

Józef Edward MOJSKI

Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej

WSTĘP

Treścią niniejszego artykułu jest podsumowanie wyników polowych badań¹ autora, przeprowadzonych w zachodniej części Kotliny Płockiej, nad stratygrafią i paleogeografią schyłku plejstocenu, a także przedyskutowanie pewnych zagadnień z tego okresu na podstawie ostatnich publikacji i badań własnych.

Pod terminem: „schyłek plejstocenu“ autor rozumie, podobnie jak W. Szafer (1952) dla całej Polski, okres czasu, jaki upłynął od pobytu ostatniego lądolodu w obszarze Kotliny do końca młodszego dryasu włącznie. Dla pełnego przedstawienia i zrozumienia zdarzeń z tego okresu czasu omówiono również procesy zachodzące na początku holocenu.

ZARYS STRATYGRAFII OSADÓW ZŁODOWACENIA BAŁTYCKIEGO

1. Najstarszymi osadami nawiązującymi do zlodowacenia bałtyckiego są osady zastoiskowe (odsłonięcia w cegielniach koło Włocławka), wykształcone w postaci ilów i mulków warwowych oraz piasków, a także osady wodnolodowcowe w postaci piasków i piasków z różną domieszką żwirów (fig. 1). Te ostatnie zazębiają się w stropie z osadami młodszymi genezy glacialnej. Osady te nie miały żadnego znaczenia przy kształtowaniu się rzeźby u schyłku plejstocenu.

2. Na wyżej wymienionych osadach spoczywają osady akumulacji glacialnej. Składają się one z piasków, piasków ze żwirami i glazami, żwirów i gliny zwałowej (fig. 2, warstwa 2a). Różnorodności składu granulometrycznego odpowiada w tych osadach duże zróżnicowanie strukturalne. Osady są bądź bezstrukturalne wykazując ułożenie zwałowe, bądź też mają uławicenie poziome o różnej grubości warstw, ukośne, przekątne itp. Gлина zwałowa występuje w niewielkich płatach w kilku miejscach. Jest ona brunatna, wapnista, piaszczysta z dużą ilością glazów. Reprezentatywny profil osadów glacialnych ukazuje odsłonięcie na lewym brzegu Wisły w Zazamczu, poniżej Włocławka.

¹ Badania wykonywano w latach 1954, 1955 i 1957 w ramach prac nad Szczegółową Mapą Geologiczną Polski (J. E. Mojski, 1959). W artykule nie poruszono problematyki wynikającej z badań form i osadów prawego brzegu Wisły.

Miąższość osadów glacialnych nie przekracza na ogół 20 m. Na otaczających Kotlinę Płocką Wysoczyznach, Kujawskiej i Dobrzyńskiej, osadom tym odpowiada najmłodszy poziom gliny zwałowej.

3. Młodszy poziomem stratygraficznym są niewapniste piaski na ogół drobnoziarniste, w dolnej części zawierające niewielką domieszkę piasku gruboziarnistego i żwiru (fig. 2, poziom 3). Górna część piasków nie wykazuje warstwowania dzięki zatarciu wskutek procesów wietrzeniowych; w części dolnej udało się stwierdzić warstwowanie drobne, poziome, regularne, ku dołowi niespokojne i ukośne, przy wzrastającej domieszce ziarna grubszego.

Osady te o miąższości do 7 m wypełniają obniżenie rozciągające się wzdłuż ograniczającej Kotlinę Płocką od południa krawędzi wysoczyzny połodowcowej. W dalszej części artykułu obniżenie to nazywane jest obniżeniem rakutowskim.

Ku północy piaski wkraczają pokrywają do 3 m miąższości na powierzchnię osadów akumulacji glacialnej.

Charakter piasków, a więc ich struktura, zmienność w profilu pionowym i stosunek do innych osadów oraz kopalnej rzeźby, wskazuje, że należy je uznać za osady rzeczne, ku stropowi przechodzące w rzeczno-jeziorne i jeziorne.

4. Kolejno młodszym poziomem stratygraficznym są drobnoziarniste i mułkowane piaski jeziorne. Mają one zabarwienie szarozółte, są bezstrukturalne, a miejscami lekko wapniste. Piaski te występują na dwóch różnych obszarach; na północy, przykrywając dna płaskich obniżen powierzchni tarasu erozyjnego (fig. 2, poziom 4a) i na południu, wypełniając kilka obniżen jeziornych w obniżeniu rakutowskim (fig. 2, poziom 4b). Miąższość piasków wynosi na północy około 1,5 m, na południu od 3 do 5 m.

5. Osadom powyższym (4) odpowiadają wiekowo piaski wydmy. Do głębokości 2—3 m są one z reguły bezstrukturalne, drobnoziarniste, barwy jasnożółtej, sypkie. Niżej, w wielu miejscach, bez względu na typ wydmy, występują piaski różnoziarniste ze wzrastającą ku dołowi domieszką ziarna średnicy większej od 2 mm i różnym typie warstwowania, o czym będzie mowa niżej.

6. Przeważnie młodszymi od piasków wydmy są piaski i mady, z których zbudowane są dwa tarasy zalewowe Wisły, oraz torfy, namuły torfiaste, a także gytie i kredy jeziorne den zagłęben bezodpływowych i mniejszych dolin. Jak wynika z badań palynologicznych (Z. Borówko-Dłużakowa, 1959), tylko najniższe części niektórych z tych utworów mogą być starsze niż wydmy. Przeważnie więc są to osady holoceni.

Zgodnie z zakresem terminu „schyłek plejstocenu“ do okresu tego zaliczono osady poziomów 3, 4, 5 i częściowo 6.

MORFOGENEZA ZACHODNIEJ CZĘŚCI KOTLINY PŁOCKIEJ U SCHYLKU PLEJSTOCENU I W DOLNYM HOLOCENIE

Ostatnim lądolodem pokrywającym obszar Kotliny Płockiej był lądolód fazy poznańskiej (frankfurckiej) zlodowacenia bałtyckiego². Deglacja-

² Autor nie podziela poglądów S. Lencwicza (1927) i J. Lewińskiego (1924) o „zlodowaceniu dolinowym“ Kotliny Płockiej. Nie wytrzymują one konfrontacji ze szczegółowymi obserwacjami w terenie. Również E. Galon (1953a, str. 41) odrzucił koncepcję „zlodowacenia dolinowego“ w Kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej.

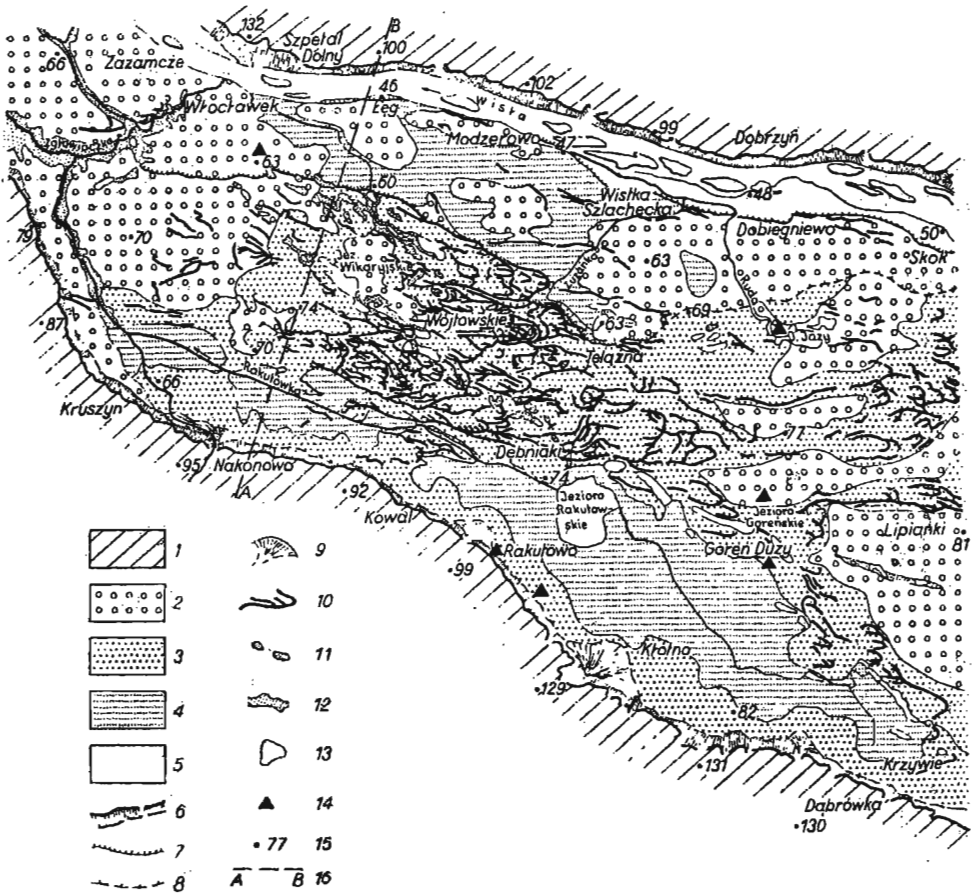


Fig. 1. Szkic geologiczno-geomorfologiczny zachodniej części Kotliny Płockiej

Geologic-geomorphologic diagrammatic map of the western part of the Płock depression

1 — glina zwałowa na wysoczyźnie polodowcowej, 2 — piaski i żwiry fluwioglacjalne i glacialne, 3 — piaski rzeczne, rzeczno-jeziorne i piaski jeziorne obniżenia rakutowskiego i środkowej części Kotliny, 4 — piaski jeziorne tarasu erozyjnego i obniżenia rakutowskiego, 5 — osady tarasów zalewowych Wisły, 6 — krawędź wysoczyzny polodowcowej, 7 — wyraźna krawędź poziomu fluwioglacjalnego i glacialnego oraz krawędź tarasu erozyjnego, 8 — niewyraźna krawędź poziomu fluwioglacjalnego i glacialnego, 9 — stożki napływowe, 10 — wydmy, 11 — większe zagłębienia wytopiskowe, 12 — rynny, 13 — większe jeziora, 14 — stanowiska struktur krioturbacyjnych ze schyłku zlodowacenia bałtyckiego, 15 — wysokość nad poziomem morza w metrach, 16 — linia przekroju A—B

1 — boulder clay on the postglacial plateau, 2 — fluvioglacial and glacial sands and gravels, 3 — fluvial, fluviallacustrine and lacustrine sands of the Rakutów basin and of the middle part of the depression, 4 — lacustrine sands of erosive terrace and Rakutów basin, 5 — deposits of flood terraces of Vistula river, 6 — edge of postglacial plateau, 7 — distinct edge of fluvioglacial and glacial horizon, and edge of erosive terrace, 8 — indistinct edge, 9 — alluvial cones, 10 — dunes, 11 — important melting depressions, 12 — flow channels, 13 — fairly lakes, 14 — localities of cryoturbation structures from the decline of the Baltic glatiation, 15 — altitude above sea level, in meters, 16 — line of sections A—B

cja jego odbywała się przez dzielenie się lodu na izolowane płyty i zamieranie ich na miejscu pod wzrastającą w miąższość pokrywę moreny ablacyjnej i osadów wodnolodowcowych wód, pochodzących głównie z top-

niejącego łądolodu aktywnego, a w mniejszym stopniu z tychże płatów lodu martwego.

Można podać szereg okoliczności³ sprzyjających rozwijaniu się martwych lodów w obszarze Kotliny Płockiej. Z przyczyna lokalnych należy wymienić niewielką miąższość łądolodu, co wynika z bliskiego położenia jego maksymalnego zasięgu. Inną okolicznością był fakt, że łądolód transgredował w rozległe obniżenie (dolinę?), jakim był obszar Kotliny Płoc-

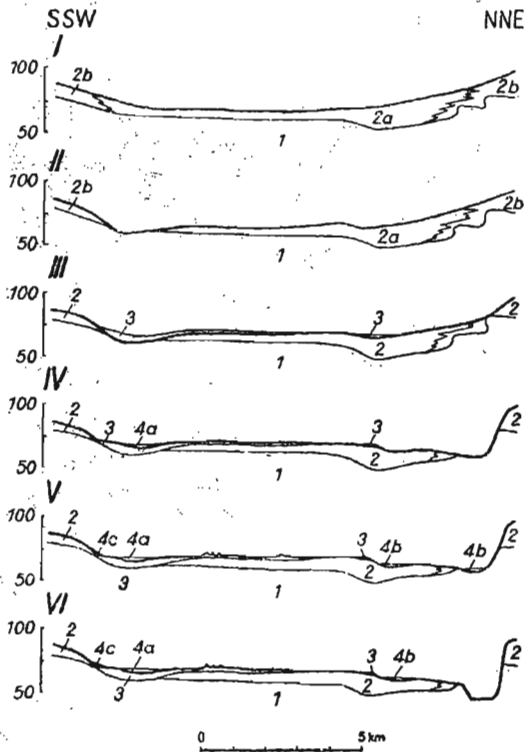


Fig. 2. Rozwój zachodniej części Kotliny Płockiej na linii przekroju A—B

Development of the western part of the Płock depression along section A—B

1 — Osady starsze od osadów zlodowacenia bałtyckiego, 2 — osady zlodowacenia bałtyckiego, 2a — osady zlodowacenia bałtyckiego o przewadze materiału piaszczysto-żwirowego, 2b — osady zlodowacenia bałtyckiego o przewadze gliny gwałowej, 3 — piaski rzeczne, rzeczno-jeziorne i jeziorne, 4a — piaski i mułki jeziorne obniżenia rakutowskiego, 4b — piaski jeziorne na tarasie erozyjnym, 4c — utwory pokrywowe w krawędzi wysoczyzny polodowcowej

I — Końcowy okres deglacjacji, II — interfaza pomiędzy fazą dobrzyńską i pomorską, III — schyłek fazy pomorskiej, IV — okres od Bölling po Allerød włącznie, V — młodszyszy dryas, VI — początek holocenu

1 — deposits older than deposits of the Baltic glaciation, 2 — deposits of Baltic glaciation, 2a — deposits of the Baltic glaciation with a predominance of sand-gravel material, 2b — deposits of the Baltic glaciation with a predominance of boulder clay, 3 — fluvial, fluvio-lacustrine and lacustrine sands, 4a — lacustrine sands and silts of the Rakutów basin, 4b — lacustrine sands on the erosive terrace, 4c — mantle deposits at edge of postglacial plateau I — final period of deglaciation, II — interphase between Dobrzyń and Pomorze phase, III — decline of the Pomorze phase, IV — period from Bölling through to Allerød, V — Younger Dryas, VI — commencement of Holocene

kiej. Położenie łądolodu w obniżeniu ułatwia podczas jego deglacjacji powstawanie martwego lodu (szybsze niż gdzie indziej zagrzebanie go pod osadami). Ważnym czynnikiem było też ukształtowanie zaplecza, na które łądolód wycofywał się. W stosunku do dawnego obniżenia zaplecze to było położone o kilkadziesiąt metrów wyżej (elewacja osadów trzeciorzędu na linii Dobrzyń-Szpetal).

³ Według W. Niewiarowskiego (1959, str. 8—13), który wnikliwie analizował warunki sprzyjające tworzeniu się martwych lodów w marginalnej strefie łądolodu.

Z przyczyn ogólnych, ułatwiających powstanie wielkich pól martwego lodu, należy wymienić intensywne topnienie lądolodu. Są podstawy do przypuszczeń, że deglacjacja lądolodu zlodowacenia bałtyckiego miała taki właśnie przebieg. Świadczą o tym najnowsze rezultaty badań nad geochronologią schyłku plejstocenu, zestawione m. in. przez E. de Geer (1956, 1957), H. Grossa (1958) i P. Woldstedta (1958). Wynika z nich, że recesja lądolodu bałtyckiego z linii jego maksymalnego zasięgu w Kotlinie Płockiej do linii wyznaczonej morenami fazy pomorskiej trwała około 3 do 4 tysięcy lat. Na intensywne tempo recesji tego lądolodu zwrócił również uwagę S. Majdanowski (1957, str. 43) opierając się na wyliczeniach F. Klutego (1951).

Oprócz procesów deglacjacji, mających charakter morfogenetycznie bierny, zaznaczało się działanie wód pochodzących z topniejącego lądolodu, jak również, choć w mniejszym stopniu, z poszczególnych brył martwego lodu. Wody te w jednych miejscach mogły erodować podłoże, w innych zaś akumulowały dużą ilość osadów piaszczysto-zwirowych, w miejscach zaś utraty siły prądu również drobnopiaszczystych. Ta granulometryczna zmienność widoczna jest doskonale w osadach poziomu drugiego (rozdział poprzedni).

Niezdecydowana, w sensie siły i kierunku, działalność wód roztopowych, stagnujące masy martwego lodu i bliskość lądolodu były powodem, że początkowo obszar Kotliny Płockiej nie miał stałego odwodnienia powierzchniowego. Dno jej było względnie płaskim obszarem (fig. 2, I), średnio 25 m niższym od otaczającej ją dzisiejszej wysoczyzny połudnowcowej. Dopiero uwolnienie przez lądolód dzisiejszej pradoliny Noteci zapoczątkowało, jak się zdaje, nowy etap rozwoju Kotliny Płockiej. Był on uwarunkowany erozją w pradolinie Noteci (S. Gadomska, 1957). Nastąpiło odwodnienie Kotliny Płockiej, ściągnięcie wód pod jej południowy brzeg, wzmożenie działalności erozyjnej i utworzenie rzeki energicznie erodującej. Ulokowanie się rzeki w południowej części Kotliny Płockiej było zapewne uwarunkowane istnieniem obniżenia wytworzonego przez różnicę w miąższości zasypania wodnolodowcowego między południową a północną częścią Kotliny Płockiej. Zasypanie to było bowiem grubsze w północnej części Kotliny aniżeli w południowej.

Podobnie predysponowane rozcięcia stwierdził np. W. Okołowicz (1956) w dolinie Wilii.

Rozmiary erozji były znaczne. Erozja wgłębną osiągnęła rozmiary 8—10 m (fig. 2, II).

Ós doliny odpowiada obecnemu biegowi Rakutówki, począwszy od Krzywiego, aż po Nakonowo. Dalszy jej kierunek jest trudniejszy do przesłędzenia. Stosunki geologiczne (fig. 1) zdają się wykluczać jej bieg wzdłuż krawędzi wysoczyzny połudnowcowej. Zapewne kierowała się ona na Włocławek.

Postój lądolodu na linii moren pomorskich (faza pomorska) zaznaczył się zasypaniem piaszczystym dolin przedpola, a więc pradoliny Noteci (R. Gałun, 1953b). Wody odpływające z Kotliny Płockiej ku północnemu zachodowi utraciły wówczas swą siłę erozyjną i obciążone dużą ilością materiału zasypały wyżej wspomnianą dolinę w południowej części Kotliny. Charakter sedymentacji był początkowo rzeczny, ale później, przy coraz słabszym przepływie, rzeczno-jeziorny i jeziorny. W związku z za-

sypywaniem i podwyższaniem dna, akumulacja stropowej części osadów objęła nie tylko obszar obniżenia rakutowskiego, ale wykroczyła poza jego obręb ku północy. Na powierzchni osadów glacialnych, w środkowej części Kotliny Płockiej, osadziła się wówczas miejscami warstwa drobnoziarnistych piasków o charakterze jeziornym (fig. 2, III).

Ten schyłkowy okres tworzenia się osadów poziomu trzeciego odpowiada wiekowo końcowemu etapowi sypania moren czołowych fazy pomorskiej.

Dalsza recesja lądolodu powoduje ponowne wzmoczenie działalności wód płynących na dalszym jego przedpolu i odnowienie erozji w dolinie Włocławek — dolina Noteci. Tym razem Wisła rozcina w Kotlinie Płockiej północną jej część, tworząc już w początkowym okresie erozji, widoczne do dziś, załamania spadku dzisiejszej powierzchni, a częściej wyraźną krawędź, widoczną np. na południe od Włocławka i Legu⁴ (fig. 2, IV).

Powstaje taras erozyjny, pochylony konsekwentnie ku północy, z zaznaczającymi się na powierzchni płaskimi obniżeniami, wydłużonymi zgodnie z kierunkiem krawędzi i dzisiejszego koryta Wisły, a będącymi śladami dawnego przepływu rzeki.

Pod koniec okresu erozji Wisła lokuje się w miejscu dzisiejszego koryta i tarasów zalewowych.

W skali geologicznej cały okres erozji odnieść należy do poziomów Bölling — starszy dryas — Alleröd. W młodszym dryasie następuje zahamowanie działalności erozyjnej, zaostrenie stosunków klimatycznych w kierunku zwiększenia kontynentalności.

Znalazło to swój wyraz m. in. w ożywieniu procesów peryglacialnych. W młodszym dryasie powstają zaburzenia krótkotrwały w stropowej części piasków rzeczno-jeziornych w rejonie jeziora Goreńskiego i Rakutowa oraz w piaskach i żwirach akumulacji fluwioglacjalnej środkowej części Kotliny Płockiej. Wówczas też osadzają się pokrywy kongeliflukcyjne (fig. 2, V) u stóp krawędzi wysoczyzny polodowcowej koło Rakutowa (J. E. Mojski, 1958).

Innym efektem zmian klimatu w młodszym dryasie było zwiększenie intensywności procesów eolicznych. Nastaje okres wydymotwórczy⁵.

W zachodniej części Kotliny Płockiej wytworzyły się dwie krańcowo różne formy wydym: forma paraboliczna i podłużna.

Wydmy paraboliczne znajdują się niemal wyłącznie na cienkiej pokrywie piasków rzeczno-jeziornych (poziom 3). Nie występują natomiast na piaskach ze żwirami w środkowej części Kotliny Płockiej. Zależność taka w sposób uderzający widoczna jest na mapie (fig. 1).

Wydmy paraboliczne brak również na powierzchni tarasu erozyjnego. W okresie tworzenia się wydym tego typu taras erozyjny istniał. Jednakże jego powierzchnia pokryta była w znacznej części płytkami, ale rozległymi jeziorami. Jeziora te uniemożliwiały tworzenie się wydym, ale mógł się w nich osadzać drobny piasek niesiony wiatrami z obszarów deflacji. Obecność takich jezior wynika nie tylko z występowania cienkiej pokrywy

⁴ Formę tę rozpoznał jeszcze w 1924 r. J. Lewiński. Jest ona również oznaczona na geomorfologicznej mapie województwa bydgoskiego (R. Galon, L. Roszkówna, 1953).

⁵ Procesy wydymotwórcze rozpoczęły się zapewne wcześniej, jeszcze w czasie tworzenia się tarasu erozyjnego, kiedy najwyżej położone części Kotliny ulegały osuszeniu. Przedallerödski wiek wydym Niżu Europejskiego starają się uzasadnić H. Poser (1948, 1950) i S. Majdanowski (1958).

piasków jeziornych (poziomu 4) na powierzchni tarasu erozyjnego (fig. 2, V), ale również i z rozwoju procesów. Oto uwalniające się w coraz większym stopniu wody z topniejącej zmarzliny nie mogąc odpływać, stagnowały w najniższych miejscach Kotliny Płockiej. O istnieniu dużych i licznych jezior we współczesnej nam strefie peryglacjalnej wspomina wielu badaczy (E. Leffingwell, 1919; E. C. Cabot, 1947; D. Hopkins etc., 1955).

Największe nagromadzenie wydm parabolicznych istnieje pomiędzy jeziorami Rakutowskim i Wikaryjskim. Łuki wydmowe opierają się miejscami wzajemnie o siebie, tworząc bezładne spiętrzenia o wysokości względnej do 30 m. Wysokości pojedynczych wydm parabolicznych wynoszą przeciętnie 10÷20 m, przy długości ramion od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Miejscami, a zwłaszcza na obu krańcach — południowym i północnym tego wielkiego pola wydmowego — ramiona wydm parabolicznych łączą się, tworząc wały o długości kilku kilometrów.

Struktury piasków tworzących wydmy paraboliczne są zniszczone procesami bielicowymi do głębokości średnio 2,5 m. W miejscach głębszych dostępnych badaniom, a zwłaszcza w spiętrzeniach wydm parabolicznych pomiędzy Telązną a Dębniakami, obserwowano ławice piasku gruboziarnistego i żwirku o średnicy ziarna od 0,3 do 0,5 cm. Tak duża wielkość żwirków świadczyć może albo o ogromnej sile wiatru, który wtaczał z pól deflacyjnych całe ławice żwirkowe do góry po stoku wydmy, albo — co jest prawdopodobniejsze — o tym, że niektóre wydmy są tylko eolicznie przemodelowanymi wypukłymi formami rzeźby o nieznamym (być może glacialnej) genezie. Typ warstwowania w takich przypadkach jest bardzo różny.

Wydmy podłużne grupują się na tarasie erozyjnym, gdzie wydm parabolicznych brak. Na tym tarasie wykształcone są one głównie poza obszarami piasków jeziornych.

Położenie wydm podłużnych charakteryzuje się pewnymi stałymi cechami. Najważniejszą z nich jest nadbudowanie wydmami tarasu erozyjnego bezpośrednio ponad jego krawędzią. Patrząc od północy ma się dzięki temu wrażenie większej aniżeli w rzeczywistości wysokości krawędzi. Nadbudowa taka widoczna jest najwyraźniej na północ od Modzerowa, oraz pomiędzy Wistką Królewską i Dobiegniewem.

Wysokość wydm podłużnych wynosi średnio około 4 m. Długość poszczególnych wałów dochodzi do 1,5 km, przy szerokości około 50÷80 m.

Występowanie wydm podłużnych na młodszej niż wydmy paraboliczne jednostce rzeźby może sugerować ich młodszy wiek, zwłaszcza że niektóre z nich utworzone są na powierzchni piasków jeziornych. Jednakże wniosek taki nie oznacza, że pomiędzy okresami tworzenia się obu typów była przerwa czasowa. Brak na to jakichkolwiek dowodów. Można raczej sądzić, że wydmy podłużne powstały w schyłkowym okresie tworzenia się wydm parabolicznych, gdy wiatry utraciły znaczną część swej siły i nastąpiło osuszenie nie tylko tarasu erozyjnego, ale nawet jego krawędzi. Ten ostatni proces musiał odbywać się już w holocenie, albowiem za początek holocenu przyjęto początek wcinania się Wisły w piaski eoliczno-jeziorne. Tak więc zakończenie cyklu wydmotwórczego nastąpiło w okresie preborealnym lub borealnym.

Do argumentów morfologicznych, świadczących o takim właśnie wieku wydym, należy dodać argumenty wynikające z ich stosunku do poziomu zaburzeń krioturbacyjnych i stosunku do zagłębień wytopiskowych. W zakresie pierwszym wysoce instruktynwny jest opublikowany przez autora (J. E. Mojski, 1958, fig. 3—5) przekrój podłużnej wydmy na południe od jeziora Goreńskiego. Wydma uformowała się na powierzchni piasków rzeczno-jeziornych z przewarstwieniami mułków w stropie. W mułkach tych wykształcona jest strefa inwolucji amorficznych i słupowych o wysokości do 0,4 m.

Powierzchnia piasków rzeczno-jeziornych ma charakter deflacyjny i przykryta jest wydumą. Ponieważ górna część piasków powstała u schyłku fazy pomorskiej, przeto powstanie strefy zaburzeń mrozowych należy odnieść do okresu młodszego dryasu, zwłaszcza że struktury krioturbacyjne i odpowiadające im genetycznie osady prawdopodobnie też są tego wieku. Zostały one ostatnio rozpoznane w północnej Polsce (J. Dylík, 1956; L. Pierzchałko, 1956; S. Kozarski, 1958).

Stosunek wydmy do strefy zaburzeń mrozowych świadczy więc, że nie jest ona starsza od młodszego dryasu.

Równie ważny jest stosunek wydym do zagłębień wytopiskowych. Jak wynika z przeprowadzonej niżej analizy, wydmy paraboliczne środkowej części Kotliny Płockiej są od nich starsze. Ponieważ intensywne wytapienie brył martwego lodu nastąpiło najwcześniej pod koniec okresu borealnego, przeto wydmy paraboliczne powstały przed tym okresem.

Koncepcja jednego cyklu wydmotwórczego, jaką wysuwa autor, jest zasadniczo zgodna z poglądami L. Kádára (1938) i S. Majdanowskiego (1958). Cykl ten odpowiada w czasie pierwszemu cyklowi wydmotwórczemu, o jakim pisze R. Galon (1958). Wydmy w zachodniej części Kotliny Płockiej tworzyły się więc w całym okresie późnego plejstocenu i na początku holocenu z tym, że wyraźne nasilenie działalności wydmotwórczej wiatrów nastąpiło w młodszym dryasie. Wówczas to powstały pola wydym parabolicznych w ich dzisiejszej postaci. Wydmy podłużne są nieco młodsze od wydym parabolicznych.

Ta ostatnia teza proponowana jest ostatnio również przez J. Nowicką (1958) dla wydym sandru Brdy, K. Schoeneicha (1959) dla wydym Kotliny Warszawskiej oraz A. Dylíkovą (1958) dla wydym okolic Łodzi. A. Dylíkowa również nie stwierdziła śladów przerwy w tworzeniu się wydym, a jedynie zmianę w kierunkach wiatrów wydmotwórczych.

Do innych śladów intensywnej działalności eolicznej należą graniaki. Stwierdzono je tam, gdzie na powierzchni występują płyty żwirów, a więc głównie w wyższych miejscach tarasu erozyjnego. Największe skupiska graniaków znajdują się na południe od Dobiegniewa i Wistki Szlacheckiej. Wielkość poszczególnych okazów nie przekracza 10 cm, wahając się w granicach od 5 do 8 cm. Ziarna frakcji drobniejszych nie mają obróbki eolicznej.

Obecność graniaków na tarasie erozyjnym świadczy, że mogły one powstać najwcześniej w młodszym dryasie. Górna granica ich wieku nie może być określona. Należy jednak sądzić, że wiekowo odpowiadają one wydmom.

Pod koniec sedimentacji wydymowej przypada nasilenie jednego z najważniejszych procesów morfogenetycznych w Kotlinie Płockiej, jakim

Rozwój zachodniej części Kotliny Płockiej u schyłku plejstocenu

Tabela 1

| Stratygrafia | | Chronologia bezwzględna wg E. de Geer (1956, 1957) i H. Grossa (1958) do okresu obecnego | Procesy, osady, formy | Odpowiedni przekrój na figurze 2 | Granica lodolodu (wg E. de Geer, 1956, 1957) | |
|---|---|--|---|--|---|------------------|
| Holocen | Okres borealny Okres preborealny Okres subarktyczny | | Intensywne topnienie martwego lodu, powstanie większości zagłębień wytopiskowych. Powstanie większości wydym podłużnych na tarasie erozyjnym i w obniżeniu rakutowskim. Erozja pod tarasy zalewowe. | VI | Bipartycja | |
| | Młodszy dryas | 10,000 | Intensywny rozwój procesów eolicznych, powstanie wydym parabolicznych. Sedymentacja piasków jeziornych na tarasie erozyjnym i w obniżeniu rakutowskim. Struktury peryglacyjne i pokrywy kongeliflukcyjne. | V | Moreny Salpau-ssekä | |
| Plejstocen; zlodowacenie bałtyckie | Alleröd | 11,000 | Początek topnienia martwego lodu. Piaski jeziorne w obniżeniu rakutowskim. | IV | Recesja Moreny Kurlandii i południowej Skanii Recesja | |
| | Starszy dryas | 12,300 | Lokalna akumulacja osadów organogenicznych w dnach zagłębień wytopiskowych. W północnej części Kotliny Płockiej erozja i powstanie tarasu erozyjnego. | | | |
| | Bölling | 13,250 | | | | |
| | Główny stadiál zlodowacenia bałtyckiego | Faza pomorska | 17,000(?) | Osady rzeczne, później rzeczno-jeziorne w obniżeniu rakutowskim i lokalnie w północnej części Kotliny Płockiej. | III | Moreny pomorskie |
| | | Interfaza | | Erozja, zwłaszcza w południowej części Kotliny Płockiej, powstanie tam doliny z odpływem doliną Noteci ku zachodowi i początkiem akumulacji osadów rzecznych | II | Recesja |
| Faza dobrzyńska Faza poznajska i leszczyńska | | 20,000(?) 25,000 | Akumulacja piasków i żwirów wodnolodowcowych, miejscami lokalna erozja. Akumulacja gliny zwalowej, piasków i żwirów lodowcowych. Akumulacja piasków i żwirów wodnolodowcowych. Akumulacja ilów warwowych i ich facjalnych odpowiedników. | I | Lądolód na obszarze Kotliny Płockiej | |

było zanikanie zmarzliny i wytapianie martwego lodu. Początku tego rodzaju procesów należy dopatrywać się wcześniej. Badania Z. Borówko-Dłużakowej (1959) nad wiekiem torfowisk na tarasach Wisły w Kotlinie Płockiej wykazały, że niektóre torfowiska tworzyły się już w Allerödzie i młodszym dryas'e. Podobne wyniki dla jednej z form wytopiskowych na sandrze Brdy otrzymał M. Kępczyński (1958).

Efektom tych procesów było powstanie charakterystycznych zagłębień bezodpływowych i odnowienie rynien przetrwałych od swego powstania dzięki martwemu lodowi.

Taka geneza zagłębień i rynien jest dziś powszechnie uznawana i udokumentowana różnymi metodami (J. Bartkowski, 1957; W. Niewiarowski, 1959; W. Okołowicz, 1947, 1952, 1956; M. Liberacki, 1958; W. Mrózek, 1958).

Zagłębienia wytopiskowe mają na omawianym obszarze różnorodne kształty i różną wielkość. W obszarach o ich największym zagęszczeniu zdają się przeważać regularne misy o kulistym kształcie, średnicy 5–300 m i głębokości paru metrów. Charakterystyką morfometryczną odpowiadają one w pełni lejkom i kociołkom wytopiskowym sandru Brdy (M. Liberacki, 1958).

Formami innego rodzaju są duże, nieregularne zagłębienia, o zawiłym, krętym biegu linii brzegowej, łączące się ze sobą i często wyciągnięte w kierunku NW—SE. Długość ich wynosi zazwyczaj kilkaset metrów. Połączenia system takich zagłębień tworzy ciąg o długości 6 km od przedmieścia Włocławka — Grzywno do jeziora Wikaryjskiego. Podobny ciąg występuje na długości również 6 km od gajówki Jantekla, poprzez jezioro Wikaryjskie Wielkie do jezior Wójtowskich. Oba te ciągi określone zostały przez J. Lencewicza (1927) jako rynny. Ostatnio R. Galon (1953a) wyraził przypuszczenie, że mogą one mieć charakter form wytopionych.

Cba rodzaje zagłębień wykazują szereg form przejściowych. Wszystkie mają w dnach jeziora albo części torfowiska, czy też namuły torfiaste.

Zagłębienia wytopiskowe występują w ogromnej większości w wyższych częściach Kotliny. Brak ich w częściach niższych, np. na tarasie erozyjnym⁶. Fakt ten można wytłumaczyć tym, że z wyjątkiem rynien grubość brył martwego lodu była niewielka (do 15 m), tak że obecna powierzchnia tarasu erozyjnego znajduje się poniżej ich dawnej dolnej granicy. Przypuszczenie takie wydaje się tym prawdopodobniejsze, że na obszarze sandru Brdy większość strefy brył martwego lodu R. Galon (1953a) ocenił na 50 m. Zmniejszenie się miąższości tej strefy ku granicy zlodowacenia, a więc na obszarze Kotliny Płockiej, jest rzeczą naturalną.

Prócz zagłębień wytopiskowych występują doliny rynnowe. Doskonale wykształcone formy tego rodzaju istnieją na południowy zachód i zachód od Włocławka, gdzie łatwo stwierdzić dwa prostopadłe do siebie kierunki rynien. Do jednego kierunku należy dolina Zgłowiączki, do drugiego dolina Lubieńki w swym dolnym odcinku i dolina rzeczki bez nazwy, uchodzącej do Zgłowiączki od północy. Ku Wiśle dolina Zgłowiączki spłyca się i przed Włocławkiem forma rynnowa zanika. Zgłowiączka uchodzi do Wisły wąskim i głębokim, młodym rozcięciem erozyjnym.

⁶ Brak zagłębień wytopiskowych może sugerować akumulacyjną genezę i holocenijski wiek tarasu erozyjnego. Przeciwno temu świadczą jednak przede wszystkim budowa geologiczna (żwiru na rozległych obszarach), występowanie na powierzchni tarasu graniaków oraz obecność na jego obszarze części rynnowej doliny Zgłowiączki. Taras o podobnej genezie i wieku występuje również w mazowieckim odcinku doliny Wisły (M. D. Domośławska-Baranicka, J. E. Mojski, 1960).

Z powstaniem tych dolin wiąże się ważny moment w rozwoju morfologicznym i hydrograficznym obniżenia rakutowskiego. Oto dolina rynnowa, którą płynie Lubienka, bezpośrednio po swoim powstaniu ściągnęła wody owych płytkich zbiorników, trwających bez przerwy jeszcze od okresu postępu lodowodu na linii moren pomorskich. Nastąpiło szybkie osuszenie obniżenia rakutowskiego. Śladem największego z tych zbiorników jest dziś płytkie i zarastające jezioro Rakutowskie.

Z wytopianiem martwego lodu wiąże się ważne dla rekonstrukcji paleomorfolologicznych zagadnienie stosunku wiekowego form wytopiskowych do wydym. W zachodniej części Kotliny Płockiej są miejsca nader instruktynie ilustrujące ten stosunek. Np. 1 km na północ od jeziora Rakutowskiego występuje południkowe obniżenie o długości 1 km, wypełnione torfem o miąższości wzrastającej ku południowi. Obniżenie to w dwóch miejscach przecinają wały wydymowe o wysokości względnej 8 i 12 m. Z położenia wydym w stosunku do zagłębienia wynika, że czynnik predysponujący genezę, wielkość i kierunek obniżenia (tj. martwy lód) jest starszy od wydym. Jednakże wydymy są starsze od zagłębienia, jakie powstało po wytopieniu lodu, bowiem pod wydymami brak jest osadów organogenicznych wyścielających dno obniżenia. Zresztą wydyma nie utworzyłaby się w zbiorniku wodnym, jaki zapewne istniał w obniżeniu po wytopieniu martwego lodu.

Fakty te prowadzą do wniosku, że martwy lód, którego stopienie uwarunkowało powstanie obniżenia, istniał jeszcze w okresie formowania się wydym i stopniał po ich utworzeniu.

Ostatnim etapem rozwoju zachodniej części Kotliny Płockiej, o jakim należy na tym miejscu wspomnieć, jest wcinanie się Wisły w taras erozyjny i piaski jeziorne i wytworzenie najniższej części doliny, w której później powstały dwa akumulacyjne tarasy holoceny (fig. 2, VI).

Treść rozdziału ostatniego przedstawiono tabelarycznie na tab. 1.

Zakład Zdjęć Geologicznych I. G.

Nadesłano dnia 20 lutego 1960 r.

PIŚMIENNICTWO

- BARTKOWSKI T. (1957) — Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce środkowej. Zesz. nauk. U. A. M., Geografia, nr 1. Poznań.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z. (1959) — Badania palynologiczne torfowisk na tarasach między Gąbinem, Gostyninem a Włocławkiem. (W przygotowaniu do druku), Inst. Geol. Warszawa.
- CABOT E. C. (1947) — The Northern Alaskan Coastal Plain interpreted from aerial photographs. New York. Geogr. Rev., 37, p. 639—648. New York.
- DOMOSŁAWSKA-BARANIECKA M. D., MOJSKI J. E. (1960) — Z problematyki geologii czwartorzędu Mazowsza i Kujaw. Prz. geol. 8, nr 4. Warszawa.
- DYLIK J. (1956) — Coup d'oeil sur la Pologne periglaciaire. Biul. Perygl., 4, p. 195—238. Łódź.
- DYLIKOWA A. (1958) — Próba wyróżnienia faz rozwoju wydym w okolicach Łodzi. „Studia z geomorfologii dynamicznej”. Łódzkie Tow. Nauk. [II], nr 54, p. 233—268. Łódź.
- GADOMSKA S. (1957) — Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe doliny Noteci

- w okolicy Krostkowa i Osieka nad Notecią koło Wyrzyska. *Biul. Inst. Geol.*, 118, p. 371—402. Warszawa.
- GALON R. (1953a) — Z zagadnień geomorfologii czwartorzędu Niżu Polskiego. *Prz. geogr.*, 25, nr 2, p. 36—51. Warszawa.
- GALON R. (1953b) — Morfologia doliny i zandru Brdy. *Studia Soc. Scien. Torunensis*, 1, nr 6, p. 1—56. Toruń.
- GALON R. (1958) — Z problematyki wydm śródlądowych w Polsce. *Wydmny śródlądowe Polski*. (I). Studium zbiorowe, p. 13—31. PWN. Warszawa.
- GALON R., ROSZKÓWNA L. (1953) — Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Województwa Bydgoskiego. *Prz. geogr.*, 25, nr 3, p. 79—91. Warszawa.
- DE GEER E. H. (1956) — Orographie et glaciation dans la vallée baltique. *Cahiers géol.*, nr 35—36, p. 343—364. Paris.
- DE GEER E. H. (1957) — Old and new Datings of Swedish Ice Lakes and the Thermals of Bölling and Alleröd. *Geol. För. Förh.*, 79, nr 1, p. 93—100. Stockholm.
- GROSS H. (1958) — Die bisherigen Ergebnisse von C^{14} Messungen und paläolithischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und Nachbargebieten. *Eiszeitalter und Gegenwart.*, 9, p. 155—187. Öhringen.
- HOPKINS D., KARLSTROM T., BLACK R., WILLIAMS J., PÉWÉ T., FERNALD A., MÜLLER E. (1955) — Permafrost and ground water in Alaska. *Geological Survey, Professional Papers*, 264 — F. Washington.
- KÁDÁR L. (1938) — Die periglazialen Binnendünen des norddeutschen und polnischen Flachlandes. *C. r. Congrès Intern. de Géogr.*, 1, p. 167—183. Amsterdam.
- KEPCZYŃSKI K. (1958) — Roślinność i historia torfowiska Siwe Bagno w Borach Tucholskich. *Zesz. nauk U.M.K., Nauki Mat.-Przyr.*, nr 2, Biologia. Toruń.
- KLUTE F. (1951) — Das Klima Europas während der Weichsel — Würmzeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. *Erdkunde*, 5, nr 4, p. 273—283. Bonn.
- KOZARSKI G. (1958) — Warstwovane osady stokowe w okolicy Chodzieży. *Biul. Perygl.* nr 6, p. 137—145. Łódź.
- LEFFINGWELL E. (1919) — The Canning River Region, Northern Alaska. *U. S. Geological Survey, Professional Papers*, 109. Washington.
- LENCEWICZ S. (1927) — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 2, nr 2, p. 66—194. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. (1924) — Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa“ w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 2, nr 3—4, p. 497—535. Warszawa.
- LIBERACKI M. (1958) — Formy wytopiskowe na obszarze sandru i doliny Brdy. *Zesz. nauk. U.M.K. Nauki mat.-przyr.*, nr 4, p. 47—70. Toruń.
- LYCZEWSKA J. (1957) — Budowa geologiczna okolic Zuchowa Ziemi Dobrzyńskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 118, p. 155—171. Warszawa.
- MAJDANOWSKI S. (1958) — Zagadnienia klimatyczne okresów wydmowych w świetle glacialnych i postglacialnych zmian ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w Europie środkowej. *Wydmny śródlądowe Polski* (I). Studium zbiorowe, p. 33—51. PWN. Warszawa.
- MOJSKI J. E. (1958) — Struktury krioturbacyjne na tarasach Wisły w okolicy Włocławka. *Biul. Perygl.*, nr 6, p. 145—152. Łódź.
- NIEWIAROWSKI W. (1959) — Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoźnie Chełmińskiej. *Studia Soc. Scient. Torunensis*, 4, IV, nr 1. Toruń.

- NOWICKA J. (1958) — Wydmy na sandrze Brdy. Zesz. nauk U.M.K. Nauki mat.-przycz., nr 4, p. 27—46. Toruń.
- OKOŁOWICZ W. (1947) — Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu. Prz. geograf., 21, zesz. 1—2, p. 83—91. Warszawa.
- OKOŁOWICZ W. (1952) — Kryteria klimatyczne w badaniach geomorfologicznych Niżu Północnoeuropejskiego. Biul. Państw. Inst. Geol., 65, p. 121—136. Warszawa.
- OKOŁOWICZ W. (1956) — Geomorfologia okolic środkowej Wilii. Inst. Geograf. P. A. N., Pr. nr 6. Warszawa.
- PIERZCHAŁKO L. (1956) — Periglacial phenomena in Northern Poland. Biul. Perygl., nr 4, p. 415—427. Łódź.
- POSER H. (1948) — Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropas. Die Naturwissenschaften, 35, nr 9, 269—275. Berlin.
- POSER H. (1950) — Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen. Erdkunde, 4, nr 1—2, p. 81—82. Bonn.
- SCHOENEICH K. (1959) — Próba klasyfikacji genetycznej wydm z okolic Warszawy. Kwart. geol., 3, nr 4, p. 1051—1061. Warszawa.
- SZAFER W. (1952) — Schyłek plejstocenu w Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol., 65, p. 33—73. Warszawa.
- WOLDSTEDT P. (1958) — Eine neue Kurve der Würm — Eiszeit. Eiszeitalter und Gegenwart, 9, p. 151—154. Öhringen.

Юзеф Эдвард МОЙСКИ

КОНЕЦ ПЛЕЙСТОЦЕНА В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПЛОЦКОЙ КОТЛОВИНЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ПОЛЬША)

Резюме

Мертвый лед был в Плочкой котловине формой дегляциации последнего ледника (франкфуртский стадиал балтийского оледенения). Период отступления ледника на позицию поморской морены отмечается фазисом эрозии в южной части котловины и возникновением долины реки протекающей к западу долиной Нотеци (?). Аккумуляции поморской мораны соответствовало засыпание долины в Плочкой котловине, оконченное песчанистой аккумуляцией озерного характера (фиг. 1, 2).

Дальнейшему отступлению ледника (период Bölling-Alleröd) соответствует повторная эрозия, на этот раз в северной части Плочкой котловины и возникновение отчетливой эрозионной террасы наклоненной к современному руслу Вислы. В верхнем дрыасе нижние части этой террасы покрываются тонким слоем озерных песков. Сходные осадки образуются в южной части котловины, где условия благоприятствующие существованию озер сохранились еще от периода соответствующего поморской фазе. Остаточным бассейном в этом районе является теперь Ракутовское озеро.

В верхнем дрыасе возникли перигляциальные нарушения в кровле нижних осадков (Ю. Э. Мойски, 1958) и начались интенсивные процессы образования дюн. Возникают параболические дюны, а непосредственно затем дюны продоль-

ные на эрозионной террасе, где отсутствуют дюны параболические. На этой же террасе образуются также многогранники. На конец периода образования дюн приходится усиленное таяние мертвого льда и редукция мерзлоты. В результате этих процессов возникают в высших частях котловины бессточные углубления и возобновляются сохранившиеся от периода пребывания ледника желобообразные формы, частично наполняемые теперь озерами. Отсутствие форм растаивания на плейстоценовой эрозионной террасе доказывает, что мощность мертвого льда была небольшой.

Процессом позднейшим описанного является врезывание Вислы в эрозионную террасу и образование двух гравиево-песчаных пойменных террас.

Józef Edward MOJSKI

DECLINE OF PLEISTOCENE IN WESTERN PART OF PLOCK DEPRESSION (Central Poland)

Summary

In the Plock depression, dead ice has been the form of deglaciation of the latest inland ice (Frankfurt stage of Baltic glaciation). The period of recession of the inland ice upon the Pomeranian moraines has been characterized by a phase of erosion in the southern part of the depression, and by the forming of the valley of a river which flowed westwards in the present-day Noteć valley (?). The building up of the Pomeranian moraines was accompanied by the filling in of this valley in the Plock depression, terminated by an arenaceous accumulation of lacustrine character (Figs. 1, 2).

To a further recession of the inland ice (the Bölling-Alleröd periods) corresponds a renewed erosion, — this time occurring in the northern part of the Plock depression, and the forming of a distinct erosive terrace, inclined towards the present-day Vistula valley. In the Younger Dryas, the lower parts of this terrace were overlain by a thin layer of lacustrine sands. Similar deposits developed in the southern part of the depression where conditions favouring the existence of lakes survived until the period corresponding to the Pomeranian phase. On this area, Rakutów lake is today a relict basin of this period.

During the Younger Dryas there also took place periglacial disturbances in the top parts of older deposits (J. E. Mojski, 1958), and intensive dune-forming processes started. Parabolic dunes were formed and, directly afterwards, longitudinal dunes upon the erosive terrace where parabolic dunes are lacking; on that same terrace ventifacts also developed. With the end of the dune-forming period there coincides an increased intensity of melting of the dead ice and a reduction of the tjaele layer. As result of these processes there developed, in the higher parts of the depression, outletless basins without superficial; outer forms, surviving from the dead ice period and partly filled by lakes today, were renewed. The absence of melting forms upon the Pleistocene-erosive terrace indicates that the thickness of the dead ice must have been small.

A process, younger than those described above, is the incision of the Vistula river into the erosive terrace and the forming of two gravely and sandy flood terraces.