

Kazimiera MAMAKOWA¹, Andrzej ŚRODOŃ¹

O PLENIGLACJALNEJ FLORZE Z NOWEJ HUTY
I OSADACH CZWARTORZĘDU DOLINY WISŁY
POD KRAKOWEM

(5 fig.)

*On the Pleniglacial flora from Nowa Huta
and Quaternary deposits of the Vistula valley near Cracow*

(5 Figs)

Streszczenie. Z profilu plejstocenijskiej terasy średniej w Nowej Hucie (dzielnica Krakowa) wydobyto ząb mamuta włochatego, tkwiący w osadzie mułków organogenicznych przykrytych 11-metrowym pokładem lessu. Diagram pyłkowy mułków reprezentuje tundrę bezleśną, a jej wiek datowany metodą radiowęglą wynosi $\cong 27\,750$ lat B. P. (Hv-6386). Obie diagnozy wskazują na pochodzenie osadu z pogranicza interstadiału Denekamp i górnego pleniglacjału. Uzyskane wyniki doprowadziły do krytycznej oceny dotychczasowych poglądów na wiek niektórych osadów składających się na czwartorzęd Krakowa. Praca zawiera poza tym próbę rekonstrukcji obrazu roślinności w środkowym pleniglacjałe na obszarze Polski i uwagi dotyczące historii mamuta włochatego.

WSTĘP

Podczas wykopów prowadzonych w lutym 1973 r. na terenie Huty im. Lenina, robotnicy natrafili pod 11-metrowym pokładem lessu na dobrze zachowany siekacz mamuta włochatego, tkwiący w półmetrowej warstwie mułku ze smugami torfu. Nadarzyła się przeto rzadka okazja poznania roślinności towarzyszącej mamutowi i datowania jej wieku metodą radiowęglą.

Informację o tym nowym stanowisku flory kopalnej i pomoc w jej eksploatacji zawdzięczamy dr S. Buratyńskiemu, kierownikowi Oddziału Muzeum Archeologicznego w Nowej Hucie.

¹ Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki, Zakład Paleobotaniki 31-512 Kraków, ul. Lubicz 46

GEOLOGIA

Warstwa mułku floronośnego występuje w profilu plejstocenijskiej terasy średniej, wiązanej z ostatnim zlodowaczeniem (Środoń, 1952), zwa-

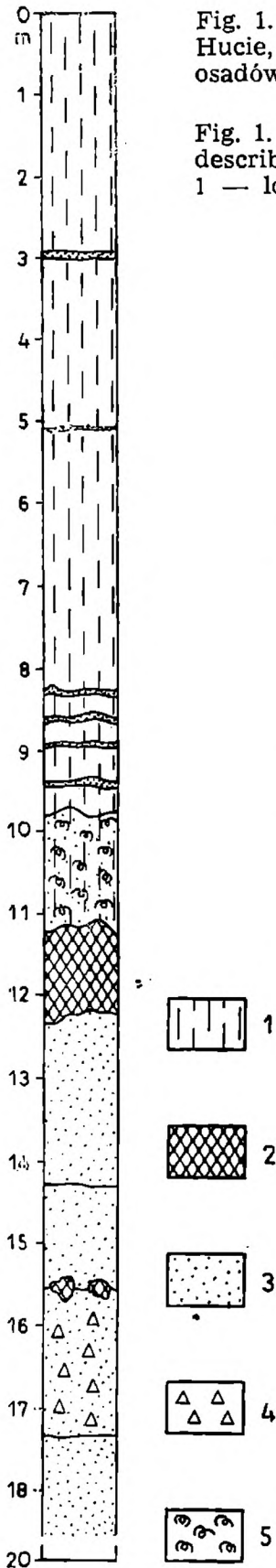


Fig. 1. Profil geologiczny terasy lessowej ze stanowiska w Nowej Hucie, opisany przez J. K. Kozłowskiego et al. (1970). Oznaczenie osadów: 1 — less; 2 — glina szaroniebieska; 3 — piasek; 4 — żwir wapienny; 5 — pierścienie Lieseganga i ślimaki

Fig. 1. Geological profile of the loess terrace at Nowa Huta locality described by J. K. Kozłowski et al. (1970). Sediment signatures: 1 — loess; 2 — grey-blue loam; 3 — sand; 4 — limestone rubble; 5 — Liesegang rings and snail shells

nej na badanym odcinku terasą pleszowską. Jej strop w punkcie, skąd pochodzi profil z florą, znajduje się na wysokości 222,30 m npm. Terasa zbudowana jest z miększych osadów lessu, podścielonych warstwami piasku, mułków i żwirów fluwialnych. Materiał pobrany do badań pochodzi z 55 cm warstwy mułków, której strop znajduje się na wysokości 211,60 m npm., a więc około 11 m poniżej stropu lessu. Szybko postępujące prace ziemne uniemożliwiły, niestety, dokładny opis osadów całego profilu. W tej sytuacji znaczenie podstawowe ma 20-metrowy profil (fig. 1), opisany przez Kozłowskiego i tow. (1970), ze stanowiska położonego na tej samej terasie, na wysokości około 219 m npm., w odległości 1660 m w kierunku południowym od wykopu z florą (fig. 2). W profilu tym występuje pod pokładem lessu na głębokości 11—12 m osad, nazwany przez wymienionych autorów „grey-blue loam”. Podlessową warstwę mułku w profilu terasy pleszowskiej wyróżnia także Tyczyńska (1968, ryc. 13).

Z badań Kleczkowskiego (1964) na przyległym od zachodu odcinku tej samej terasy, zwanym terasą czyżyńską, wynika, że wspomniana seria osadów organogenicznych jest szeroko rozprzestrzeniona. Kleczkowski (l.c.) na podstawie około 80 wierceń, wykonanych na wycinku terasy o powierzchni około 5 km², stwierdził w 26 profilach torfy bądź „ciemno szare lub brązowoczarne plastyczne muły” o najczęściej notowanej miąższości około 1,0 m (0,20—2,10 m). Warstwa ta występuje na tej samej głębokości jak w terasie pleszowskiej, tj. około 10 m pod pokrywą lessu, powyżej pokładu piasku i żwirów fluwialnych.

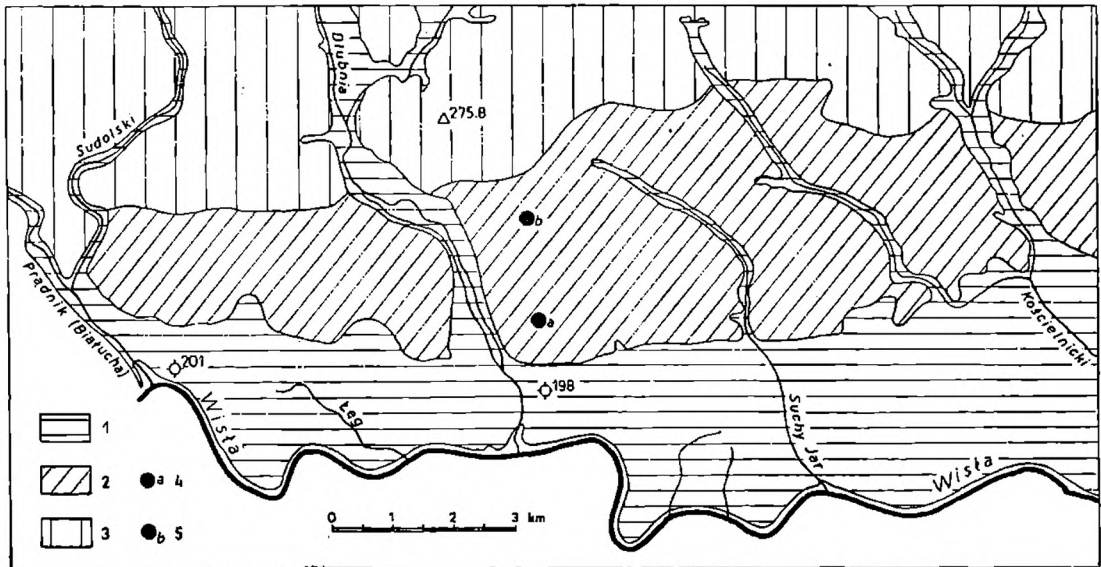


Fig. 2. Szkicowa mapa geologiczna lewego brzegu Wisły na odcinku Kraków—Nowa Huta (według Kleczkowskiego 1964, nieco zmieniona). 1 — terasa holocenińska, mady na żwirach; 2 — terasa plejstocenińska, less podścielony warstwami piasku i żwiru; 3 — skłón Wyżyny Małopolskiej, less podścielony warstwami piasku, żwiru, łu mioceńskiego i marglu kredowego; 4 — stanowisko profilu J. K. Kozłowski et al. (1970); 5 — stanowisko profilu z florą opisaną w tej pracy

Fig. 2. A sketchy geological map of the Cracow—Nowa Huta section of the left bank of the Vistula (after Kleczkowski 1964, somewhat modified). 1 — Holocene terrace, muds on gravels; 2 — Pleistocene terrace, loess on sands and gravels; 3 — slope of the Małopolska Upland, loess on sands and gravels, Miocene clays and Cretaceous marls; 4 — site of profile described by J. K. Kozłowski et al. (1970); 5 — site of profile with flora worked out in this paper

Podane informacje dowodzą niedwuznacznie, że w budowie obu sąsiadujących ze sobą odcinków terasy średniej Wisły, występuje warstwa osadów organogenicznych o różnej miąższości, oddzielająca pokład lessu od piasku i żwirów fluwialnych w spągu.

DATOWANIE RADIOWĘGLEM

Z osadu mułku, zawierającego obfity detrytus roślinny i warstewki torfu, pobrano w równych odstępach trzy próby do określenia wieku metodą radiowęгла. Datowania tych prób podjął się bezinteresownie prof. dr Mebus A. Geyh, dyrektor ¹⁴C und ³H Laboratorium Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung in Hannover, któremu należą się wyrazy serdecznego podziękowania za udzieloną pomoc w naszych badaniach.

Próby pochodziły z trzech poziomów osadu o miąższości 55 cm:

1. głębokość 5—15 cm Hv 6386—27 745 ± 300 lat B.P.
2. „ 25—35 cm Hv 5955—18 460 ± 250 „ B.P.
3. „ 45—50 cm Hv 7167—20 560 ± $\begin{matrix} 735 \\ 675 \end{matrix}$ „ B.P.

Wynik jest zaskakujący, ponieważ daty uzyskane dla prób z dolnej części profilu są do siebie zbliżone, ale równocześnie dużo młodsze od wieku próby pochodzącej ze stropu. Wy tłumaczenie tego zjawiska sprowadza się do odpowiedzi na dwa co najmniej pytania:

1. czy próba górna, datą najstarsza, nie pochodzi z osadu znajdującego się na wtórnym złożu?
2. czy istnieją przesłanki, które by wskazywały na możliwość zanieczyszczenia świeżym węglem (recent carbon), a tym samym odmłodzenia obu prób pozostałych?

Na pytanie pierwsze odpowiedź jest negatywna. Badany osad jest jednolity pod względem litologicznym, a spektra pyłkowe odpowiadające datowanej ^{14}C próbce górnej nie różnią się w sposób istotny od palinologicznego obrazu roślinności, uzyskanego z poziomów prób środkowej i dolnej.

Odpowiedź na pytanie drugie dotyka prawdopodobnie istoty zagadnienia. Pokład lessu i mułków organogenicznych spoczywa na miększej warstwie osadów piaszczysto-żwirowych z nieprzepuszczalnymi ilami mioceńskimi w spągu. W tej głównej warstwie wodonośnej istnieje, stwierdzony przez Kleczkowskiego (1964), wyraźny przepływ spotęgowany szczególnie intensywną eksploatacją wody w tym rejonie. W miejsce wody pobranej wstępuje woda pochodząca z dopływów Wisły, a zwłaszcza z sąsiadującego potoku Dłubnia, który płynie w głęboko wciętej dolinie. Okresowo występujące wyższe stany wody w potokach zwiększają — zdaniem Kleczkowskiego (l.c.) — zasilanie wód podziemnych. Wody te mogą zawierać substancje humusowe i one są prawdopodobnie przyczyną odmłodzenia wieku prób ze środka i spągu osadu. Tłumaczenie to ogranicza możliwość przyjęcia w tym przypadku infiltracji wody opadowej poprzez pokład lessu do warstwy datowanej.

Zakładając, że odmłodzenie dolnych prób zostało spowodowane obecnością substancji humusowych w pokładzie wodonośnym, pozostaje do rozważenia pytanie, czy próba ze stropu o dacie najstarszej nie została również w pewnym stopniu odmłodzona? Odpowiedzi na to pytanie dostarczyć by mogło datowanie prób osadu z tego samego okresu, ale pochodzących z innego stanowiska terasy średniej w Krakowie, mniej narażonego na opisane wyżej zmiany w warstwie wodonośnej.

Opinia prof. M. A. Geyha o wyniku datowania prób z Nowej Huty jest następująca. Jeśli próba Hv 6386 nie pochodzi z osadu znajdującego się na wtórnym złożu, wówczas prawdopodobny wiek badanego osadu jest $\geq 27\,750$ lat B.P. W skali chronostratygraficznej Geyh & Rohde (1972), data ta przypada na początek górnego pleniglacjału. Jeśli się przyjmie, że próba ta jest również w pewnym stopniu odmłodzona, wówczas badany osad pochodziłby ze schyłku interstadiału Denekamp, dla którego Geyh & Rohde (1972) przyjmują czas trwania od 33 200 do 28 800 lat B.P.

WYNIKI ANALIZY PYŁKOWEJ

(Napisła K. Mamakowa)

U w a g i o g ó l n e

Wszystkie próby były gotowane w KOH, następnie stosowano HF na gorąco i acetolizę Erdtmanna. Materiał był zachowany w dość szczególny sposób. Ziarn skorodowanych i podartych znajdowano stosunkowo niewiele, natomiast liczne były ziarna zmięte, co w wielu przypadkach utrudniało oznaczanie. Krzywa pyłku nieoznaczalnego reprezentuje głównie ziarna zmięte. Liczenie komplikowały ponadto duże ilości pyłku *Gramineae* i *Cyperaceae*, które wielokrotnie pokrywały całe pole widzenia.

Z wszystkich prób przeglądano po 2 preparaty o powierzchni 4 cm² każdy, natomiast liczono na takiej ilości równomiernie od siebie oddalonych pasów, aby w każdym spektrum suma pyłku drzew, krzewów i roślin zielnych, bez *Gramineae* i *Cyperaceae*, wynosiła co najmniej 500 ziarn. Frekwencja pyłku łącznie z *Gramineae* i *Cyperaceae* wahała się od 80 do 800 ziarn na 1 cm² powierzchni preparatu.

Z sumy, na której oparto obliczenia procentowe, wyłączono rośliny wodne i zarodnikowe oraz sporomorfy nieoznaczone (nieznane), nieoznaczalne z powodu zniszczenia i trzeciorzędowe. Wyłączenie tych sporomorf nie ma jednak większego wpływu na procentowy udział innych taksonów, ponieważ występują one w niewielkich tylko ilościach. *Gramineae* i *Cyperaceae* włączono do sumy podstawowej, jakkolwiek duży procent ich pyłku jest niewątpliwie lokalnego pochodzenia. W okresie reprezentowanym przez profil z Nowej Huty krajobraz tej części Polski, a zwłaszcza szerokich dolin rzecznych, przedstawiał prawdopodobnie mozaikę różnego typu łąk i podmokłych młak z obfitym udziałem *Gramineae* i *Cyperaceae*. Tym samym obraz roślinności lokalnej odpowiada w znacznym stopniu stosunkom regionalnym i nie byłoby celowe wyłączenie z sumy podstawowej pyłku obu tych dominujących w zbiorowiskach rodzin.

Redeponowane sporomorfy trzeciorzędowe były notowane tylko sporadycznie z maksimum w próbie stropowej (0,3%). Ich źródłem mogły być ility miocenijskie wyścielające dolinę Wisły, bądź gliny morenowe. Z tego samego źródła wywodzą się najprawdopodobniej pojedyncze, zwykle bardzo zniszczone, ziarna pyłku *Abies*, *Carpinus*, *Corylus* i *Ulmus*. Pyłek *Pinus t. sylvestris*, *P. cembra*, *Betula t. alba*, *Larix*, *Picea* i *Alnus* pochodzą zapewne głównie z transportu, z miejsc — być może — niezbyt nawet odległych. Nie można bowiem wykluczyć możliwości występowania w Karpatach i na ich bezpośrednim przedpolu pojedynczych drzew, a zwłaszcza limby i modrzewia, jeszcze na przełomie Denekampu i górnego pleniglacjału.

Oprócz taksonów przedstawionych na diagramie i zestawionych w dolnej jego części, obserwowano duże ilości zarodników mchów, zwłaszcza w próbach stropowych. Częste były zarodniki gładkie o różnych wymiarach, a mniej liczne z kolcami o średnicy 16—18 μ .

Charakterystyka roślinności

Na podstawie stosunku pyłku drzew i krzewów do roślin zielnych można przyjąć, że diagram z Nowej Huty (fig. 3) reprezentuje obraz roślinności tundry bezleśnej z dość znacznym udziałem *Betula nana* i krzewiastych gatunków *Salix* (małe ziarna pyłku *Salix* t. *glauca*, bardzo liczne łuski pączkowe *Salix* sp.). Mimo niskich wartości pyłku *Populus*, jej obecność *in situ* wydaje się prawdopodobna, zwłaszcza w starszej części okresu, gdzie notowano pyłek tego drzewa w dużych skupieniach.

Roślinność wodna i bagienna była mało zróżnicowana i nie bardzo obfita. Stwierdzono obecność następujących roślin: *Potamogeton* (owoc, pyłek), *Myriophyllum spicatum*, *Hippuris*, *Caltha*, *Potentilla palustris* (owoc), *Phragmites*, *Batrachium* (owoce) oraz *Rumex aquaticus* vel *R. hydrolaphatum*.

Obraz roślinności w czasie objętym przez profil z Nowej Huty nie jest jednolity. Na głębokości 30 cm obserwuje się wyraźną zmianę w składzie spektrów pyłkowych. Powoduje ją przede wszystkim gwałtowny spadek udziału *Gramineae* z równoczesnym wzrostem *Cyperaceae*, któremu towarzyszy szereg dalszych różnic.

Bardzo wysoka frekwencja pyłku *Gramineae* oraz stosunkowo wysoka pozostałych roślin zielnych w spągowej części profilu (patrz krzywa frekwencji fig. 3) zdaje się wskazywać na większe zwarcie roślinności w tym czasie niż w okresie odpowiadającym stropowej części profilu. W dolinie Wisły były to bogate i różnorodne zbiorowiska łąk trawiasto-turzycowych wilgotnej tundry z dużym udziałem przedstawicieli rodzajów *Ranunculus* i *Mentha* oraz rodzin *Compositae Tubiflorae* i *Rubiaceae*. O ich zróżnicowaniu florystycznym świadczy stosunkowo obfite występowanie *Polygonum* cf. *viviparum*, *Armeria*, *Gentiana* t. *pneumonanthe*, *Selaginella selaginoides* (liczne makrospory) oraz duża różnorodność sporadycznie notowanych ziarn pyłku, wśród których na uwagę zasługują: *Pleurospermum austriacum*, *Solanum dulcamara*, *Plantago maritima*, *Chamaenerion*, *Prunella* t. i *Dianthus* t.

Z przebudową zbiorowisk lokalnych, zapoczątkowaną wzrostem *Cyperaceae*, związane są również zmiany w udziale innych roślin charakterystycznych dla siedlisk wilgotnych. Wzrasta rola *Cruciferae*, *Thalictrum*, *Sanguisorba officinalis* ($2n = 28$), *Rumex acetosa*, *Geum* i *Pimpinella* t., a sporadycznie pojawia się *Polemonium*, *Plantago lanceolata* i *Ranunculus hyperboreus* (owoce), roślina obca współczesnej florzce Polski.

Równoległe z tymi zmianami obserwuje się spadek frekwencji pyłku roślin zielnych z wyjątkiem *Cyperaceae*. Świadczy to o wspomnianym wyżej rozluźnieniu pokrywy roślinnej, spowodowanym przypuszczalnie rosnącą kontynentalizacją klimatu. W składzie roślinności wyraża się to wzrostem udziału pyłku roślin zielnych siedlisk suchych, takich jak: *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Silene-Arenaria* t., *Helianthemum* t. *nummularium*, a z krzewów *Juniperus*, *Ephedra distachya* i *E. t. fragilis*. Z tymi siedliskami wiążą się sporadyczne ziarna pyłku *Polygonum aviculare*, *Papaver*, *Saxifraga* t. *aizoon*, *Elymus* i *Plantago media*.

W obrazie roślinności z Nowej Huty można się dopatrzeć pewnych analogii z optymalną częścią profilu z Zatora, położonego około 50 km na zachód (Koperowa, Środoń 1965), pamiętając równocześnie, że reprezentuje on dolny pleniglacjał (data ^{14}C w tej części profilu wynosi $> 40\ 000$ lat B.P.).

Podobny typ roślinności przedstawia również pojedyncze spektrum pyłkowe z torfu w Brzeźnicy A (dolina Wisłoki), który jest datowany na $27\ 805 \pm 330$ lat B.P. (Mamakowa, Starkel 1974). Pełne opracowanie tego profilu pozwoli — być może — na bardziej szczegółowe porównanie danych paleobotanicznych z Nowej Huty i Brzeźnicy A, której młodopleniglacjałny wiek został ostatnio potwierdzony dalszymi, jeszcze nie opublikowanymi datami ^{14}C .

SZCZĄTKI MAKROSKOPOWE ROŚLIN

Mułki organogeniczne zawierają obfity detrytus roślinny ze szczątkami owadów oraz bardzo nieliczne oznaczalne szczątki makroskopowe roślin, i to w złym stanie zachowania. Nie stwierdzono szczątków drzew i mchów. Do najczęściej znajdowanych w osadzie należały łuski pączkowe *Salix*, ziarniaki *Gramineae* i megaspory *Selaginella selaginoides*. W materiale pochodzącym z 7 prób, każda o objętości $250\ \text{cm}^3$, oznaczono następujące rośliny:

Carex sp. — kilka owoców.

Dianthus sp. — zniekształcone i uszkodzone nasienie ($1,2 \times 0,9$ mm).

Potamogeton sp. — uszkodzony owoc.

Potentilla palustris (L.) Scop. — jeden owoc ($1,3 \times 1,0$ mm).

Potentilla sp. — dwa uszkodzone owoce.

Ranunculus hyperboreus Rottb. — cztery owoce o rozmiarach $1,25\text{—}1,4 \times 0,85\text{—}1,1$ mm. Roślina o współczesnym rozmieszczeniu w strefie arktyczno-subarktycznej. Trzecie kopalne stanowisko w Polsce (Środoń 1974).

Salix sp. — liczne łuski pączkowe (159 okazów), zwłaszcza w próbach z głębokości 0—45 cm.

Selaginella selaginoides (L.) Lk. — w dwóch próbach spagowych stwier-

dzono 67 megaspor. Obok normalnych o średnicy około 0,8 mm, występują także megaspory o połowę mniejsze (0,4 mm), i to dwójakiego typu. Jedne wyraźnie czworościenne, natomiast inne są kształtem zbliżone do megaspor dużych. W obu przypadkach skulptura powierzchni jak u *S. selaginoides*. Małe, czworościenne megaspory znaleziono także w materiale porównawczym. Podobne kształtem i rozmiarami megaspory *S. selaginoides* opisał Watts (1959) z osadów interglacjalnych w Kilberg (Irlandia) i wypowiedział opinię, że są to prawdopodobnie megaspory zronione.

STRATYGRAFIA

Czwartorzęd Krakowa. Utwory czwartorzędowe wyścielające dolinę Wisły odznaczają się dość znacznym zróżnicowaniem litologicznym i dobrze na ogół rysującą się w terenie morfologią. Wysoko na krawędziach doliny rozrzucone są nieliczne płyty gliny morenowej z okresu maksymalnego na obszarze Polski zasięgu zlodowacenia. Zawierają one otoczaki skał skandynawskich, pokaźnych nieraz rozmiarów². W profilu terasy średniej, która nas tu będzie szczególnie interesować, wielometrowy pokład lessu okrywa warstwy piasku i interstadialnych osadów organogenicznych oraz żwirów wapiennych i karpackich żwirów fliszowych w spągu. Niższe dno doliny w granicach maksymalnych wylewów Wisły zajmują osady późnoglacialne i holoceni (mady, piaski, ropy piaszczyste), z częstymi tu pokładami torfów kopalnych. W podłożu czwartorzędu doliny występują ropy mioceńskie, natomiast na jej wyniesionych brzegach podłożem są margle kredowe i wapień górnopaleozoiczny.

Wiek badanych osadów. J. K. Kozłowski i tow. (1970) podają przybliżony wiek poszczególnych warstw budujących terasę pleszowską. W jego ocenie podstawowe znaczenie miał wspomniany wyżej 20-metrowy profil, ze stanowiska położonego 670 m na północ od brzegu podnoszącej się w tym kierunku terasy i około 1660 m od wykopu z florą (fig. 1 i 2). Na spągowy odcinek tego profilu składają się piaski i żwiry wapienne stożka Dłubni, natomiast brak tu pokładu żwirów karpackich, do których wiercenie nie dotarło. Daty uzyskane metodą radiowęglą (por. str. 487) zmieniają ocenę wieku osadów terasy sugerowaną przez J. K. Kozłowskiego i tow. (1970). W ocenie tej, opartej na wynikach badań Tyczyńskiej (1968), warstwa „grey-blue loam” (fig. 1), znajdująca się w pozycji mułków floroosnych, została zaliczona do wczesnego glacialu (W I). Datowanie radiowęglą dowiodło, że osad ten jest młodszy. W ramach przyjętego schematu stratygraficznego

² Kilka takich głazów przeniesiono ze stanowiska moreny w Prokocimiu do Ogrodu Botanicznego UJ — największy z nich ma w obwodzie 335 cm.

(Zagwijn, Paepe 1968), owe mułki reprezentują pogranicze Denekampu i górnego pleniglacjału. Wyżej występująca w profilu warstwa lessu to pleniglacjał górny ze stwierdzonymi tu przez J. K. Kozłowskiego i tow. (l. c.) kośćmi mamuta włochatego i leminga oraz artefaktami paleolitu górnego.

Wiek stożków Prądnika i Dłubni. Lewobrzeżny odcinek terasy średniej Wisły budują lessy, piaski i żwiry wapienne sąsiadujących ze sobą stożków Prądnika i Dłubni oraz pokład żwirów karpaccich w spągu. Piaski i żwiry wapienne stożka Dłubni, występujące w omawianym profilu z Nowej Huty, skłaniają do włączenia się w dyskutowane od dawna zagadnienia ich wieku. Dla stożków tych, zbudowanych w przewadze ze żwirów wapiennych, starszych od pokrywy lessowej, i osadów interstadialnych środkowego pleniglacjału, przyjmuje Tyczyńska (1968) wiek stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego.

Stożek Prądnika jest dwudzielny (Kmietowicz-Drathowa 1964; Kleczkowski 1964). Jego część młodsza wiąże się wyraźnie z wyżej leżącą serią osadów piaszczystych terasy i J. K. Kozłowski (1969), po przeprowadzeniu rewizji zabytków archeologicznych ze stanowiska Kraków-Krowodrza (Jura 1937), zaliczył część górną stożka do wczesnej fazy ostatniego zlodowacenia (Würm 1a). Podobną ocenę wieku górnej serii żwirów stożka Dłubni proponuje Kleczkowski (1964, ryc. 1, s. 206), który to pogląd podziela również J. K. Kozłowski (1969, s. 44). Na podstawie wyników obecnie przeprowadzonych badań nasuwa się przypuszczenie, że nie tylko górne, ale i dolne części stożków Prądnika i Dłubni, bardziej miększe i zbudowane z serii grubych żwirów wapiennych, pochodzą również z wczesnego okresu ostatniego zlodowacenia, bądź przypadają na jego pogranicze z interglacjałem eemskim.

Przypomnieć należy, że Kmietowicz-Drathowa (1964, s. 272; 1971, s. 44) proponowała dla podlessowej warstwy piasku i utworów organogenicznych oraz dla młodszej części żwirów stożka Prądnika wiek interstadialu oryńskiego (= Brørup).

Wiek pokładu żwirów karpaccich. Pozostaje do rozpatrzenia zagadnienie wieku wielometrowego pokładu piasków i fliszowych żwirów karpaccich, które, na podłożu ilów miocenkich, wyścielają w Krakowie dno doliny Wisły. Osady te są uważane za fluwioglacjalne i związane ze zlodowaceniem środkowopolskim (Beres 1938; Klimaszewski 1952), z jego starszym o rozleglejszym zasięgu stadiem (Tyczyńska 1968).

Nie można oprzeć się wrażeniu, że w pracach nad czwartorzędem Krakowa nie doceniano w należyтым stopniu znaczenia dziś już lepiej poznanych zmian klimatu i jego roli w czasie ostatniego zlodowacenia. A przecież był to okres długotrwały, który odznaczał się wahaniami klimatu nie tylko kontynentalno-arktycznego, ale i o typie klimatu leśnego (interstadiał Brørup), zbliżonego do współcześnie panującego

w północnej Europie. Szczególne znaczenie dla procesów morfogenetycznych miał klimat okresu obejmującego schyłek interglacjału eemskiego i jego pogranicze z ostatnim zlodowaczeniem. Był to bowiem klimat nie tylko chłodny, ale, co jest bardzo ważne, wyraźnie wilgotny, jak tego dowodzą wyniki badań paleobotanicznych, wielokrotnie sprawdzone na tym odcinku plejstocenu. W Karpatach i na ich bezpośrednim przedpołu, ta cecha klimatu, zwiększająca zdolność transportową rzek, wyrazić się musiała poważnym wzmożeniem procesów erozji i akumulacji (Halicki 1955; Jahn 1956 a).

W dolinach rzek karpackich terasa średnia jest zazwyczaj dobrze wykształcona i charakteryzuje ją występowanie w spągu mięjszych, piaszczysto-żwirowych osadów fluwialnych, które, z wyłączeniem obszaru Tatr i Pienin, wywodzą się z Karpat fliszowych. Żwiry te są związane z pograniczem interglacjału eemskiego i ostatniego zlodowaczenia (Birkenmajer, Środoń 1960; Sobolewska, Starkel, Środoń 1964; Środoń 1965, 1976; Laskowska-Wysoczańska 1971; Mamakowa, Mook, Środoń 1976).

W tym samym prawdopodobnie czasie doszło do akumulacji żwirów fliszowych i wapiennych w dolinie Wisły pod Krakowem. Wpływ klimatu wilgotnego na wzrost procesów erozyjno-akumulacyjnych, obejmował nie tylko rzeki większe, ale również i ich dopływy. Dochodzić przeto mogło do synchronicznej akumulacji żwirów karpackich i zazębających się z nimi żwirów wapiennych, budujących stożki Prądnika i Dłubni. O zazębaniu się żwirów obu tych typów piszą Beres (1938, s. 100), Kleczkowski (1964, s. 195) i Tyczyńska (1968, ss. 15 i 28 oraz ryc. 12 i 13). Źródłem żwirów fliszowych była górna Wisła i jej prawobrzeżne dopływy (Skawinka, Skawa, Soła), natomiast żwirów wapiennych dostarczały w tym czasie Prądnik i Dłubnia, potoki odwadniające południową część Wyżyny Krakowskiej, zbudowanej z jurajskich i kredowych wapieni.

W pokładzie żwirów karpackich osiągających miąższość 5—8 m (Tyczyńska 1968) dominuje otoczony materiał fliszowy z domieszką wapieni i krzemieni (5—10%) oraz nieznacznej ilości otoczaków skał skandynawskich (Kleczkowski 1964). Sporadyczne tu tylko występowanie eratyków północnych zanotowali również Beres (1938) i Kmietowicz-Drahtowa (1971).

Zdaniem Tyczyńskiej (1968) obecność materiału skandynawskiego jest ważnym, obok ukośnego i krzyżowego warstwowania, dowodem fluwioglacjalnego pochodzenia tej piaszczysto-żwirowej warstwy. Dziś już jednak wiadomo, że ukośne i krzyżowe warstwowanie nie zawsze jest jednoznaczne z fluwioglacjalną genezą i nie ma potrzeby szerzej się nad tym rozwodzić. Co zaś do materiału skandynawskiego, to Tyczyńska nie uwzględnia możliwości pochodzenia tego tak skąpego udziału eratyków z erodowanych i rozmywanych płatów moreny krakowskiej. Jeśliby

pokład tych żwirów pochodził rzeczywiście z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, to w ich składzie udział materiału skandynawskiego powinien być znacznie większy. W tym bowiem czasie było tu niewątpliwie dużo więcej aniżeli dzisiaj zachowanych utworów pozostawionych przez lądolód krakowski, który pokrył obszar miasta, nie mówiąc już o dostawie eratyków przez postulowane wody flüwioglacjalne, spływające z czoła lądolodu odległego zaledwie o około 75 km na zachód od Krakowa (Karaś & Starkel 1958). Nie można oczywiście wykluczyć powszechnie przyjmowanego przez geomorfologów przepływu pradoliną Wisły wód proglacjalnych w okresie maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego. Jest jednak mało prawdopodobne, aby wyrazem działalności tych wód były żwiry karpackie, występujące na obszarze Krakowa w spągu terasy średniej doliny Wisły.

Śladem spiętrzonych wód z okresu zlodowacenia środkowopolskiego jest — zdaniem Chmielewskiego (1975) — jednometrowa warstwa żwirów fliszowych, ze stwierdzonym tu przez Krukowskiego (1939) materiałem krystalicznym, która w Piekarach, położonych około 10 km na SW od Krakowa, okrywa szczyt skałki jurajskiej „Okraǳlik” (228 m npm, około 26 m nad poziomem Wisły) i wypełnia znajdujące się tam zagłębienia krasowe (Krukowski l.c.; Morawski 1971). Jest to prawdopodobnie sugestia trafna. Jej potwierdzenia dopatrzeć się można w braku warstwy żwirów fliszowych w spągu terasy lessowej w Ściejowicach (około 2 km S od Piekar), wyniesionej do wysokości 230 m npm, a więc podobnie jak szczyt skałki „Okraǳlik” (Mądalski 1935; Dyakowska 1939; Sawicki 1957). W profilach tego stanowiska spągowa warstwa piasku o grubości około 1 m, wiązana przez J. K. Kozłowskiego (1969, s. 45—46) z okresem wczesnego Würmu, spoczywa wprost na iłach mioceńskich.

INTERSTADIAŁY W PROFILACH ZE ŚCIEJOWIC, PIEKAR I ZWIERZYŃCA

W Ściejowicach Dyakowska (1939) wydzieliła pod około 8-metrowym pokładem lessu serię „ciężkiej, siwej warstwowanej gliny” o miąższości 1 m. Seria ta, nie opracowana pod względem paleobotanicznym, znajduje się w pozycji stratygraficznej mułków organogenicznych z Nowej Huty, opisanych w tej pracy. W profilu Sawickiego (1957) ze Ściejowic warstwie tej odpowiadać może „zwarty poziom wegetacyjny” o grubości 40 cm, wydzielony na głębokości około 6,5 m. Przypomnieć w tym miejscu należy, że w profilach ze Ściejowic poniżej wspomnianych warstw występuje pokład torfu zaliczony do interstadiału Brørup (Dyakowska 1939; Środoń 1952). Śladem tego interstadiału — jak przypuszcza Morawski (1971) — są w profilu z Piekar szczątki lasu świerkowo-sosnowego z brzozą i udziałem drzew ciepłolubnych (cis oraz prawdopodobnie

jadła i dąb), zachowane w postaci węgla paleniskowych wraz z artefaktami paleolitu środkowego.

Serie interstadialne z okresu ostatniego zlodowacenia zawiera także profil lessowego stanowiska Kraków-Zwierzyniec (Sawicki 1952; Chmielewski 1975). Tu pod około 8-metrowym pokładem lessu, występuje — jak podaje Chmielewski (l.c.) — „Kompleks gleb inicjalnych”, które ze względu na ich położenie w profilu, można konsekwentnie wiązać z intrapleniglacialnymi interstadiami Hengelo-Denekamp. Poniżej zalega 6-metrowa warstwa lessu piaszczystego, okrywająca zróżnicowaną litologicznie serię osadów z poziomami gleb leśnych i czarnoziemnych. Chmielewski (l.c.) utwory te koreluje z interglacjalem eemskim i interstadialem Brørup. Są one podścielone grubą, bo około 5-metrową warstwą różnoziarnistego piasku ze żwirami karpaccskimi i północnymi o średnicy do 3 cm oraz skałą jurajską w spągu.

U w a g i k o ń c o w e. W świetle przedstawionych materiałów i ich oceny z punktu widzenia stratygrafii zdaje się wynikać, że na plejstocen doliny Wisły w Krakowie składają się przede wszystkim utwory i formy genetycznie związane z ostatnim zlodowaceniem i schyłkiem interglacjalu eemskiego. Starsze ogniwa plejstocenu reprezentowane są przez skąpe i nie zawsze w pełni przekonywające ślady, świadczące o skali i intensywności procesów erozyjno-akumulacyjnych w późnym plejstocenie. Procesom tym sprzyjało bliskie sąsiedztwo Karpat, dostarczających obfitego i stosunkowo łatwego do uruchomienia materiału fliszowego. Wody dopływów karpaccskich o dużej sile erozyjnej były w stanie usunąć z dna doliny Wisły osady złożone tu w okresie poprzedzającym schyłek eemu i zlodowacenie Vistulian.

Okazało się poza tym, że w plejstocenijskich profilach Krakowa występują dość często, lepiej lub gorzej zachowane, osady organogeniczne, złożone podczas interstadialnych wahań klimatu. Stan zbadania tych osadów przy użyciu metod paleobotanicznych i datowania bezwzględne jest — jak na razie — niedostateczny, a tym samym i trafność zaproponowanych ujęć stratygraficznych może w pewnych przypadkach budzić wątpliwości.

ROŚLINNOŚĆ POLSKI W INTRAPLENIGLACJALE

W profilach pleniglacjalu występują osady organogeniczne, które na podstawie sytuacji geologicznej, wyników badań paleobotanicznych i datowania metodą radiowęgla można wiązać z intrapleniglacialnymi interstadiami Hengelo i Denekamp. Dla pierwszych flor kopalnych pochodzących z tego okresu przyjmowaliśmy dawniej za van Hammenem et al. (1967) łączną nazwę interstadialu Paudorf (Środoń 1968; Mamałkowska 1968; Rotnicki, Tobolski 1969).

Z Karpat i południowej części Polski znanych jest dotychczas 11 stanowisk flor kopalnych, reprezentujących fragmenty wspomnianych wyżej interstadiałów środkowego pleniglacjału. Nie jest to dużo, nierówny poza tym jest stopień ich zbadania, a tym samym i wiarygodność przyjętego w poszczególnych przypadkach wieku. Niemniej flory te, odznaczające się analogicznym położeniem w stosunku do warstw nadległych (less, soliflukcja), poznane metodami analizy paleobotanicznej i w większości przypadków datowane radiowęglem ^{14}C , pozwalają już na ostrożną próbę rekonstrukcji obrazu ówczesnej roślinności (por. tab. 1, fig. 4).

Interstadiał w Tarzymiechach nad Wieprzem (Wyżyna Lubelska)

Profil osadów plejstocenijskich w Tarzymiechach został prawdopodobnie błędnie zinterpretowany (Środoń 1954). Inną, bliższą prawdy, sugestię wieku występujących w tym profilu warstwowanych mułków dryasowych oraz nadległych mułków warwowych, jak również warstwowanych utworów lessowo-piaszczystych zaproponował Jahn (1956b), który na szerokiej podstawie przesłanek geomorfologicznych nie wykluczył możliwości związania tych osadów z ostatnim zlodowaczeniem. Opinię Jahna podziela Jersak (1973), natomiast Dylík (1956) i Maruszczak (1972) uznali wymienione utwory — zgodnie z oceną Środonia (l.c.) — jako pochodzące ze zlodowaczenia środkowopolskiego.

Nas tu interesuje przede wszystkim miąższa (około 2,5 m) warstwa gytii jeziornej, która w Tarzymiechach oddziela mułki dryasowe od wielometrowych utworów piaszczysto-żwirowych w spagu. Wyniki badań paleobotanicznych dowiodły, że pokład gytii reprezentuje osad interstadialny (Środoń 1954). W jeziorze rosły wówczas różnorodne rośliny wodne z rodzajów: *Batrachium*, *Ceratophyllum*, *Myriophyllum*, *Najas* (3 gatunki), *Nuphar*, *Potamogeton* (licznie), *Stratiotes* i *Zannichellia*. Zatorfiony brzeg jeziora zajmowały bagienne rośliny zielne (*Alisma*, *Carex*, *Cicuta*, *Filipendula*, *Hippuris*, *Lycopus*, *Polygonum*, *Ranunculus*, *Rumex*, *Scirpus*, *Sparganium*, *Typha*) oraz krzewy zachowane w skąpych śladach (*Betula* t. *alba*, *B. nana*, *B. humilis*, *Salix*). Poza jeziorem panującą formacją była tundra z brzozą i dominującymi heliofitami (*Artemisia*, *Armeria*, *Helianthemum*, *Linum*, *Onobrychis* i inne). Wysoki udział pyłku roślin zielnych (NAP) skłania do przypuszczenia, że sosna, częściowo brzoza oraz sporadyczne ziarna pyłku świerka i paru drzew ciepłolubnych są w diagramie z Tarzymiechów reprezentowane przez pyłek pochodzący z dalekiego transportu. Lista podanych roślin wodnych i bagiennych oraz sama miąższość gytii jeziornej świadczy o niezbyt surowych warunkach klimatycznych. Profil z Tarzymiechów zasługuje z wielu względów na ponowne zbadanie metodą analizy pyłkowej i datowania bezwzględne.

Jeśli przyjmiemy, że pokłady mułków dryasowych i nadległych osa-

Stanowiska flor intrapleniglacialnych w Polsce. Numeracja stanowisk jak na fig 4
Localities of the Intrapleniglacial floras from Poland. Numeration of localities the same as in Fig. 4

Nr No.	Stanowisko Locality	Wysokość n.p.m. Height a.s.l.	Datowanie C-14 B.P. C-14 dating B.P.	Charakterystyka roślinności — drzewa i krzewy Characteristics of vegetation — trees and shrubs
1	Białka Tatrzańska (Sobolewska & Środoń 1961)	700	—	Tundra karpacka u górnej granicy drzew (Carpathian tundra by the upper tree limit): <i>Pinus cembra</i> , <i>P. sylvestris</i> , <i>Larix</i> vel <i>Picea</i> , <i>Betula</i> , <i>B. nana</i> , <i>Salix</i> , <i>Sorbus</i> ,
2	Orawka (Środoń 1968)	637	—	Tundra karpacka u górnej granicy drzew (Carpathian tundra by the upper tree limit): <i>Pinus cembra</i> , <i>P. sylvestris</i> , <i>Betula</i> , <i>Salix</i> .
3	Dobra (Środoń 1968)	470	GrN — 5111 32 550 ± 450	Karpacka tundra parkowa (Carpathian parkland tundra): <i>Pinus cembra</i> , <i>P. sylvestris</i> , <i>Picea</i> , <i>Larix</i> vel <i>Picea</i> , <i>Alnus</i> cf. <i>incana</i> , <i>Betula</i> , <i>Betula nana</i> , <i>Salix</i> , <i>S. herbacea</i> .
4	Myślenice (Środoń 1968)	300	—	Karpacka tundra parkowa (Carpathian parkland tundra): <i>Pinus cembra</i> , <i>P. sylvestris</i> , <i>Larix</i> , <i>Alnus</i> , <i>Betula</i> , <i>Salix</i> , <i>Juniperus</i> .
5	Kraków-Nowa Huta	222	Hv — 6386 27 745 ± 300 Hv — 5955 18 400 ± 250 Hv — 7167 20 560 ± ⁷³⁵ ₆₇₅	Tundra bezleśna (Treeless tundra): <i>Betula nana</i> , <i>Salix</i> , <i>Juniperus</i> , ? <i>Populus</i> .
6	Jaskinia Nietoperzowa (Chmielewski et al. 1961)	440	GrN — 2185 38 160 ± 1250	Tundra parkowa — węgle z palenisk paleolitycznych (Parkland tundra — charcoals from Palaeolithic hearth): <i>Pinus cembra</i> , <i>P. sylvestris</i> , <i>Larix</i> vel <i>Picea</i> .

Ciąg dalszy Tab. 1

Nr. No.	Stanowisko Locality	Wysokość n.p.m. Height a.s.l.	Datowanie C-14 B.P. C-14 dating B.P.	Charakterystyka roślinności — drzewa i krzewy Characteristics of vegetation — trees and shrubs
7	Brzeźnica A (Mamakowa & Starckel 1974)	202	Hv — 4898 27 805 ± 330	Tundra bezleśna (Treeless tundra): <i>Betula t. nana</i> , <i>Salix</i> , <i>Juniperus</i> , <i>Hippophaë</i> .
8	Brzeźnica B (Mamakowa & Starckel 1974)	202	Hv — 4899 35 965 ± 1000 Hv — 5523 27 990 ± 1415	Tundra parkowa (Parkland tundra): <i>Pinus cembra</i> , <i>P. sylvestris</i> , <i>Larix</i> , <i>Picea</i> , <i>Alnus</i> , <i>Betula t. alba</i> , <i>B. nana</i> , <i>Salix</i> , <i>Juniperus</i> , <i>Ephedra</i> .
9	Łązek (Mamakowa 1968)	165	Gdańsk 3270 25 580 ± 2420	Tundra parkowa u polarnej granicy drzew (Parkland tundra by the polar tree limit): <i>Pinus cembra</i> , <i>P. sylvestris</i> , <i>Betula t. alba</i> , <i>B. nana</i> , <i>B. humilis</i> , <i>Salix</i> , <i>Juniperus</i> , <i>Hippophaë</i> , <i>Ephedra</i> .
10	Tarzymiechy (Środoń 1954)	187	—	Tundra bezleśna (Treeless tundra): <i>Betula t. alba</i> , <i>B. t. nana</i> , <i>B. t. humilis</i> , <i>Salix</i> .
11	Kępno (Rotnicki & Tobolski 1965, 1969)	173	K — 1296 31 400 ± 1100	Tundra bezleśna (Treeless tundra): <i>Betula t. nana</i> , <i>Salix</i> , <i>Ephedra cf. distachya</i> .

dów lessowo-piaszczystych wiążą się — zgodnie z sugestią Jahna (1956) — z ostatnim okresem lodowym, wówczas cały ten kompleks warstw należałoby zlokalizować w pleniglacji, i to w górnej jego części. W tej sytuacji gytie podścielającą w Tarzymiechach mulki dryasowe uznać by można za utwór intrapleniglacyjny. Naszkicowany wyżej obraz roślinności raczej wyklucza możliwość — jak to sugeruje Jersak (1973, 1976) — przyjęcia dla gytii z Tarzymiechów wieku interstadiu Brørup. Przeczy temu również stosunkowo bliskie (około 45 km) w kierunku północnym sąsiedztwo stanowiska kopalnej flory leśnej w Podgłęboku (lasy sosnowo-świerkowe z jodłą, modrzewiem i olszą oraz śladami drzew ciepłolubnych), zaliczanej do interstadiu Brørup (Janczyk-Kopikowa 1969; Mojski & Rzechowski 1969).

Obraz roślinności (fig. 4)

W interstadiach środkowego pleniglacjału terytorium Polski południowej zajmowały zbiorowiska tundry parkowej (*Pinus sylvestris*, *P. cembra*, *Larix*, *Betula t. alba*, *Alnus*, *Salix*, *Hippophaë*) z pasmami lasów i zarośli galeriowych w dolinach Wisły i jej karpackich dopływów. Polarna granica drzew pokrywała się w przybliżeniu z południową krawędzią Wyżyny Lubelskiej i Kielecko-Sandomierskiej, a następnie przekraczając Wyżynę Śląską biegła wzdłuż przedpola Sudetów. W osłoniętych dolinach karpackich płaty leśne były bardziej zwarte i bogatsze składem (*Pinus sylvestris*, *P. cembra*, *Larix*, *Picea*, *Betula t. alba*, *Populus*, *Alnus cf. incana*) z górną granicą drzew na wysokości Kotliny Nowotarsko-Orawskiej tj. około 650 m npm.

Dalej na północ nasze źródła informacji są bardzo skąpe i kontro-

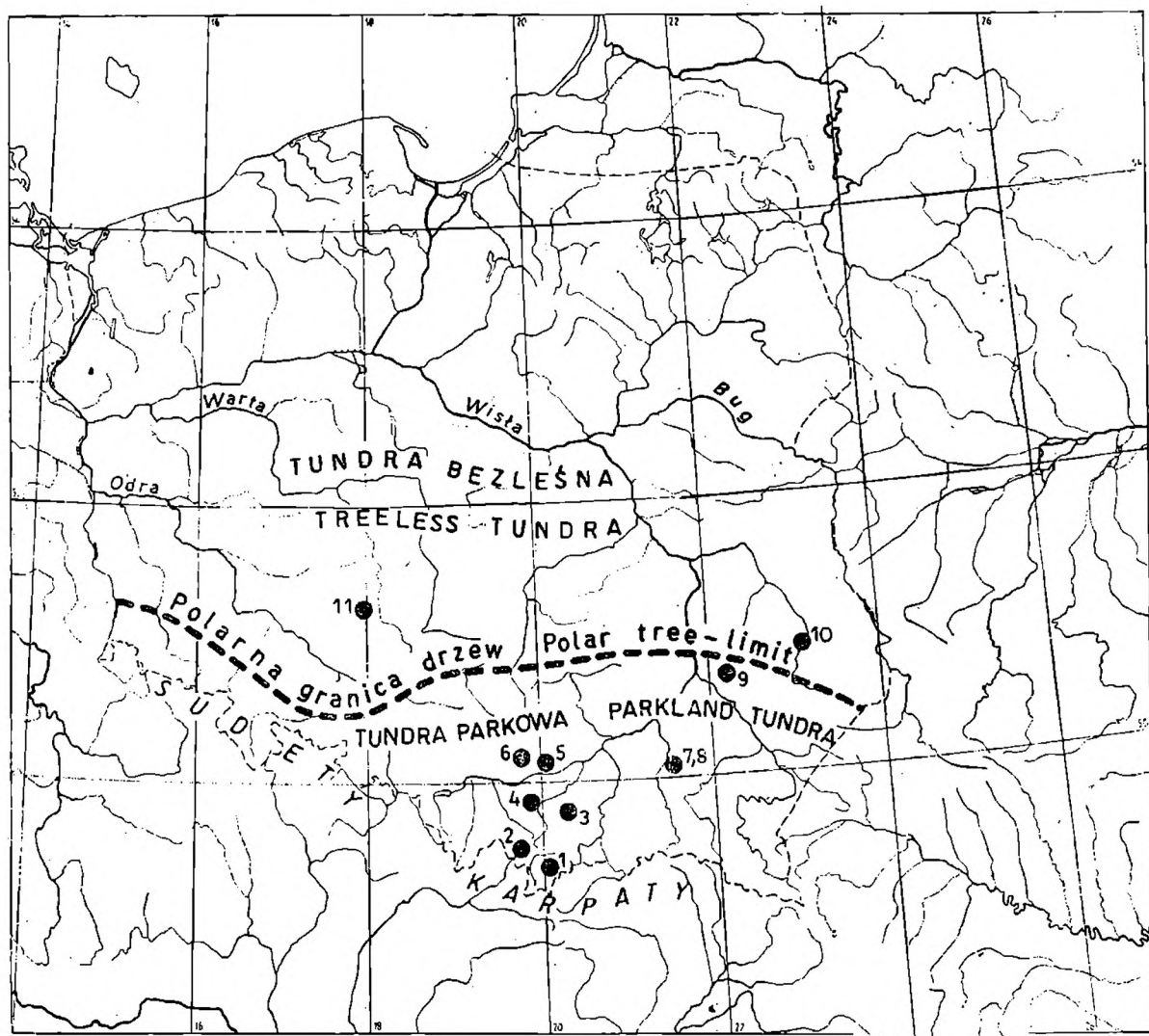


Fig. 4. Strefy roślinne wykształcone w czasie interstadiów Hengelo i Denekamp. Numeracja stanowisk jak na tabeli 1

Fig. 4. Vegetation zones in the interstadials Hengelo and Denekamp. Numeration of localities as in Table 1

wersyjne w ocenie ich wieku. Obszar ten zajmowała prawdopodobnie krzewiasta tundra bezleśna (*Betula t. alba*, *B. nana*, *Salix*, *Ephedra*). Taki typ roślinności sugerują flory kopalne z Kępna i Tarczyniechów.

W składzie roślinności Karpat i ich bezpośredniego przedpola uderza stosunkowo niewielka rola roślin uważanych za stepowe (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Ephedra*), przy równoczesnej obfitości przedstawicieli rodzin *Cyperaceae* i *Gramineae*. W kierunku północno-wschodnim (Wyżyna Lubelska) udział *Artemisia* wyraźnie wzrasta (Łązek, Tarczyniechy). Wysokie z reguły udziały *Cyperaceae*, licznych roślin wodnych i torfowiskowych, jak również mchów z rodzaju *Sphagnum* (Łązek), zdają się świadczyć o dużej wilgotności klimatu w okresie środkowego pleniglacjału. Wymownym tego następstwem stał się łądolód, który w pleniglacjałe górnym pokrył północną Europę w tym dużą część naszego kraju. Pogląd ten pokrywa się z wynikami badań w Europie zachodniej, gdzie pleniglacjał środkowy obejmujący interstadiały Hengelo i Denekamp, oceniany jest jako bardziej wilgotny aniżeli pleniglacjały dolny i górny (Hammen *et al.* 1971).

O MAMUCIE WŁOCHATYM SŁÓW KILKA

O kościach mamuta znajdowanych w Krakowie i jego okolicy pisze Staszic (1815), i to dość szczegółowo, jak na owe czasy. Dziś wiemy już więcej. Kubiak (1965) po dokonanej rewizji dostępnego mu materiału (głównie zębów), podaje 12 miejsc występowania kości mamuta włochatego. W ostatnich latach liczba ta powiększyła się o dwa dalsze szczególnie interesujące stanowiska, odkryte w Nowej Hucie i przy ul. Spadzistej (północne zbocze Góry Bronisławy). Obfitym szczątkom mamuta i innych zwierząt, charakterystycznych dla biotopu tundry pleniglacjałnej, towarzyszą tu artefakty górnego paleolitu (J. K. Kozłowski *et al.* 1970, 1974). Następnym, 15 z kolei jest stanowisko mamuta opisane w tej pracy.

W czterech tylko przypadkach kości mamuta były znalezione w złożu, które uznać można za pierwotne (Kopiec Kościuszki, ul. Spadzista, Nowa Huta I i II). Reszta pochodzi ze złoża wtórnego, najczęściej z postglacjałnych żwirów piaszczystych koryta Wisły i jej dopływów. Kości znajdowano zazwyczaj w miejscach położonych w zasięgu stożków napływowych Prądnika, Dłubni i Wilgi, co wskazywałoby na ich pochodzenie z warstw budujących terasę średnią. Warto również podnieść fakt, nie bez znaczenia dla oceny wieku żwirów występujących w spągu tej terasy, że w zestawieniu stanowisk słońi kopalnych, opracowanym przez Kubiaka (1965) dla Polski południowej, brak na obszarze Krakowa śladów mamuta stepowego (*M. trogontherii*), wielokrotnie notowanego na przedpolu Karpat i Sudetów. Jest to szczególnie dlatego ważny, ponieważ mamut ten, uważany za bezpośredniego przodka mamuta włochatego,

należał do składu fauny wczesnego i środkowego plejstocenu Europy aż po schyłek zlodowacenia Saalian (Butzer 1972).

Z Polski południowej i południowo-zachodniej znanych jest około 160 stanowisk mamuta włochatego (Kubiak l.c.). Odgrywał on więc dużą rolę w składzie fauny strefy peryglacjalnej. Wystarczy wspomnieć, że w górnopaleolitycznym obozowisku przy ul. Spadzistej, stwierdzono kości należące do 60 mamutów (J. K. Kozłowski *et al.* 1974). Towarzyszył im koń (*Equus caballus*), ren (*Rangifer tarandus*) i nosorożec włochaty (*Rhinoceros antiquitatis*), którego szczątki kopalne należą — obok mamuta — do najczęściej spotykanych w plejstocenie Polski (Kowalski 1959).

To tak znaczne zagęszczenie wielkich ssaków roślinożernych świadczy o obfitości pożywienia i dogodnych dla tych zwierząt warunkach klimatycznych. O zwartej, bujnej a zarazem i różnorodnej roślinności ówczesnej tundry, dowodzą podane w tej pracy wyniki badań palinologicznych. Dowodzą tego również rezultaty wielu innych publikacji, zawierające opisy roślinności Karpat północnych i ich przedpola w czasie ostatniego zlodowacenia.

Jak już wiemy, szczątki kopalne mamuta znajdowane są najczęściej na złożu wtórnym. Dla stratygrafii i historii tych zwierząt znaleziska te mają bardzo ograniczone znaczenie. Na razie dysponujemy datowaniem palinologicznym i wieku bezwzględnego zaledwie paru tylko stanowisk kości stwierdzonych *in situ*. Nie mogą one oczywiście stanowić podstawy do rozważań nad historią mamuta włochatego na naszych ziemiach — pozostają koncepcje spekulatywne.

Dotychczasowa znajomość historii zmian w obrazie roślinności ostatniego zlodowacenia pozwala na wysunięcie przypuszczenia, że mamut włochaty mógł stać się częsty na naszym terytorium dopiero po leśnym i długotrwałym interstadiale Brørup, a więc w pleniglacjale. Na mapie rozmieszczenia jego stanowisk kopalnych w Polsce występują dwa ich wyraźne skupienia, jedno na przedpolu Karpat i Sudetów, a drugie w północnej części kraju, głównie w rejonie doliny Wisły (Kowalski 1959, fig. 5). Niełatwo ocenić, jak dalece jest to obraz prawdziwy, w grę bowiem wchodzi czynniki uboczne, a zwłaszcza dość znaczne różnice w stopniu zbadania poszczególnych części kraju (Kubiak 1965; Karaszewski 1976). Niemniej można zaryzykować próbę interpretacji tego tak wyraźnie zróżnicowanego rozmieszczenia.

Południowopolskie skupienie stanowisk kopalnych jest być może następstwem zagęszczenia mamutów pod wpływem pogarszających się po interstadiale Denekamp warunków klimatycznych i nasuwającego się z północy lądolodu. Tu więc spodziewać się można dominowania stanowisk pochodzących z pleniglacjału górnego.

W skupieniu północnopolskim przeważać powinny stanowiska z dolnego i środkowego pleniglacjału oraz z późnego glacjału. Te ostatnie nie

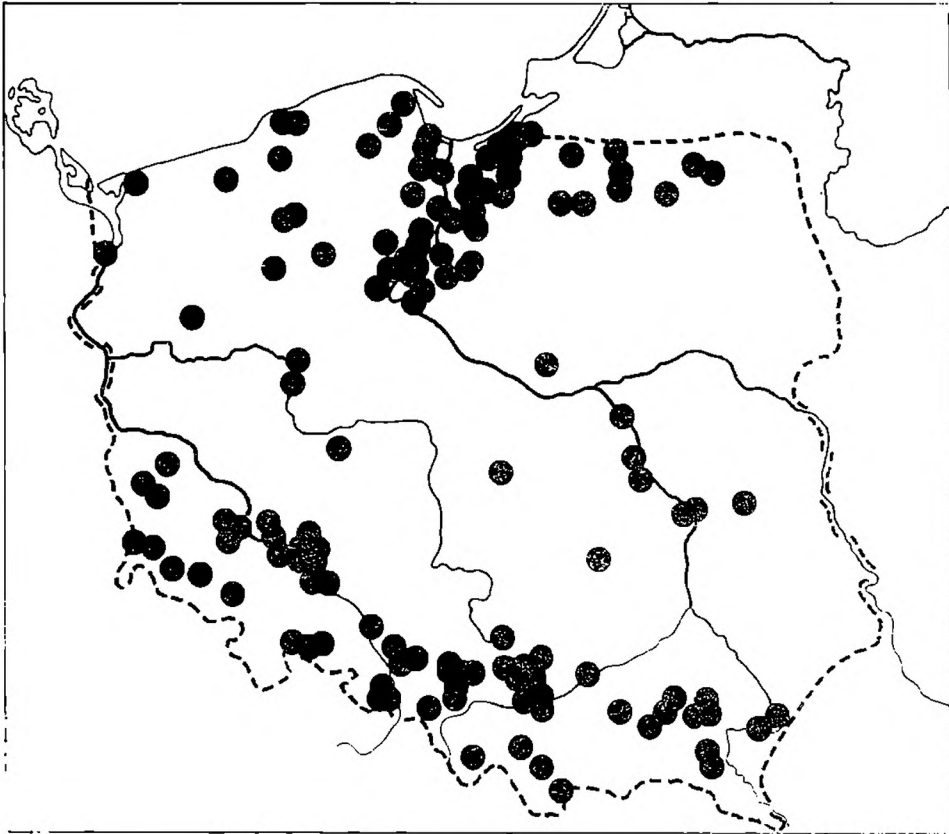


Fig. 5. Stanowiska *Mammuthus primigenius* w Polsce (według Kowalskiego 1959)

Fig. 5. Localities of *Mammuthus primigenius* in Poland (after Kowalski 1959)

należą prawdopodobnie do najrzadszych. W tym bowiem czasie mamut był zmuszony do migracji na północ pod naporem rozprzestrzeniającego się z południa lasu, który w młodszej części interstadiału Allerød pokrył cały kraj (Wasylikowa 1964). Tym samym na północy spodziewać się można nie tylko najmłodszych wiekiem stanowisk, ale i śladów pobytu ostatnich mamutów w Polsce. W rozważaniach tych pominięto rolę człowieka paleolitycznego, któremu mamut włochaty zawdzięcza prawdopodobnie swój los ostateczny, tj. całkowite wyginięcie (Butzer 1972; Budyko 1975).

PODZIĘKOWANIE

Jest naszym miłym obowiązkiem złożyć serdeczne podziękowania Dr S. Buratyńskiemu za wskazanie stanowiska flory i cenne o nim informacje, Doc. dr K. Wasylikowej za pomoc w zebraniu materiału, a Prof. dr L. Starkłowi za owocną dyskusję.

Maszynopis otrzymano: IV 1977,
przyjęto do druku: V 1977.

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Beres K. (1938), Przyczynki do geologii Krakowa (résumé: Quelques remarques sur la géologie de Cracovie). *Wiad. geogr.*, 16: 95—105.
Birkenmajer K., Śröder A. (1960), Interstadium oryński w Karpatach

- (summary: Aurignacian Interstadial in the Carpathians). *Inst. Geol. Biul.* 150: 9—70.
- Budyko M. I. (1975), *Klimat i życie*. PWN, Warszawa.
- Butzer K. W. (1972), *Environment and archeology. An ecological approach to prehistory*. Methuen & Co. Ltd., London.
- Chmielewski W. (1975), *Paleolit środkowy i górny*. Prehistoria Ziemi Polskich, t. I, Ossolineum, Wrocław.
- Chmielewski W., Kowalski K. & Reymanówna M. (1961), Jerzmanowice (Nietoperzowa Cave). In: *The Middle Poland. Guide-book of excursion of VIth INQUA Congress, 2*, Warszawa.
- Dyakowska J. (1939), *Interglacjał w Ściejowicach pod Krakowem* (summary: Interglacial in Ściejowice near Cracow). *Starunia*, 17: 1—14.
- Dylik J. (1956), *Struktury peryglacjalne w Tarzymiechach i ich znaczenie dla morfogenezy i stratygrafii czwartorzędu* (summary: The periglacial structures at Tarzymiechy and their significance for the morphogeny and stratigraphy of the Quaternary). *Biul. perygl.*, 3: 15—30, 107—118.
- Geyh M. A., Rohde P. (1972), *Weichselian chronostratigraphy, C-14 dating and statistics*. XXIV I. G. C., Section 12, 27—36, Montreal.
- Halicki B. (1955), *Znaczenie procesów peryglacjalnych dla studiów morfogenezy Karpat* (résumé: Remarques sur l'importance des processus périglaciaires pour les études de la morphogenèse des Carpates). *Biul. perygl.*, 2: 5—14, 167—174.
- Hammen T. van der, Maarleveld G. C., Vogel J. C. & Zagwijn W. H. (1967), *Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands*. *Geol. en Mijnb.*, 46: 79—95.
- Hammen T. van der, Wijmstra T. A. & Zagwijn W. H. (1971), *The floral record of the Late Cenozoic of Europe*. In: *The Late Cenozoic glacial ages* (Ed. K. T. Turekian). Yale University Press.
- Jahn A. (1956 a), *The action of rivers during the glacial epoch and the stratigraphic significance of fossil erosion surfaces in Quaternary deposits*. *Prz. geogr. Supl.*, 28: 101—104.
- Jahn A. (1956 b), *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd* (summary: Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). *Inst. Geogr. PAN, Pr.*, 7: 1—453.
- Janczyk-Kopikowa Z. (1969), *Plejstoceńska flora w Podgłębokiem na Lubelszczyźnie* (summary: The Pleistocene flora of Podgłębokie in the Lublin Region). *Inst. Geol. Biul.*, 220: 51—72.
- Jersak J. (1973), *Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski* (summary: Lithology and stratigraphy of the loess on the Southern Polish Uplands). *Acta geogr. lodz.*, 32: 1—139.
- Jersak J. (1976), *Związek akumulacji lessu z rozwojem procesów rzecznych w dolinach przedpola Karpat i na wyżynach południowej Polski* (summary: Interrelation between the loess accumulation and development of fluvial processes in the foreland of the Carpathian Mountains and on the Southern Polish Uplands). *Acta geogr. lodz.*, 37: 25—52.
- Jura A. (1937), *Stanowisko paleolityczne na Krowodrzy, przedmieściu Krakowa, w żwirach dyluwialnych rzeki Robotnej*. *Spraw. PAU*, 42 (6): 185—187.
- Karaszewski W. (1976), *Mało znane miejsca występowania kości mamuta i nosorożca w Polsce środkowej i wschodniej*. *Kwart. geol.*, 20 (1): 155—162.
- Karaś C., Starkel L. (1958), *Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego w południowej części Wyżyny Śląskiej* (summary: Extent of the Middle Polish

- Glaciation in the southern part of the Silesian Upland). *Przeł. geogr.*, 30: 263—271.
- Kleczkowski A. (1964), Budowa geologiczna i wody gruntowe wysokiego tarasu Wisły na wschód od Krakowa (rezjume: Geologičeskoe stroenie i gruntowye wody wysokiej terrasy Wisły wostočnee Krakowa). *Rocz. Polsk. Tow. Geol.*, 34: 191—224.
- Klimaszewski M. (1952), Formy wymarzania plejstocenijskiego w okolicy Krakowa (summary: The forms of the Pleistocene regelation in the Cracow region). *Państw. Inst. Geol. Biul.*, 66: 115—133.
- Kmietowicz-Drathowa I. (1964), Rys budowy geologicznej czwartorzędu Krakowa. Spraw. z prac komisji Oddziału PAN w Krakowie, styczeń—czerwiec: 269—274.
- Kmietowicz-Drathowa I. (1971), Geologiczne podstawy odtwarzania pierwotnej topografii Krakowa. *Mat. arch.*, 12: 41—52.
- Kowalski K. (1959), Katalog ssaków plejstocenu Polski (summary: A catalogue of the Pleistocene mammals in Poland). PWN, Warszawa.
- Kozłowski J. K. (1969), Problemy geochronologii paleolitu w dolinie Wisły pod Krakowem (summary: Problems of geochronology of the Palaeolithic in the Cracow section of the Vistula valley). *Folia Quaternaria*, 31: 1—67.
- Kozłowski J. K., Kubiak H., Welc A. (1970), A palaeolithic site with mammoth remains at Nowa Huta (Cracow, Poland). *Folia Quater.*, 36: 1—20.
- Kozłowski J. K., Fliet B. van, Sachse-Kozłowska E., Kubiak H., & Zakrzewska G. (1974), Upper Paleolithic site with dwellings of mammoth bones — Cracow, Spadzista Street B. *Folia Quater.*, 44: 1—110.
- Krukowski S. (1939), Paleolit. Prehistoria Ziem Polskich, *Encyklopedia Polska PAU*, t. IV, Kraków.
- Kubiak H. (1965), Słonie kopalne Polski południowej (summary: The fossil elephants of South Poland). *Folia Quater.*, 19: 1—16.
- Laskowska-Wysocka W. (1971), Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego (summary: Quaternary stratigraphy and palaeogeomorphology of the Sandomierz Lowland and the foreland of the Middle Carpathians, Poland). *Stud. geol. pol.*, 34: 1—109.
- Mamakowa K. (1968), Flora z interstadiu Paudorf w Łążku koło Zaklikowa (summary: Flora from the Paudorf Interstadial at Łążek near Zaklików — SE Poland). *Acta palaeob.*, 19: 29—44.
- Mamakowa K., Starkel L. (1974), New data about the profile of young Quaternary deposits at Brzeźnica on the Wisłoka river. The Carpathian foreland. *Stud. geomorph. Carpatho-Balcan.*, 8: 47—59.
- Mamakowa K., Mook W. G., Środoń A. (1975), Late-pleistocene flora at Kąty (Pieniny Mts., West Carpathians). *Acta palaeob.*, 16: 147—172.
- Maruszczak H. (1972), Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. W: Geomorfologia Polski, I, PWN, Warszawa.
- Mądalski J. (1935), Plejstocenijska flora ze Ściejowic koło Krakowa (Zusammenfassung: Pleistocene Flora von Ściejowice bei Kraków). *Starunia*, 10: 1—12.
- Mojski J. E., Rzechowski J. (1969), Plejstocen okolic Podgłębokiego na Polesiu Lubelskim (summary: The Pleistocene from the vicinity of Podgłębokie in the Lublin Polesie). *Inst. Geol. Biul.*, 220: 13—50.
- Morawski W. (1971), Middle Palaeolithic flint assemblages from the Piekary IIa sites. *Recherches Archeol. de 1970*, Kraków.
- Rotnicki K., Tobolski K. (1965), Pseudomorfozy wieloboków z lodem szcze-

- linowym i stanowisko tundry w peryglacjalnym basenie sedymentacyjnym ostatniego zlodowacenia w Kępnie (summary: Pseudomorphoses on the fissure ice polygons and the locality of tundra in the periglacial sedimentary basin of the period of last glaciation at Kępno — South Great Poland). *Bad. fizjogr. nad Polską Zach.*, 15: 93—146.
- Rotnicki K., Tobolski K. (1969), Stanowisko interstadiału Paudorf w Kępnie — SE Wielkopolska (summary: Paudorf Interstadial in Kępno — SE Great Poland). *Ibidem*, 23: 119—127.
- Sawicki L. (1952), Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie (résumé: Les conditions climatiques de la période de l'accumulation du loess supérieur aux environs de Cracovie). *Państw. Inst. Geol. Biul.*, 66: 5—52.
- Sawicki L. (1957), Warunki stratygraficzne interglacjału w Ściejowicach koło Krakowa (summary: Stratigraphic conditions of the interglacial at Ściejowice near Cracow). *Inst. Geol. Biul.*, 118: 317—341.
- Sobolewska M., Środoń A. (1961), Late-pleistocene deposits at Białka Tatrzańska (West Carpathians). *Folia Quater.*, 7: 1—16.
- Sobolewska M., Starkel L., Środoń A. (1964), Młodoplejstocenijskie osady z florą kopalną w Wadowicach (summary: Late-pleistocene deposits with fossil flora at Wadowice — West Carpathians). *Folia Quater.*, 16: 1—64.
- Staszic S. (1815), O ziemiorodztwie Karpatów i innych gór i równin Polski. Przedruk 1955, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Środoń A. (1952), Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach (summary: Last glacial and postglacial in the Carpathians). *Państw. Inst. Geol. Biul.*, 67: 27—75.
- Środoń A. (1954), Flory plejstocenijskie z Tarzymiechów nad Wieprzem (summary: Pleistocene floras from Tarzymiechy on the river Wieprz). *Inst. Geol. Biul.*, 69: 5—78.
- Środoń A. (1965), O florach kopalnych w terasach dolin karpackich (summary: On fossil floras in the terraces of Carpathian valleys). *Folia Quater.*, 21: 1—26.
- Środoń A. (1968), O roślinności interstadiału Paudorf w Karpatach Zachodnich (summary: On the vegetation of the Paudorf Interstadial in the Western Carpathians). *Acta palaeob.*, 9: 3—27.
- Środoń A. (1974), The glacial flora of the Saalian age from Góra Kalwaria near Warsaw. *Acta palaeob.*, 15: 17—41.
- Środoń A. (1976), Late-pleistocene flora and mammoth skeleton from Rzochów near Mielec (S. Poland). *Biul. perygl.*, 26: 299—309.
- Tyczyńska M. (1968), Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa (summary: Geomorphological evolution of the city of Cracow). *Zeszyty Nauk. UJ, Pr. geogr.*, 17: 5—65.
- Wasylkowa K. (1964), Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy (summary: Vegetation and climate of the Late-glacial in central Poland based on investigations made at Witów near Łęczycy). *Biul. perygl.*, 13: 261—417.
- Watts W. A. (1959), Interglacial deposits at Kilbeg and Newtown, Co. Waterford *Proc. R. Ir. Acad.*, 60, B2: 79—134.
- Zagwijn W. H., Paepe R. (1968), Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 19: 129—146.

SUMMARY

A layer of organic silts, 55 cm in thickness, with streaks of peat, has been found under an 11-metre cover of loess in a profile of the Pleistocene middle terrace of the Vistula valley at Nowa Huta (district of Cracow). A tooth (tusk) of a mammoth (*Mammuthus primigenius*) has been met with in this layer. The situation of the locality of the flora under study and the geological profile of the terrace described by J. K. Kozłowski *et al.* (1970) is shown in Text-figs. 1 and 2.

The pollen diagram (Text-fig. 3) presents a picture of woodless tundra vegetation with a fairly large share of *Betula nana*, *Juniperus* and shrubby species of *Salix* (small pollen grains of the *Salix glauca* type). It may well be that *Populus* is also present, groups of its pollen being encountered in the bottom part of the profile. The AN:NAP ratio suggests that at the time of formation of the deposit the area was covered with herb vegetation to a high degree. This included communities, varying in composition, of sedge-grass meadows of wet tundra with such plants as *Selaginella selaginoides*, *Ranunculus hyperboreus*, *Polygonum viviparum*, *Armeria maritima*, *Pleurospermum austriacum*, *Polemonium*, *Solanum dulcamara* and many others. In depressions of the area there occurred water and marsh plants (*Caltha*, *Phragmites*, *Sparganium*, *Hippuris*, *Myriophyllum spicatum*, *Potentilla palustris* and *Potamogeton*).

A fall in the pollen frequency can be seen in the upper part of the profile and it perhaps indicates a certain loosening of the plant cover, which was probably connected with the deterioration of climatic conditions in the direction of the more continental climate. This is reflected in the plant composition by an increase in the pollen amount of plants of dry habitats (*Juniperus*, *Ephedra fragilis* type, *E. distachya*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Silene-Arenaria* type, *Helianthemum nummularium* type).

RADIOCARBON DATING

Three samples for radiocarbon dating were taken at equal intervals from the organic silt containing abundant vegetable detritus and thin layers of peat. Dating has been carried out by Prof. Mebus A. Geyh, Director of the ^{14}C and ^3H Laboratory, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, in Hannover, to whom we wish to express our heartfelt thanks for his disinterested help with this study.

The samples were derived from three levels of the 55-centimetre thick deposit:

1. depth 5—15 cm Hv 6386 — 27 745 \pm 300 years B. P.
2. depth 25—35 cm Hv 5955 — 18 460 \pm 250 " B. P.
3. depth 45—50 cm Hv 7167 — 20 560 \pm $\begin{matrix} 735 \\ 675 \end{matrix}$ " B. P.

The result is astonishing, for the dates obtained for the samples

from the lower part of the profile are similar to each other but at the same time of much younger age than the sample from the top part. The explanation of this phenomenon boils down to the answers to at least two questions:

1. whether the upper sample, of the oldest age, happens to come from redeposited material, and
2. whether there are any data which would indicate the possibility of contamination with recent carbon and thus of making ^{14}C age of the other two samples younger.

The answer to the first question is in the negative. The deposit under study is lithologically homogeneous and the pollen spectra connected with the upper ^{14}C sample do not differ in an essential manner from the palynological picture of vegetation obtained from the levels of middle and lower samples.

The answer to the second question probably touches the essence of the problem. The layer of loess and organogenic silts lies on a thick layer of sand-gravel deposits with impervious Miocene clays at the bottom. As has been stated by Kleczkowski (1964), in this main water-bearing layer there is a marked flow of water, enhanced by its particularly intense exploitation in this region. The water removed is replaced by water from some tributaries of the Vistula, especially from the nearby stream Dhubnia, which flows in a deep cut-in valley. In Kleczkowski's (l.c.) opinion, the periodically occurring high water level in the streams increases the supplies of ground water. This may contain humus substances, which probably are responsible for the younger age of the samples from the middle and bottom parts of the deposit. In our case this interpretation limits the possibility of acceptance of rainwater infiltration through the loess layer to the layer dated.

On the assumption that the lower radiometric age of the middle and bottom samples was caused by the contamination with the humus substances from the water-bearing layer, it remains to consider the question if the upmost sample, the oldest of age, is also rejuvenated to any degree. The answer to this question might be obtained by dating the deposit of the same period but derived from another site of the middle terrace in Cracow, less exposed to the above-mentioned changes in the water-bearing layer.

Prof. M. A. Geyh's opinion on the result of dating for the samples from Nowa Huta is as follows: If sample Hv 6386 does not come from redeposited materials, the probable age of this deposit is $\geq 27\,750$ years B.P. In Geyh and Rohde's (1972) chronostratigraphic scale this date falls at the beginning of the upper Pleniglacial. Assuming that it may be also a little younger, it is possible to refer this deposit to the decline of the Denekamp interstadial, which, according to Geyh and Rohde, lasted from 33 200 to 28 800 years B. P.

STRATIGRAPHY

The Quaternary deposits that fill up the Vistula valley in Cracow are marked by their fairly great lithological differentiation and morphology, sharply outlined in the terrain. Few patches of moraine clay of Cracovian age, are scattered high at the edge of the valley. They contain boulders of Scandinavian rocks, having a considerable size sometimes. In the profile of the middle terrace, in which we are specially concerned here, a loess layer, many meters thick, overlies the layers of sand, organogenic deposits, limestone gravels and Carpathian flysch gravels at the bottom. Late glacial and Holocene deposits, with frequent layers of fossil peat, occupy the valley floor within the limits of the maximum floods of the Vistula. Miocene clays occur in the substratum of the Quaternary in the valley, whereas the substratum at its elevated edges is made up of Cretaceous marls and Upper-Jurassic limestones.

The above-mentioned layer of organogenic deposits, mostly about 1 m in thickness, separates the layer of loess from that of fluvial sands and gravels. On the base of its thickness we may suppose that in some places it is older than the organic silt from Nowa Huta. It permits us to assume that this layer took rise during the interstadials of the middle Pleniglacial (Hengelo-Denekamp). On the other hand, the layer of limestone and flysch fluvial gravels has been referred to the border period between the Eemian interglacial and the last glaciation. At that time the climate was cool and wet, and so the processes of erosion and accumulation and the transportation power of rivers were much more increased. So far, the layer of gravels has been ascribed, in most cases, to the Saalian glaciation.

An evaluation of the results of studies carried out up to now leads to the conclusion that the Pleistocene deposits of the Vistula valley in Cracow is made up, above all, of formations genetically related to the decline of the Eemian interglacial and the last glaciation. The older stages of the Pleistocene are represented by scanty and not always quite convincing traces. Their slight contribution speaks about the scale and intensity of erosive-accumulative processes in the last glaciation. These processes were favoured by the nearness of the Carpathians, which provided abundant flysch material, readily made movable. Flowing waters of great erosive power were able to strip the valleys of Carpathian rivers of most of their older deposits, which at that time were already markedly reduced.

VEGETATION OF POLAND IN THE MIDDLE PLENIGLACIAL

So far, we know eleven localities of fossil floras, representing fragments of the interstadials of the middle Pleniglacial in the area of the Polish Carpathians and their foreland. The list of these localities

(Table 1) has been extended by adding the flora from Tarzymiechy on Wieprz (Środoń 1954), which, according to Jahn (1956) and Jersak (1973), probably comes from the last glaciation and not from the interstadial of the Saalian glaciation.

In the interstadials of the middle Pleniglacial the territory of southern Poland was occupied by parkland tundra communities (*Pinus sylvestris*, *P. cembra*, *Larix*, *Betula t. alba*, *Alnus*, *Salix*, *Hippophaë*) with strips of gallery forests and scrubs in the valleys of the Vistula and its Carpathian tributaries. The northern range of trees coincided approximately with the southern edge of the Lublin and Kielce—Sandomierz Uplands and further, having traversed the Silesian Upland, ran along the foreland of the Sudetes (Text-fig. 4). In the sheltered Carpathian valleys forests found conditions to become more compact and differentiated (*Pinus sylvestris*, *P. cembra*, *Larix*, *Picea*, *Betula t. alba*, *Populus*, *Alnus cf. incana*), the timber line running at 650 m a.s.l. (Nowy Targ—Orawa Basin).

Our sources of information concerning the areas situated further to the north are very scanty and controversial as regards age determination. These areas were probably covered by woodless shrubby tundra (*Betula nana*, *Salix*, *Ephedra*). The fossil floras from Kępno and Tarzymiechy suggest this type of vegetation.

The relatively small share of plants regarded as steppe plants (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Ephedra*) along with the abundance of the members of the families *Cyperaceae* and *Gramineae* in the composition of the vegetation of the Carpathians and their near foreland is striking. Towards the north-east (Lublin Upland) the share of *Artemisia* increases markedly (Łązek, Tarzymiechy). The generally high shares of the *Cyperaceae*, numerous water and peatbog plants and mosses of the genus *Sphagnum* (Łązek) seem to indicate a humid climate in the period of the middle Pleniglacial. A significant consequence of that was the ice-sheet which covered northern Europe, including a large part of the territory of Poland, in the upper Pleniglacial. This opinion coincides with the results of studies carried out in western Europe, where the middle Pleniglacial, comprising the Hengelo and Denekamp interstadials, is considered to have been more humid than the lower and the upper Pleniglacial (Hammen, Wijmstra, Zagwijn 1971).

A NOTE ON THE WOOLLY MAMMOTH

There are 15 known localities of bones of *Mammuthus primigenius* in the Cracow territory (Kubiak 1965, and more recent finds). Only in four cases these bones came from their primary deposition in loess and loess-underlying layers. The other localities provided bones (chiefly teeth) found redeposited in the layers, generally postglacial, lining the bed of the Vistula. It is noteworthy and not insignificant, as regards

the determination of age of the gravels which occur at the bottom of the loess terrace, that no traces of the steppe mammoth (*M. trogontherii*), recorded manifold from the foreland of the Carpathians and Sudetes (Kubiak l.c.), have hitherto been discovered in the Cracow area. This mammoth, regarded as the direct ancestor of the woolly mammoth, belonged to the fauna of the early and middle Pleistocene of Europe, up to the end of the Saalian glaciation (Butzer 1972).

In southern and south-western Poland there are about 160 known localities of the woolly mammoth (Kubiak l.c.), not including those of other big herbivorous mammals. Their considerable density suggests a compact, exuberant and, at the same time, diverse vegetation of tundra in that period. This has been confirmed by the results of numerous palynological studies.

The present knowledge of the history of vegetation during the last glaciation permits the supposition that the woolly mammoth could not be frequent in our territory until the Brørup interstadial, abounding in forests, was over, i.e. in the Pleniglacial. The map of its fossil localities in Poland shows their two distinct groupings, one in the foreland of the Carpathians and Sudetes and the other in the northern part of the country, chiefly in the region of the Lower Vistula (Kowalski 1959, Text-fig. 5). It is not easy to estimate the truthfulness of this picture, for some by-factors come into play here, especially rather great differences in the degree of exploration of particular parts of the country (Kubiak 1965; Karaszewski 1976). Nevertheless, we may venture a tentative interpretation of this, so markedly differentiated, distribution.

The aggregation of fossil localities in southern Poland may have resulted from the density of mammoths, which increased under the influence of deteriorating climatic conditions after the Denekamp interstadial and that of the ice sheet, expanding from the north. Here we may therefore assume the dominance of the localities of the upper Pleniglacial.

In the North-Polish aggregation the localities representing the lower and middle Pleniglacial and those of the late glacial ought to predominate. These last probably do not belong to the rarest ones, for at that time the mammoth was forced to migrate northwards under the pressure of the forest which spread from the south and in the younger period of the Allerød interstadial covered the whole country. Thus, the occurrence of the last woolly mammoths in Poland may be expected in the north. The role of the palaeolithic man, probably responsible for the final fate of the woolly mammoth, i.e. its complete extinction (Butzer 1972; Budyko 1973), has been omitted in these considerations.