach teras VIII–VI.

Zdaniem E. Rühlego (1973) i W. Niewiarowskiego (1983) w Kotlinie Toruńskiej ruchy te wygasły już przed fazą pomorską. Wpływ postglacjoizostatycznych ruchów kompensacyjnych struktur mezozoicznych na rozwój współczesnej rzeźby (ruchy glacyj- i postglacjoizostatyczne) omawiają J. Liszkowski (1975, 1993) oraz A. Piotrowski (1991, 1999). Proces ten wydaje się istotny w kształtowaniu kierunku i miejsca przepływu wód w Kotlinie Toruńskiej, gdyż jej południowa i środkowa część przebiega w strefie wałów, poduszek i spęczeń solnych, np. w okolicy Chrośny i Szubina (Marek i Znosko, 1972). Relaksacyjne, glacyjozostatyczne podnoszenie obszaru kotliny, wzmożone w powyższej strefie (Liszkowski, 1975), mogłoby wpłynąć tylko na najstarsze poziomy przepływu wód w południowej części Kotliny Toruńskiej (Weckwerth, 2004).

Morfologia i budowa geologiczna teras w okolicy Ostromecka

Przeprowadzone badania wykazały, że na południe i południowy wschód od Ostromecka położony jest zespół teras pradolinnych, z których najwyższa jest listwa terasy IX (ryc. 1). Jej nieco inny zasięg proponowali tu R. Galon (1961), Z. Churski (1968), A. Tomczak (1987) oraz M. Kozłowska i I. Kozłowski (1992a, b). Powierzchnia terasy IX koło Ostromecka osiąga rzędną około 67,5 m npm. i bezpośrednio kontaktuje się ze zboczem Kotliny Toruńskiej. Znacznie lepiej terasa ta zachowała się po przeciwległej stronie Wisły. Z terasą IX w okolicy Ostromecka sąsiaduje terasa o wysokości 65,0 m npm.; wysokość ta wyklucza powiązanie jej z terasą VIII, ponieważ rzędną taką osiąga ta terasa w Toruniu, a więc około 36 km dalej na wschód. Być może odpowiada ona niższemu poziomowi terasy IX, wyróżnionemu w Toruniu (Weckwerth, 2004). Do terasy VIII na południe od Ostromecka można zaliczyć poziom o wysokości 62,0 m npm. Od południa sąsiaduje ona z niżej leżącą terasą VI. Wysokość powierzchni terasy VI koło Ostromecka jest zróżnicowana – większa jej część położona jest na wysokości 50–51,5 m npm. Do terasy VI koło Ostromecka należy zaliczyć również trzy niewielkie i izolowane fragmenty tej terasy o rzędnych 55,0–56,8 m npm. Pod względem wysokości odpowiadają one terasie VI po zachodniej stronie Wisły. Niższy poziom terasy VI koło Ostromecka nie ma swego odpowiednika w morfologii terenu na zachód od Wisły (ryc. 1).

Ponadto na powierzchni niższego stopnia terasy VI (VIb), oprócz form wydmych, istnieją cztery wydłużone obniżenia, z których tylko północne ma niewielkie wypełnienie torfem (do 1,7 m). Liniowy układ tych obniżeń, brak ich związku genetycznego z formami wydmych, morfologia, a zwłaszcza wyraźne zbocza o wysokości około 2,5 m sugerują istnienie tu paleokoryt.

Analiza budowy geologicznej teras położonych pomiędzy Bydgoszczą, Czarnewem a Ostromeckiem potwierdza wyniki badań M. Kozłowskiej i I. Kozłowskiego (1992a, b) odnośnie do miąższości osadów terasowych i ich typu genetycznego. Terasę IX o wysokości 67,5 m npm. budują osady piaszczyste i mulkowo-piaszczyste o miąższości nie przekraczającej 1,8 m. Są one zdeponowane na

prawdopodobnie starszych piaskach średnioziarnistych bądź gliniastym rezydium Wysoczyzny Chełmińskiej (ryc. 3). Terasa IX ma tu charakter erozyjny. Kolejny, niższy poziom tej terasy (IXb), budują osady piaszczysto-żwirowe oraz piaski średnioziarniste o miąższości 2,5–3 m (maksymalnie do 4,7 m). Sporadycznie przechodzą one w spągu w piaski gruboziarniste lub żwiry o miąższości do 0,7 m. Ta terasa ma charakter erozyjno-akumulacyjny.

Niższy o blisko 3 m poziom terasy VIII budują piaski średnioziarniste o miąższości do 2,5 m, lokalnie podścielone warstwą piasków i żwirów (ryc. 3). Miejscami terasa ta jest nadbudowana niewielkimi wydmami.

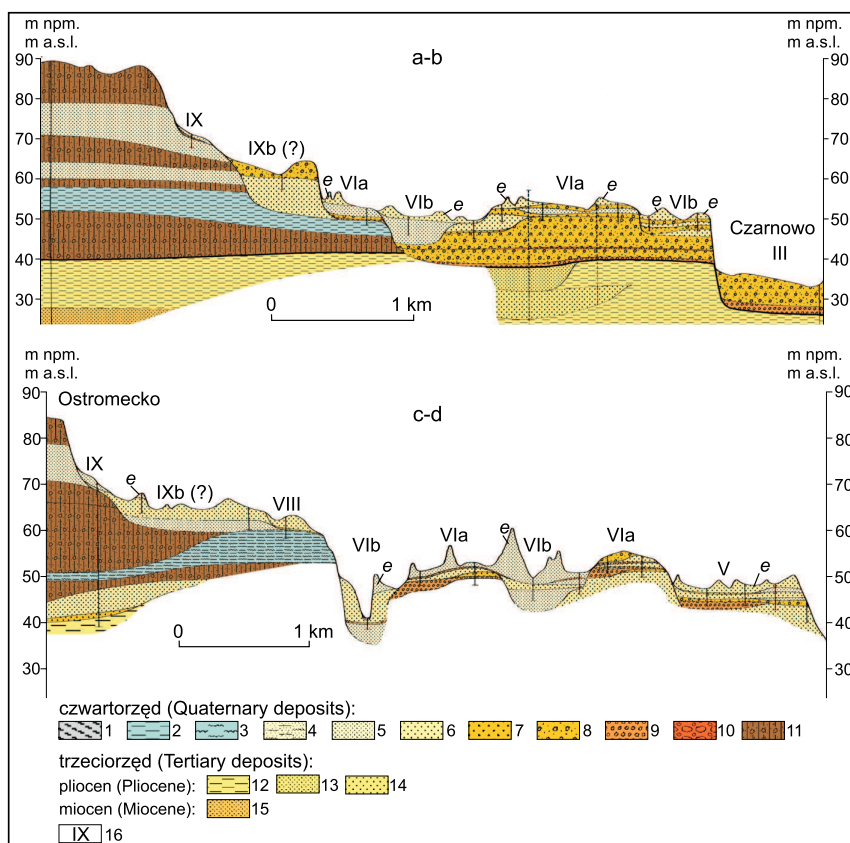
Powierzchnię wyższego poziomu terasy VI budują piaski i żwiry o miąższości do 2,2 m (ryc. 3). Zalegają one na piaskach średnio- bądź drobnoziarnistych, podścielonych warstwą żwirów lub piasków ze żwirem. Wyższy poziom terasy VI (VIa) ma wyraźne zbocze o wysokości 4–5 m. Niższy stopień terasy VI (VIb) nadbudowany jest eolicznymi piaskami pokrywowymi i piaskami wydm parabolicznych oraz wałowych; budują go głównie piaski drobno- i średnioziarniste (ryc. 3), w spągu przechodzące w piaski ze żwirem.

Budowa i rozwój terasy VI w rejonie Bydgoszczy

Powierzchnia terasy VI w Bydgoszczy osiąga wysokość 54–55 m npm. Urozmaicają ją niewielkie, 2–3-metrowe wydmy. Na podstawie analizy budowy geologicznej terasy VI w Fordonie (stanowisko Fordon I) wyróżniono dwa kompleksy litofacjalne (ryc. 4). Do pierwszego (A) należą osady podłoża serii terasowej, które stanowią trzeciorzędowe ropy, natomiast do drugiego (B) – osady terasy. Podobną budowę geologiczną opisał tu R. Galon (1934). Spągową część serii terasowej tworzą piaski średnioziarniste z domieszką piasków gruboziarnistych o przekątnym płaskim typie warstwowania (Sp). Ich akumulacja następowała w formie piaszczystych odsypów poprzecznych, w piaszkodennej rzece roztokowej (Zieliński, 1993, 1995). Wzrost energii środowiska depozycyjnego przyczynił się do akumulacji piasków warstwowych przekątnie rynnowo (St). Średnioskalowe litofacje St powstawały w wyniku migracji krętych megariplemarków w głębszej części koryta. Występujące w górnej części odsłonięcia litofacje Sp oraz Sm można wiązać z płytszą częścią koryta, gdzie podczas opadania wezbrania tworzyły się niskie odsypy poprzeczne. Powyżej w odsłonięciu znajdują się warstwy masywnych żwirów z piaskiem gruboziarnistym oraz masywnych piasków średnio- i gruboziarnistych. Powierzchnię terasy VI nadbudowują tu eoliczne, masywne piaski drobnoziarniste.

W kolejnym odsłonięciu zlokalizowanym w terasie VI w Bydgoszczy (Fordon II), w obu analizowanych profilach (1 oraz 2, ryc. 5) odsłaniają się podobnie rozwinięte trzy kompleksy litofacjalne. Dolny (A) reprezentują osady ilasto-mułkowe miocenu, stanowiące podłoże dla piaszczysto-żwirowej serii osadów rzecznych (B) o miąższości do 1,6 m. Kontakt tych kompleksów litofacjalnych ma charakter erozyjny. W górnej części odsłonięcia występuje warstwa eolicznych

piasków pokrywowych (C) o miąższości do 3,2 m i poziomym typie warstwowania. Ich spągową część wyznaczają masywne piaski drobnoziarniste z piaskami średnio- i gruboziarnistymi z domieszką żwirów (Sm, SGm).

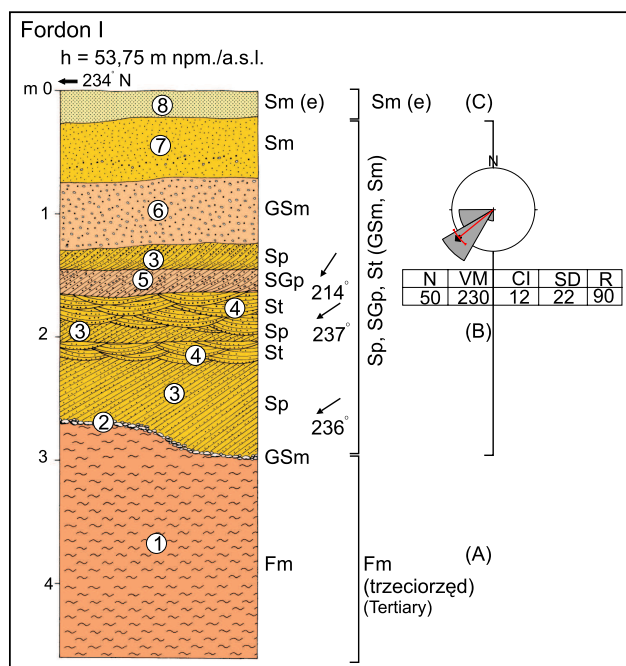


Ryc. 3. Budowa geologiczna teras w Kotlinie Toruńskiej koło Ostromecka (lokalizacja przekrojów na ryc. 1).

1 – torf, 2 – ił, 3 – mułek, 4 – mułek piaszczysty, 5 – piasek drobnoziarnisty, 6 – piasek średnioziarnisty, 7 – piasek gruboziarnisty, 8 – piasek i żwir, 9 – żwir, 10 – bruk erozyjny, 11 – glina zwałowa, utwory trzeciorzędowe: pliocen: 12 – ił, 13 – piasek drobnoziarnisty, 14 – piasek średnioziarnisty, miocen: 15 – piasek drobnoziarnisty, 16 – numery teras wg R. Galona (1953), e – osady eoliczne

Geological structure of the Toruń Basin terraces near Ostromecko (location of geological sections on Fig. 1)

1 – peats, 2 – clay, 3 – silt, 4 – sandy silt, 5 – fine-grained sand, 6 – medium-grained sand, 7 – coarse-grained sand, 8 – sand and gravel, 9 – gravel, 10 – pavement, 11 – till, Tertiary deposits: Pliocene: 12 – clay, 13 – fine-grained sand, 14 – medium-grained sand, Miocene: 15 – fine-grained sand, 16 – numbers of terraces after R. Galon (1953), e – aeolian deposits

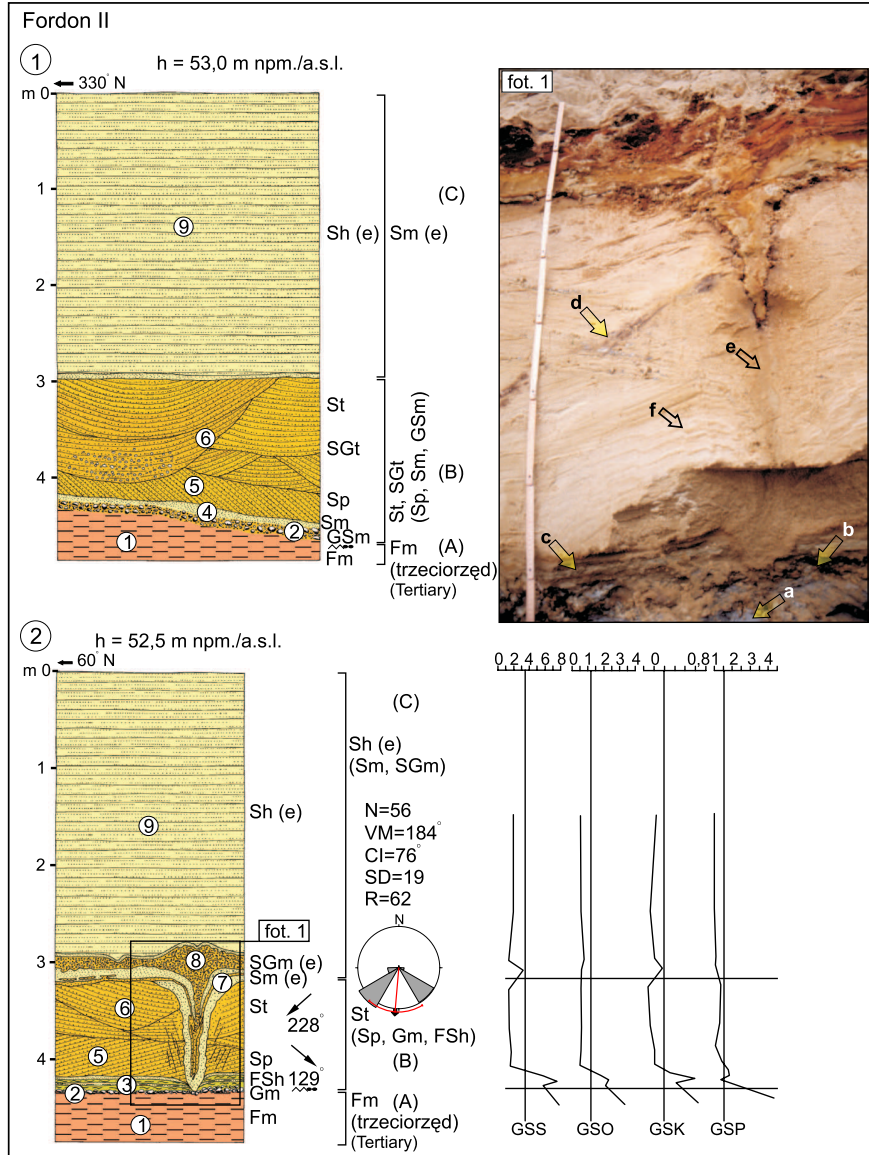


Ryc. 4. Budowa geologiczna terasy VIa w Bydgoszczy (stanowisko Fordon I)
1 – iły trzeciorzędowe, 2 – żwiry z piaskiem i głazami, 3 – piaski średnioziarniste o płaskim warstwowaniu przekątnym, 4 – piaski średnioziarniste o przekątnym warstwowaniu rynnowym, 5 – piaski gruboziarniste ze żwirami o płaskim warstwowaniu przekątnym, 6 – żwiry z piaskami gruboziarnistymi masywne, 7 – piaski średnio- i gruboziarniste masywne, 8 – piaski drobnoziarniste masywne

Geological structure of the terrace VIa in Bydgoszcz (Fordon I site)

1 – Tertiary clays, 2 – gravel with sand and boulders, 3 – medium-grained planar cross-bedded sand, 4 – medium-grained trough cross-bedded sand, 5 – coarse-grained planar cross-bedded sand with gravel, 6 – massive coarse grained gravel and sand, 7 – massive medium- and coarse-grained sand, 8 – massive fine-grained sand

Dominującą litofacją osadów rzecznych są piaski średnioziarniste o warstwowaniu przekątnym rynnowym (St). Wielkość średniej średnicy ziarna tego osadu wynosi 1,93–1,96 phi. Jest to osad umiarkowanie dobrze wysortowany (wartości GSO od 0,53 do 0,56 phi), o rozkładzie uziarnienia w przybliżeniu symetrycznym (GSK od -0,07 do 0,04) i mezokurtycznym (GSP od 1,00 do 1,01). Litofacją drugorzędą jest bruk korytowy, reprezentowany przez masywne żwiry piaszczyste z lokalnie występującymi głazami (profil 1) lub żwiry o piaszczystym matriksie z pojedynczymi głazami (profil 2). Ponad nimi występuje warstwa masywnego piasku drobnoziarnistego o miąższości do 10 cm (profil 1) lub warstwa mułków ilastych z horyzontalnymi laminami piasku drobnoziarnistego



Ryc. 5. Budowa geologiczna terasy VIb w Bydgoszczy (stanowisko Fordon II)
 1, 2 – profile szczegółowe, fot. 1 – osady terasowe z klinem z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym (profil 2): a – mułek ilasty (miocen), b – bruk erozyjny, c – laminowane mułki ilaste i piaszki pylaste, d – powierzchnie graniczne zestawów lamin warstwowania przekątnego rynnowego z wkładkami trzeciorzędowych ilów, e – piaszczyste wypełnianie struktury klina, f – uskoki normalne, 1 – il (miocen), 2 – żwir z głazami, 3 – mułek masywny z przewarstwieniami piasku drobnoziarnistego, 4 – piasek drobnoziarnisty masywny,

(GSS od 1,36 do 1,72 phi, profil 2, fot. 1 na ryc. 5). Wartości wskaźnika wysortowania tego osadu (GSO) wynoszą 0,55–0,58 phi (umiarkowanie dobrze wysortowany), a rozkłady uziarnienia są skośne ujemnie lub w przybliżeniu symetryczne (GSK od –0,11 do 0,01) oraz mezo- i leptokurtyczne (GSP od 1,04 do 1,35). Litofację drugorzędą stanowią również piaski o przekątnym płaskim typie warstwowania (Sp), dla których wskaźnik GSS wynosi 1,24–1,39 phi.

Osady budujące terasę VI w Bydgoszczy zostały zdeponowane w obrębie koryta piaskodennej rzeki roztokowej, której zasięg erozji wgłębnej wyznacza warstwa bruku korytowego (b na fot. 1 na ryc. 5). Przepływy korytowe zaznaczyły się powstaniem piaszczystych odsypów przyrostu dystalnego (Sp) w czasie opadania wezbrania. W głębszej części koryta bardziej energetyczny przepływ związany był z depozycją szybko transportowanego materiału w kanałach międzyodsypowych (St, SGt). Wysokoenergetyczny charakter tego subsródowniska podkreślają liczne wkładki niebiesko-brunatnych ilów z trzeciorzędu, znajdujące się wzdłuż powierzchni granicznych zestawów warstwowania rynnowego (d na fot. 1, ryc. 5). Analiza kierunków paleoprądów wykazała średni kierunek wektora wypadkowego $VM=184^\circ$. Początkowo wody w korycie odpływały w kierunku południowo-wschodnim ($VM=129^\circ$), później, w kanałach międzyodsypowych, odpływ odbywał się na południowy zachód ($VM=228^\circ$). Powyższa zmienność kierunków paleoprądów może być wynikiem przeciągnięcia wód Brdy w poziomie terasy VIb w kierunku przełomowego odcinka doliny Wisły pod Fordonem.

Strukturę osadów serii rzecznej w stanowisku Fordon II deformuje klin mrozowy z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym (Goździk, 1973, 1995). Wypełniają go piaski drobnoziarniste, które przechodzą ku górze w średnio- i gruboziarniste. W części stropowej klina zaznacza się niewielkie wyniesienie utworzone przez piaski gruboziarniste ze żwirem (profil 2 na ryc. 5). Osady te mają kontynuację w kopalnym stropie serii rzecznej. Efektem sukcesywnego wypełnienia szczelin elementarnych klina mrozowego jest widoczna w jego dolnej i środkowej części foliacja (Goździk, 1995) (e na fot. 1, ryc. 5). Wypełnienie

←
5 – piasek średnioziarnisty o płaskim warstwowaniu przekątnym, 6 – piasek średnioziarnisty i piasek ze żwirem o przekątnym warstwowaniu rynnowym, 7 – piasek drobnoziarnisty masywny z przewarstwieniami żwirów, 8 – piasek średnio- i gruboziarnisty masywny ze żwirem, 9 – piasek średnio- i drobnoziarnisty warstwowany poziomo (eoliczne piaski pokrywowe)

Geological structure of the terrace Vb in Bydgoszcz (Fordon II site)
1, 2 – detailed outcrops, phot. 1 – terraces deposits with wedge structure of primary infilling (outcrops 2): a – clayed silt (Miocene), b – pavement, c – parallel laminated clayed silt and silty sand, d – bedding surfaces of cross-bedded sand with insertions of Tertiary clay, e – sand wedge with primary infilling, f – normal faults, 1 – clay (Miocene), 2 – gravel with boulders, 3 – massive silt with fine-grained sand layers, 4 – massive fine-grained sand, 5 – medium-grained planar cross-bedded sand, 6 – trough cross-bedded medium-grained sand and sand with gravel, 7 – massive fine-grained sand with gravel layers, 8 – medium- and coarse-grained sand with gravel, 9 – horizontally bedded medium- and fine-grained sand (aeolian cover sands)

szczeliny początkowo piaskami drobnymi, a później gruboziarnistymi i żwirami, powodowane było większą szerokością szczelin elementarnych w górnej części klina. Omawiany przykład klina z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym jest charakterystyczny dla obszarów z klimatem peryglacjalnym suchym, w którym istniała możliwość eolicznej dostawy materiału gromadzonego w obrębie struktur szczelinowych kontrakcji termicznej (Goździk, 1973, 1995).

Strop serii rzecznej w obrębie stanowiska Fordon II, wyznaczony przez wglębny zasięg eolicznego kompleksu litofacjalnego (C na ryc. 5), jest zatem rzeczywistą, kopalną powierzchnią terasy o wysokości 50 m npm. Wysokość ta nawiązuje do niższego poziomu terasy VIb na południe od Ostromecka (ryc. 1). Na zachód od Bydgoszczy dno pradoliny Noteci-Warty ma wysokość odpowiadającą wyższemu poziomowi tej terasy. Zatem terasa VIb na stanowisku Fordon II, o powierzchni przykrytej warstwą eolicznych piasków pokrywowych, jest poziomem, w którym Brda, płynąca początkowo na południe, zaczęła kierować się na wschód w kierunku doliny Wisły.

Zmiany przepływu wód w przełomowym odcinku doliny Wisły poniżej Fordonu

Z rozwojem systemu odwodnienia w okolicy Bydgoszczy na przełomie górnego plenivistulianu i późnego glacjału związane jest powstanie przełomowego odcinka doliny Wisły poniżej Fordonu. W przełomie tym, podczas recesji lądolodu z obszaru Wysoczyzny Świeckiej wody roztopowe płynęły na południe, co doprowadziło do powstania erozyjnego poziomu wód roztopowych o wysokości 83–86 m npm. (Niewiarowski, 1987). Południowy kierunek odwodnienia mógł się tu jeszcze utrzymać podczas fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia, na co wskazuje rozwój sandrów Wdy i Mątawy (Galon, 1934; Niewiarowski, 1987; Wiśniewski, 1992).

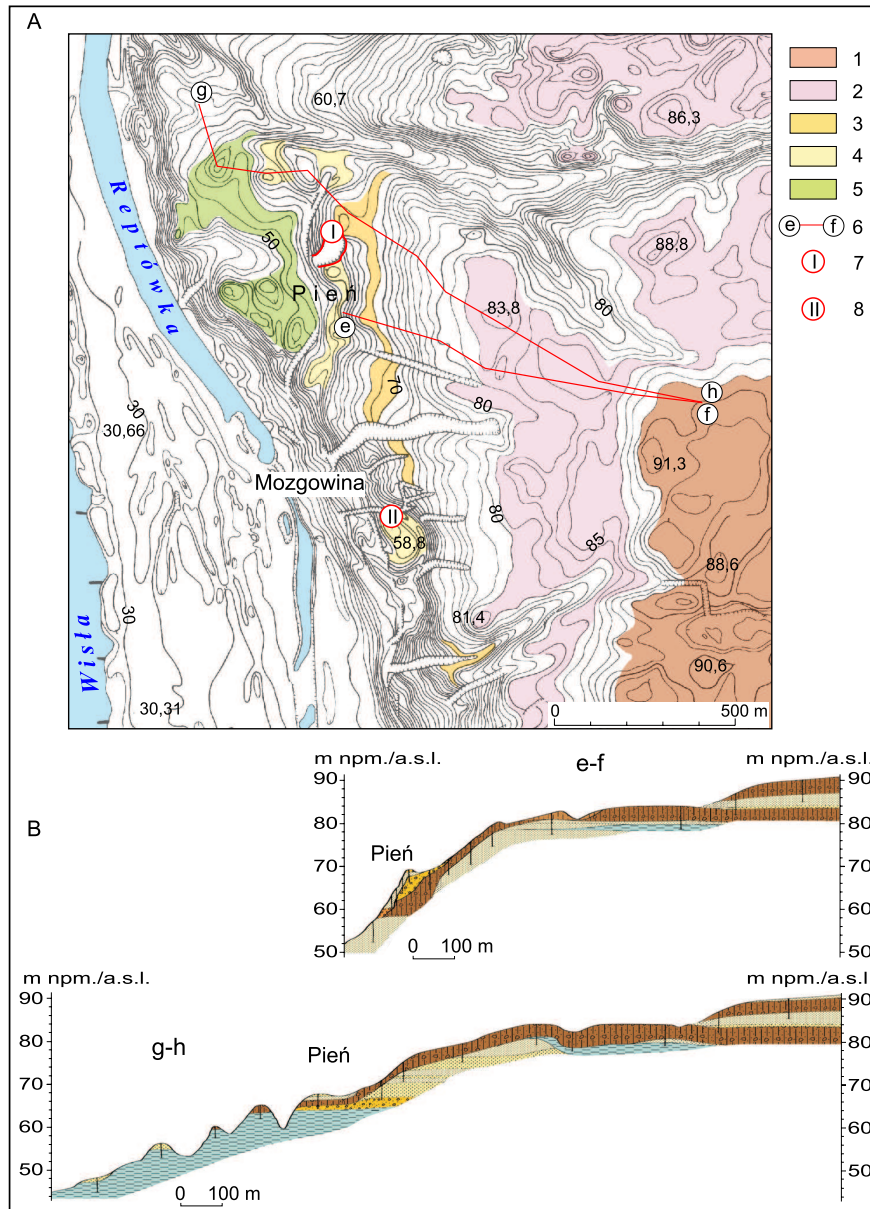
Zmiana kierunku przepływu wód poniżej Fordonu na północny została zapoczątkowana według R. Galona (1961, 1968) w najstarszym dryasie, w poziomie terasy Vc (IX). Początkowo przepływ wód Wisły pod Fordonem miał charakter bifurkacyjny, tzn. część wód kierowała się na zachód pradoliną Noteci-Warty, a część na północ. W ten sposób, zdaniem R. Galona (1961), wody płynęły w poziomach teras od IX do VI. Skierowanie się Wisły wyłącznie na północ nastąpiło według R. Galona (1961, 1968) w allerödzie, według L. Roszko (1968) – w starszym dryasie lub, jak twierdzi B. Augustowski (1982), w böllingu (na podstawie badań E. Drozdowskiego, 1974). Podobnie wcięcie się wód Wisły w poziom terasy VI A. Tomczak (1987) datuje na przełom najstarszego dryasu i böllingu. Zdaniem W. Niewiarowskiego (1987) mogło to nastąpić około 14 000 lat temu. Autor ten uważa datę skierowania się wód Wisły na północ za kwestię otwartą i wymagającą dalszych badań. Pogląd o bifurkacji Wisły w okolicy Fordonu kwestionuje E. Wiśniewski (1990, 1992) – według niego skierowanie się wód Wisły na północ nastąpiło w poziomie terasy VI.

Impulsem do skierowania się wód Wisły na północ był zanik martwych lodów pogrzebanych tu w osadach glacialnych (Niewiarowski, 1987). Na istnienie rynny subglacialnej w linii doliny Wisły wskazywali m.in. R. Galon (1934) oraz J. E. Mojski (1980).

Najwyżej położonym i najstarszym z zachowanych poziomów, świadczących o przepływie wód w przelomowym odcinku doliny Wisły poniżej Fordonu, jest erozyjny poziom wód roztopowych, położony w okolicy wsi Pień na wysokości 83,0–85,0 m npm. (Niewiarowski, 1968, 1987). Jego powierzchnię lokalnie pokrywają osady akumulacji glaciofluwialnej, co potwierdza jego erozyjny charakter. Poziom ten leży o około 6 m niżej w stosunku do Wysoczyzny Chełmińskiej (ryc. 6A). Jego powierzchnia sięga stropu dolnego pokładu gliny zwałowej budującej tę wysoczyznę (ryc. 6B). Gлина ta zalega na osadach mułkowo-ilastych oraz piaskach drobno- i średnioziarnistych. Buduje ona również górną część zbocza doliny Wisły koło wsi Pień; jej miąższość wynosi tu 1,5–2 m.

Na zboczu doliny Wisły w okolicy wsi Pień występuje spłaszczenie o wysokości 68–69,0 m npm., a więc około 6–7 m poniżej erozyjnego poziomu przepływu wód roztopowych (ryc. 6B). Jest ono zaznaczone na mapach geomorfologicznych ark. Unisław i Trzeciewiec (Niewiarowski, 1968; Olszewski, 1968), ale jego budowa geologiczna nie została opisana. Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że poziom ten buduje seria piaszczysto-żwirowa o miąższości do 2,8 m. Osady te zalegają na brunatnej glinie zwałowej, której ciągła warstwa przebiega wyżej na zboczu doliny Wisły (ryc. 6B). W stanowisku Pień wyróżniono piaszczysto-żwirowy zespół litofacjalny St, GSm (SGt, Sp, Sm, Sr). Jego podłożem jest glina morenowa (Dmm, Dm-(d)), w której występują drobne rozwleczenia oraz rozciągnięte fałdki czerwonego diamiktonu morenowego (ryc. 7A). Analiza pomiarów orientacji dłuższej osi głazików wykazała wartość wektora wypadkowego $VM=138^\circ$, przy współczynniku ufności $CI=14^\circ$. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej analizowanej gliny morenowej (o zawartości węglanów 9,8%), dominują skandynawskie skały krystaliczne (63%), zaznacza się duży odsetek piaskowców północnych ($Pp=18,0\%$) i niska zawartość wapieni paleozoicznych ($Wp=16,3\%$). Udział powyższych grup petrograficznych oraz wartości współczynników petrograficznych są zbieżne z cechami petrograficznymi dolnej gliny z Łążyna, opisywanej przez W. Wysotę (2002) w stanowisku Unisław. Ponadto wspólną cechą tych glin jest podobna wysokość ich spągu (Unisław około 53,5 m npm., Pień 58 m npm.). W stanowisku Pień warstwa tej gliny zalega na piaskach drobno- i średnioziarnistych, które wypełniają kopalne obniżenie. Fakt ten oraz niewielka wysokość zalegania opisywanej gliny może potwierdzać starsze założenie odcinka doliny Wisły pomiędzy Kotliną Toruńską a Basenem Unisławskim (ryc. 6B).

Na glinie morenowej w stanowisku Pień występuje piaszczysto-żwirowy zespół litofacjalny o miąższości 2,8 m (ryc. 7A). Tworzą go piaski o średnioskalowym przekątnym warstwowaniu rynnowym (St, SGt), których średnia średnica



Ryc. 6. Rzeźba (A) i budowa geologiczna (B) wschodniego zbocza przełomu Wisły w okolicy wsi Pień i Mozgowina

1 – wysoczyzna morenowa, 2 – erozyjny poziom wód roztopowych (80–85 m n.p.m.), 3 – terasa 68,0–69,0 m n.p.m., 4 – terasa 58–60 m n.p.m., 5 – terasa VI (53 m n.p.m.), 6 – przekroje geologiczne, 7 – stanowisko Pień, 8 – stanowisko Mozgowina, objaśnienia do przekrojów geologicznych jak na ryc. 3

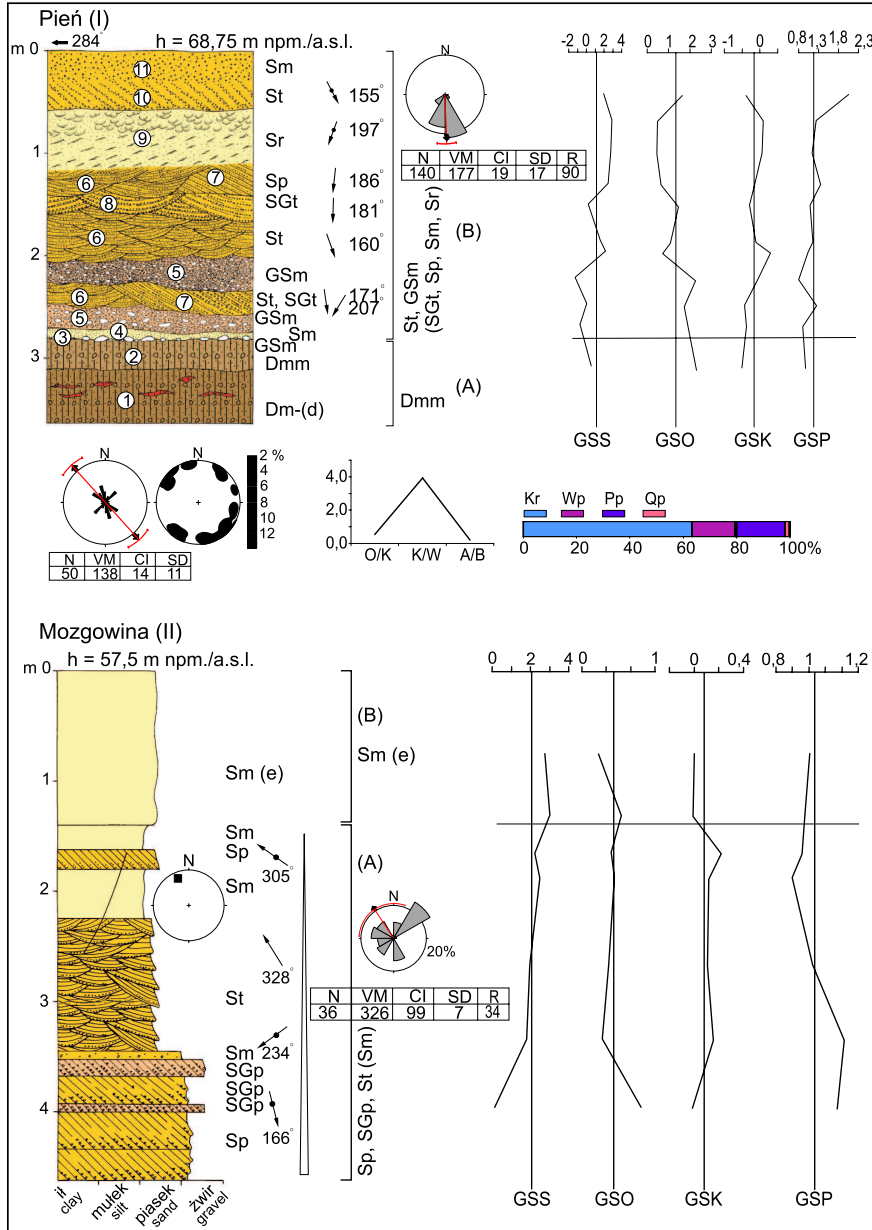
ziaren wynosi 0,22–2,18 phi. W kierunku stropu są one gorzej wysortowane (od umiarkowanie dobrze do bardzo słabo wysortowanych: GSO od 0,72 do 1,63 phi), a rozkłady uziarnienia zmieniają się od skośnych dodatnio do bardzo skośnych ujemnie (GSK od 0,29 do –0,39). Powyższe wskaźniki uziarnienia wskazują na umiarkowaną dynamikę środowiska depozycyjnego oraz na osadzanie materiału przemieszczanego saltacyjnie i w trakcji. Litofacje te zalegają na warstwie bruku korytowego (GSm). Wyznaczone dla niego wskaźniki uziarnienia wskazują na dużą energię i dynamikę środowiska depozycyjnego. Ponadto listwę terasy o wysokości 68–69,0 m npm. w stanowisku Pień budują przewarstwienia masywnych piasków drobnoziarnistych oraz piasków o płaskim warstwowaniu przekątnym i laminacji riplemarkowej (ryc. 7A). Litofacje dominujące (St, SGt) powstawały w głębszej części koryta piaskodennej rzeki roztokowej. Początkowo w korycie formowały się żwirowe pokrywy denne (GSm), na których deponowane były litofacje trójwymiarowych megariplemarków (St, SGt). Osłabieniu dynamiki środowiska sedymentacyjnego podczas opadania wezbrania towarzyszyło powstanie pojedynczych odsypów przyrostu dystalnego (Sp), formowanych przy umiarkowanej dynamice środowiska depozycji. W czasie stanów wód niskich, płytkiego i niskoenergetycznego przepływu, tworzyło się dno riplemarkowe (litofacje Sr). Kierunki paleoprądów struktur warstwowania przekątnego wskazują na przepływ wód w kierunku południowym ($VM=177^\circ$), zmieniającym się w zakresie 171° – 186° , przy znacznej wartości współczynnika zwartości $R=90$ i wąskim przedziale ufności $CI=19^\circ$.

Cechy strukturalno-teksturalne osadów w stanowisku Pień oraz wykonane w jego otoczeniu przekroje geologiczne dowodzą istnienia w poziomie o wysokości 68,0–69,0 m npm. przepływu wód na południe, w kierunku Kotliny Toruńskiej. Wody te mogły uchodzić w północnej części kotliny, w poziomie terasy IX, która ma tu wysokość około 67,5 m npm.

Wschodnie zbocze doliny Wisły poniżej Fordonu urozmaicone jest szeregiem wyniesień, rozdzielonych południkowo przebiegającymi rozcięciami o głębokości do 3 m (ryc. 6). Rzędne niektórych z tych obniżień osiągają wartość 60 m npm. Otaczające je pagórki i wały są zbudowane z gliny zwałowej, zalegającej na iłach zastoiskowych (ryc. 6B). Wysokość 57,5–60,0 m npm. ma również wąska listwa terasowa, ciągnąca się na południe od wsi Pień i w okolicy wsi Mozgowina (ryc. 6). Budujące ją osady zaliczono do dwóch kompleksów litofacjalnych (ryc. 7B). Najniższe położenie zajmują piaski średnioziarniste i piaski ze żwirami o przekątnym płaskim warstwowaniu (Sp, SGp), z podrzędną litofacją piasków masywnych (Sm). Wartości GSS tych osadów wynoszą 0,31–0,9 phi, natomiast

Surface relief (A) and geological structure (B) eastern slope of the Vistula River gap at Pień and Mozgowina

1 – morainic plateau, 2 – meltwater erosional plain, 3 – terrace 68,0–69,0 m a.s.l.,
4 – terrace 58–60 m a.s.l., 5 – terrace VI (53 m a.s.l.), 6 – geological sections, 7 – Pień site,
8 – Mozgowina site, explanation for geological section on Fig. 3



Ryc. 7. Budowa geologiczna teras północnej części przełomu pod Fordonem:

A – terasa 68–69 m npm. (stanowisko Pień), B – terasa 58–60 m npm.

(stanowisko Mozgowina)

1 – glina zwałowa brunatna z czerwonymi smugami, 2 – glina zwałowa szarobrunatna,

GSO 0,41–1,21 phi (osad dobrze wysortowany). Powstanie średnioskalowych, piaszczystych litofacji Sp należy wiązać z dystalnym przyrostem piaszczystych odsypów poprzecznych w warunkach początkowo zmiennej dynamiki środowiska depozycyjnego podczas opadania wezbrania. Odsypy te były później rozcinały kanałami międzyodsypowymi. Znacznemu spadkowi energii wód i większej zmienności warunków sedimentacji towarzyszyło powstanie litofacji masywnych piasków drobnoziarnistych i piasków o płaskim warstwowaniu przekątnym, budujących niskie odsypy poprzeczne. Tworzenie się litofacji Sm mogło być związane ze wzmożeniem procesów eolicznych i zwiększeniem dostawy materiału do koryta rzecznej przez procesy wiatrowe (Kozarski i Rotnicki, 1977).

Orientacja struktur kierunkowych warstwowań przekątnych wykazała dla całej serii osadów rzecznych znaczną zmienność kierunków paleoprądów ($CI=99^\circ$, $R=34$). Dla spągowych litofacji Sp oraz SGp kierunek wypadkowy zapadania lamin jest południowy ($VM=166^\circ$), zaś dla osadów zalegających powyżej (litofacje St), mieści się w przedziale od 234° do 328° (ryc. 7B). Powyższe zmiany kierunku paleoprądu (w zakresie 116°) następowały w korycie piaszczysto-zwirowej rzeki roztokowej o odsypowym stylu sedimentacji i zmniejszającej się energii środowiska depozycji.

W środkowej części profilu w stanowisku Mozgowina zlokalizowany został uskok normalny o orientacji upadu płaszczyzny uskokowej 344° . Jego powstanie może potwierdzać konserwowanie obniżenia na linii dzisiejszej doliny Wisły przez martwe lody. Ich wytopienie nastąpiło po depozycji serii piaszczysto-zwirowej stanowiska Mozgowina. Na takie obniżenie wytopiskowe w Łoskoniu wskazuje J. Kordowski (2001).

Analiza litofacyjna osadów stanowiska Mozgowina wykazała formowanie się w poziomie terasy 58–60 m n.p.m. inicjalnego przepływu wód rzecznych na północ z Kotliny Toruńskiej do Basenu Unisławskiego. Mógł on przebiegać ponad bryłami martwego lodu, konserwującego w części analizowany odcinek doliny Wisły. Występujące w dolnej części profilu Mozgowina litofacje Sp, powstałe w czasie przepływu wód na południe, mogą należeć do serii rzecznej stanowiska Pień.

- ←
- 3 – głazy, 4 – piaski drobnoziarniste masywne, 5 – żwir z głazami i piaskiem gruboziarnistym, 6 – piaski średnio- i drobnoziarniste o przekątnym warstwowaniu rynnowym, 7 – piaski średnioziarniste ze żwirami o rynnowym warstwowaniu przekątnym, 8 – piaski gruboziarniste ze żwirami o przekątnym warstwowaniu rynnowym, 9 – piaski drobnoziarniste o przekątnej laminacji riplemarkowej, 10 – piaski średnioziarniste o płaskim warstwowaniu przekątnym, 11 – piaski średnioziarniste masywne
- Geological structure of the terraces in the northern part of the Vistula River gap at Fordon:
 A – terrace 68–69 m a.s.l. (Pień site), B – terrace 58–60 m a.s.l. (Mozgowina site)
 1 – brown till with red streaks, 2 – grey-brown till, 3 – boulders, 4 – massive fine-grained sand, 5 – gravel with boulder and coarse-grained sand, 6 – trough cross-bedded medium- and fine-grained sand, 7 – trough cross-bedded medium-grained sand with gravel, 8 – trough cross-bedded coarse-grained sand with gravel, 9 – ripple cross-laminated fine-grained sand, 10 – planar cross-bedded medium-grained sand, 11 – massive medium-grained sand

Mała liczba odsłoneń i brak innych przesłanek potwierdzających te przypuszczenia stwarzają potrzebę dalszych badań dotyczących sposobu i czasu zmiany kierunku odpływu wód Wisły pomiędzy Kotliną Toruńską a Basenem Unisławskim.

W obrębie zbocza doliny Wisły, w okolicy wsi Pień i Mozgowina występuje także listwa terasy o wysokości 52–53 m npm. (ryc. 6A). Jej wysokość odpowiada wysokości terasy VI w Basenie Unisławskim (Niewiarowski, 1987). Powierzchnię tej terasy w pobliżu wsi Pień urozmaicają przebiegające południkowo wydłużone obniżenia, których dna osiągają rzędne poniżej 50 m npm. Otaczające je pagórki mają pokrywę piasków średnioziarnistych, leżących na ilach zastoiskowych (ryc. 6B). Terasa ta powstała podczas przepływu wód z Kotliny Toruńskiej do Basenu Unisławskiego.

Wnioski

1. Powstanie w okolicy Bydgoszczy teras pradolinnych niższych od terasy IX było predysponowane istnieniem tu kopalnych dolin z interglacjału eemskiego i ze stadiału Świecia.

2. Do koncentracji przepływu wód w wąskim pasie w północnej części Kotliny Toruńskiej (przepływy w poziomach teras VIII–VI) pod koniec górnego plenivistulianu przyczyniły się prawdopodobnie postglacioizostatyczne ruchy kompensacyjne antyklinorium środkowopolskiego w strefie jego wałów, poduszek i spęczeń solnych.

3. W górnym plenivistulianie w północnej części Kotliny Toruńskiej funkcjonowała piaskodenna rzeka roztokowa o zmiennym reżimie przepływu. Początkowo, po wcięciu się wód w powierzchnię terasy IX, dominował w niej odsypowy styl sedimentacji. Rozwój przepływów w kanałach międzyodsypowych przeważał w niższym poziomie terasy VI (VIb).

4. Dwudzielność wysokościowa niektórych teras na południe od Ostromecka oraz istnienie wydłużonych obniżen na powierzchni coraz to niższych teras, które mogą być śladami dawnych koryt rzeki, świadczy o zwiększającym się znaczeniu erozji wgłębnej w zwężającym się dnie doliny rzecznej.

5. Wyższy poziom terasy VI (VIa) w okolicy Bydgoszczy powstał jeszcze w czasie funkcjonowania pradoliny Noteci-Warty. Genezę niższego poziomu tej terasy (VIb), który występuje na południe od Ostromecka oraz w Fordonie pod przykryciem osadów eolicznych, można wiązać z przepływem wód Wisły i Brdy wyłącznie w kierunku przełomu fordońskiego.

6. Badania geomorfologiczne prowadzone w północnej części przełomu Wisły pod Fordonem pozwoliły na wyróżnienie terasy o wysokości 68–69 m npm. (stanowisko Pień). Powstała ona w wyniku przepływu wód na południe, w kierunku Kotliny Toruńskiej, w poziomie terasy IX (67,5 m npm.) w północnej części Kotliny. Przepływ wód miał stosunkowo wysoką energię i funkcjonował w głębszej części koryta piaskodennej roztoki. Towarzyszyło temu formowanie

w korycie zwirowych pokryw dennych, na których deponowane były litofacje trójwymiarowych megariplemarków. Powyższe wyniki badań skracają proponowany przez R. Galona (1961, 1968) czas trwania fazy bifurkacji Wisły pod Fordonem, ponieważ wyłączają z niej terasę IX.

7. W przełomie fordońskim Wisły zachowała się też wąska listwa terasy o wysokości 58–60 m npm. Jej powstanie należy łączyć prawdopodobnie z inicjalnym przepływem wód rzecznych na północ, z Kotliny Toruńskiej do Basenu Unisławskiego. W powstaniu tej terasy nie można również wykluczyć działalności innych cieków płynących z sąsiedniej wysoczyzny morenowej, które mogły tu być dopływami Wisły. Przepływ ten przebiegał prawdopodobnie jeszcze ponad bryłami martwego lodu lodowcowego, które były pogrzebane w linii dzisiejszej doliny Wisły poniżej Fordonu. Brak innych przesłanek i dowodów potwierdzających te tezy stwarzają potrzebę dalszych badań ewolucji i czasu zmiany kierunku przepływu wód Wisły pomiędzy Kotliną Toruńską a Basenem Unisławskim. Jeżeli mówić o fazie bifurkacji Wisły pod Fordonem (Galon, 1961, 1968), to trwała ona krócej niż dotychczas przyjmowano, gdyż bifurkacja na pewno nie istniała jeszcze co najmniej w poziomie terasy IX. Kwestia istnienia bifurkacji Wisły w poziomie teras VIII i VII wymaga dalszych badań na większym obszarze dolnego Powiśla.

Piśmiennictwo

- Augustowski B., 1982, *Charakterystyka geomorfologiczna*, [w:] B. Augustowski (red.), *Dolina dolnej Wisły*, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk-Łódź, s. 61–79.
- Baraniecka M.D., 1980, *Geneza elementów wklęsłych powierzchni podłoża czwartorzędu na obszarze walu kujawskiego i niecki warszawskiej*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 322, Z Badań Czwartorzędu w Polsce, 24, s. 31–64.
- Brykczyński M., 1986, *O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Niżu Polskiego w czwartorzędzie*, Przegląd Geograficzny, 58, 3, s. 411–440.
- Churski Z., 1968, *Mapa geomorfologiczna Polski 1:50 000, ark. Bydgoszcz Wschód*, Instytut Geografii PAN, Toruń.
- Dadlez R., 1980, *Fault pattern in Polish Lowlands and its bearing on the Permian-Mesozoic evolution of the area*, Przegląd Geologiczny, 28, 5, s. 278–286.
- Dadlez R., Dembowska J., 1965, *Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego*, Prace Instytutu Geologicznego, 40.
- Drozdowski E., 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, Prace Geograficzne, IG PAN, 104.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Badania Geograficzne nad Polską Północno-Zachodnią, 12–13.
- , 1953, *Morfologia doliny i zandru Brdy*, *Studia Societatis Scientiarum Torunensis*, C. 1, 6.
- , 1961, *Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway*, Prace Geograficzne, IG PAN, 29.
- , 1968, *New facts and problems pertaining to the origin of the Noteć Warta Pradolina and the valleys linked with it*, Przegląd Geograficzny, 40, 2, s. 307–315.
- Goździk J., 1973, *Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce*, *Acta Geographica Lodziensia*, 31.

- , 1995, *Struktury szczelinowe kontrakcji termicznej*, [w:] E. Mycielska–Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych, wybrane metody i interpretacja wyników*, Wydawnictwo UW, Warszawa, s. 257–266.
- Kordowski J., 1997, *Morfologia i budowa geologiczna równiny zalewowej Wisły na odcinku Solec Kujawski–Strzelce Dolne*, Top Kurier, Toruń.
- , 2001, *Rola martwych lodów w kształtowaniu rzeźby Basenu Unisławskiego*, Przegląd Geologiczny, 49, 10, s. 918–922.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1977, *Valley floors and changes of river patterns in the North Polish Plain during the Late-Würm and Holocene*, *Questiones Geographicae*, 4, s. 51–93.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1992a, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000*, ark. Bydgoszcz Wschód, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 1–38.
- , 1992b, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. Bydgoszcz Wschód, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Krygowski B., 1962a, *Rola glaciekttoniki w rozwoju niżowej części Polski zachodniej*, *Czasopismo Geograficzne*, 33, 3, s. 313–325.
- , 1962b, *Uwagi o niektórych typach zaburzeń glaciekttonicznych niżowej części Polski zachodniej*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 9, s. 61–94.
- , 1974, *Niektóre problemy z morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 27, Seria A, s. 89–159.
- Lencewicz S., 1927, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 2, 2, s. 67–220.
- Liszkowski J., 1975, *Wpływ obciążenia lodolodem na plejstocenijską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski*, [w:] J. Liszkowski, J. Stochlak (red.), *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 1, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 256–277.
- Liszkowski J., 1993, *The effects of Pleistocene ice-sheets loading – de-loading cycles on the bedrock structure of Poland*, *Wybrane zagadnienia neotektoniki Polski*, *Folia Quaternaria*, 64, s. 7–23.
- Makowska A., 1979, *Interglacja eemski w Dolinie Dolnej Wisły*, *Studia Geologica Polonica*, 63.
- , 1980, *Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian Glaciation in Lower Vistula Region*, *Quaternary Studies in Poland*, 2, 1, s. 37–56.
- Marek S., Znosko J., 1972, *Tektonika Kujaw*, *Kwartalnik Geologiczny*, 16, 1, s. 1–18.
- Mojski J. E., 1980, *Budowa geologiczna i tendencje rozwoju doliny Wisły*, *Przegląd Geologiczny*, 28, 6, s. 332–334.
- , 1981, *O genezie niektórych śródplejstocenijskich powierzchni na Nizinie Polskiej*, *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 321, s. 83–96.
- Niewiarowski W., 1968, *Mapa geomorfologiczna Polski 1:50 000*, ark. Unisław, Instytut Geografii PAN, Toruń.
- , 1983, *Postglacjalne ruchy skorupy ziemskiej na Pojezierzu Kujawskim w świetle badań geomorfologicznych*, *Przegląd Geograficzny*, 55, 1, s. 13–31.
- , 1987, *Evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and at the river gap to the north of Bydgoszcz-Fordon*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years, II*, *Geographical Studies, Special Issue*, 4, IGiPZ PAN, s. 233–252.
- Olszewski A., 1968, *Mapa geomorfologiczna Polski 1:50 000*, ark. Trzeciewiec, Instytut Geografii PAN, Toruń.
- Piotrowski A., 1991, *The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene*, *Kwartalnik Geologiczny*, 35, 2, s. 221–234.

- , 1999, *Wpływ zróżnicowania obciążenia strefy krawędziowej lądolodu na migrację soli*, *Przegląd Geologiczny*, 47, 11, s. 1016–1020.
- Roszko L., 1968, *Z historii rozwoju doliny dolnej Wisły*, *Folia Quaternaria*, 29, s. 97–108.
- Rühle E., 1973, *Ruchy neotektoniczne w Polsce*, [w:] E. Rühle (red.), *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 13–30.
- Tomczak A., 1987, *Evolution of the Vistula valley in the Torun Basin in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years, II*, *Geographical Studies, Special Issue*, 4, IGiPZ PAN, s. 207–232.
- Weckwerth P., 2004, *Morfogeneza wybranych obszarów Kotliny Toruńskiej a problem jej roli w układzie hydrograficznym podczas górnego plenivistulianu*, Instytut Geografii UMK, Toruń (maszynopis).
- Wiśniewski E., 1990, *Evolution of the Vistula Valley*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years*, *Geographical Studies, Special Issue*, 5, IGiPZ PAN, s. 141–146.
- , 1992, *Evolution of the lower Vistula River valley in Upper Pleni Vistulian*, *Questiones Geographicae, Special Issue*, 3, Poznań, s. 187–195.
- , 1993, *Morfogeneza doliny dolnej Wisły*, [w:] Z. Churski (red.), *Uwarunkowania przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne zagospodarowania dolnej Wisły*, Wydawnictwo UMK, Toruń, s. 35–50.
- Włodek M., 1980, *Młodszy plejstocen w rejonie Nakła nad Notecią*, *Przegląd Geologiczny*, 28, 8, s. 453–456.
- Wyrzykowski T., 1975, *Opracowanie mapy współczesnych bezwzględnych ruchów prędkości pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski, jako fragmentu mapy dla obszaru Europy wschodniej*, [w:] J. Liszkowski, J. Stochlak (red.), *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, t. 1, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 101–110.
- Wysota W. 2002, *Stratygrafia i środowiska sedimentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla*, Wydawnictwo UMK, Toruń.
- Zieliński T., 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedimentacji*, *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach*, 1398.
- , 1995, *Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych, wybrane metody i interpretacja wyników*, Wydawnictwo UW, Warszawa, s. 221–234.

[Wpłynęło: czerwiec 2005; poprawiono: styczeń 2006 r.]

PIOTR WECKWERTH

THE PROBLEM OF THE BIFURCATED FLOW OF THE VISTULA RIVER
AT FORDON (BYDGOSZCZ) AGAINST THE BACKGROUND OF THE EVOLUTION
OF THE TORUŃ BASIN AT THE END OF THE PLENIVISTULIAN

This article introduces an analysis of the morphology, aerial extent and features of the sedimentary environment to the terraces of the ice-marginal streamway in the northern part of the Toruń Basin near Bydgoszcz. The author has discerned three grades of terraces, among which terraces IX and VI have two morphological levels.

The majority of the Toruń Basin is occupied by terrace IX. Incised into its surface are terraces VIII to I, which might have developed through the presence of old valleys from the Eemian interglacial period, and especially its Świecie stadial. An analysis of the positions of ice-marginal streamway terraces below terrace IX (VIII–I), in relation to the structures of the Mesozoic bed, allows it to be concluded that the concentration of these terraces in a narrow belt in the north of the Toruń Basin might have been conditioned by postglacial compensation movements of the Central Polish Anticline. These most probably occurred in the area of salt pillows and swells to the north of Bydgoszcz.

The sedimentation of the deposits of the ice-marginal streamway terraces took place in the sedimentary environment of a braided sand-bed river channel with a fluctuating flow regime. Initially, it was bar-derived sedimentation that dominated in the braided river, (a result of the river cutting into the surface of terrace IX), but later this gave way to flow in deeper braided channels (the lower level of terraces VI–VI b). The higher level of terrace IX (VIb), which is situated to the south of Ostromecko, as well as in Fordon (as covered with aeolian deposits), may be connected with flows of the Vistula and Brda that were exclusively in the direction of the river gap at Fordon.

Geomorphological research on the north part of the Vistula river gap at Fordon has helped in differentiating a terrace at 68–69 m above sea level (research station "Pień"). This originated as a result of water flow to the south, towards the Toruń Basin, on the level of terrace IX (67.5 m a.s.l.) in the northern part of the Toruń Basin. This high-energy flow occurred mainly in deeper braided channels. The flow coincided with the formation of a gravel sheet on which three-dimensional dune lithofacies were deposited. The above research results imply a shorter duration for the phase of bifurcated flow of the Vistula at Fordon than was suggested by R. Galon (1961, 1968), due to the elimination of terrace IX. Moreover, a narrow ledge of a terrace at 58–60 m above sea level was left at the Vistula river gap at Fordon, its genesis being associated with an initial low-energy water flow north from the Toruń Basin into the Unisław Basin. It is also probable that there was an influence of the activity of other streams flowing from a nearby moraine plateau (which may have been Vistula tributaries), on the genesis of the terrace. The route of water flow at the level of the terrace 58–60 m above sea level probably ran above blocks of dead ice buried where the present-day Vistula Valley below Fordon is now situated. The lack of other proof confirming these arguments creates a need for further research on the evolution and changing time of the flow of Vistula water between the Toruń and Unisław Basins. If there was a bifurcation phase of the Vistula at Fordon (Galon, 1961, 1968), then it lasted for a shorter time than is generally assumed.