

EWA NIEDZIAŁKOWSKA, KAZIMIERZ SZCZEPANEK (KRAKÓW)

UTWORY PYŁOWE VISTULIAŃSKIEGO STOŻKA WISŁY W KOTLINIE OŚWIĘCIMSKIEJ

POŁOŻENIE OBSZARU BADAŃ, STAN BADAŃ

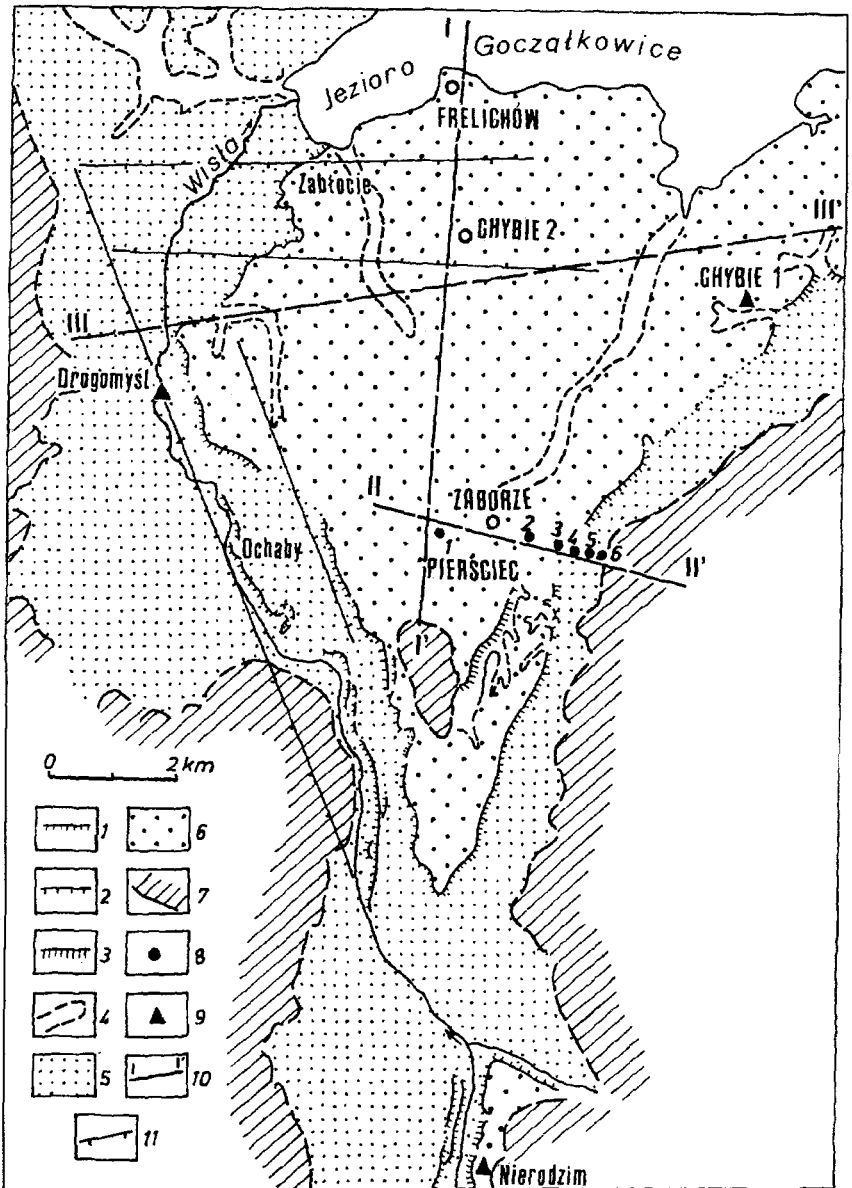
Badania w dolinie górnej Wisły realizowane w ramach problemu CPBP 03.13 — ewolucja środowiska geograficznego Polski — przeprowadzono w Kotlinie Oświęcimskiej, na przedpolu Pogórza Cieszyńskiego (Ryc. 1). Młodoplejstoceniński stożek Wisły zajmuje tu znaczną część dna doliny. Jego długość wynosi około 13 km, maksymalna szerokość około 10 km. Stożek ten zbudowany jest z mięszszych żwirów i kilku do kilkunastu metrów osadów pylastych leżących w stropie. Na temat wieku i pochodzenia utworów pyłowych w obrębie Pogórza Cieszyńskiego, jak i w dnie doliny Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej, wypowiedali się Książkiewicz (1935) oraz Burta-nówna i in. (1937), Stupnicka (1960, 1962, 1963) i Tokarski (1948).

METODY

W latach 1976–1980 E. Niedziałkowska przeprowadziła kartowanie geomorfo-logiczne dna doliny Wisły w skali 1 : 25000. Szczegółowo rozpoznano budowę równiny zalewowej koło Drogomyśla (Niedziałkowska i in. 1985). Informacje terenowe zostały uzupełnione przez wiertnicze materiały archiwalne.

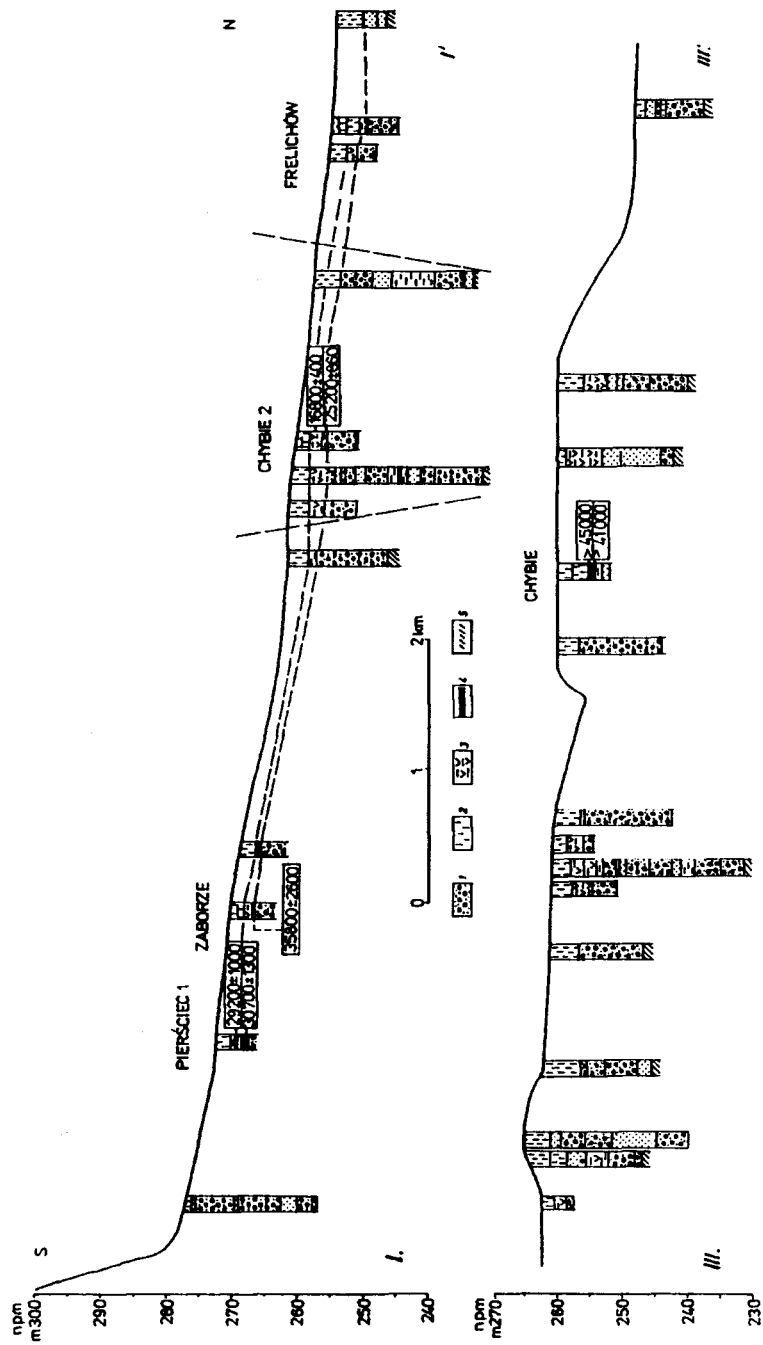
W latach 1989–1990 wykonano 9 wierceń. Trzy w przekroju podłużnym stożka na stanowiskach: Zaborze, Chybie 2 i Frelichów. Drugi przekrój (II-II') został poprowadzony przez wschodnią część stożka oraz przyległą do niego równinę zalewową wschodniej rynny (Ryc. 1). Stanowiska zostały oznaczone jako Pierściec 1, 2, 3, 4, 5, 6.

Jako podstawowy został uznany profil Pierściec 3, dla którego wykonano 23 analizy uziarnienia i zawartości CaCO₃ oraz 15 analiz minerałów ciężkich w Przedsiębiorstwie Geologicznym w Krakowie. Dla prób nr 13–23 z tego profilu wykonano analizy pyłkowe. W profilu Pierściec 1 z warstwy torfu i nadległych osadów pylasto-organicznych wykonano analizy pyłkowe dla 32 prób (K. Szczepanek). Z 6 prób wykonano oznaczenia wieku metodą radiowęgla w Instytucie Fizyki w Gliwicach.



Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna dna doliny górnej Wisły. Krawędzie teras o wysokości: 1 — do 2 m, 2 — 2–5 m, 3 — 5–12 m, 4 — doliny nieckowe, 5 — holocenijska równina zalewowa, 6 — stożek Wisły w okresie wistulianu, 7 — granica zasięgu dna doliny, 8 — wiercenia badawcze, 9 — stanowiska badawcze, 10 — linie przekrojów (por. Ryc. 2 i 3), 11 — linie uskoków, (wg Kucińskiego i Mitury 1958)

Fig. 1. Geomorphological map of the valley bottom of the upper Vistula valley. Terrace faces of the heights of: 1 — to 2 m, 2 — 2–5 m, 3 — 5–12 m, 4 — trough-like valleys, 5 — Holocene flood plain, 6 - fan of the Vistula river of the Vistulian period, 7 — limit of the valley bottom, 8 — drillings, 9 — study sites, 10 — cross-section lines (cf. Fig. 2. and 3.), 11 — faults (according to Kuciński and Mitura 1958)



Ryc. 2. Przekrój podłużny przez stożek Wisły I-I' i przekrój poprzeczny III-III': 1 — żwiry z piaskiem, 2 — pyły, 3 — pyły organiczne, 4 — tor, 5 — mio-
 cen. Zaznaczona strefa rowu tektonicznego stwierdzonego na powierzchni karbonu
 Fig. 2. Longitudinal profile of the fan of Vistula river I-I' and its cross-section III-III': 1 — gravels with sand, 2 — silts, 3 — organic silts, 4 — peat,
 5 — Miocene bedrock, Zone of the tectonic trough observed at the Carbon surface

CHARAKTERYSTYKA RZEŻBY STOŻKA

Dno doliny Wisły poniżej Pogórza Cieszyńskiego zajmują dwa poziomy terasowe. Wyższy z nich, będący przedmiotem badań, ma charakter stożka o powierzchni opadającej ku północy od wysokości 280 m n.p.m. do wysokości 255 m n.p.m. (Ryc. 1). Ponad prawie płaską powierzchnią stożka wznosi się wał (garb), ciągnący się wzdłuż wschodniej jego krawędzi na granicy z rynną erozyjną. W pobliżu Kępy Winogradzkiej wysokość względna wału dochodzi do 7–10 m. W części północnej stożka wał powoli zanika. Po zachodniej stronie garbu ciągnie się rozległe nieckowate obniżenie. Lewe zbocze tego obniżenia widoczne poniżej Kępy Winogradzkiej bardzo łagodnie przechodzi w powierzchnię stożka. W obniżeniu tym nie stwierdzono śladów erozji i akumulacji rzecznej.

Zachodnia krawędź stożka łagodnym załomem przechodzi w równinę zalewową. Krawędź tę rozcinają dwa nieckowate, rozległe obniżenia. Wschodnia krawędź stożka jest bardziej urozmaicona. Wysokość jej rośnie od 1–3 m u nasady stożka, do maksymalnie 5–15 m w strefie garbu w rejonie Kępy Winogradzkiej, po czym znowu obniża się do 5–2 m w części północnej. Rozczłonkowana jest ona licznymi nieckowatymi obniżeniami, które są krótkie i bardziej wyraźne w najwyższych częściach krawędzi, natomiast płytkie i bardzo rozległe w strefie, gdzie krawędź jest niska i łagodna. U wylotu tych obniżeń brak jest form akumulacyjnych. Może to sugerować, że powstały one przed główną fazą wycięcia, a co najmniej przed agradacją w dnio rynny.

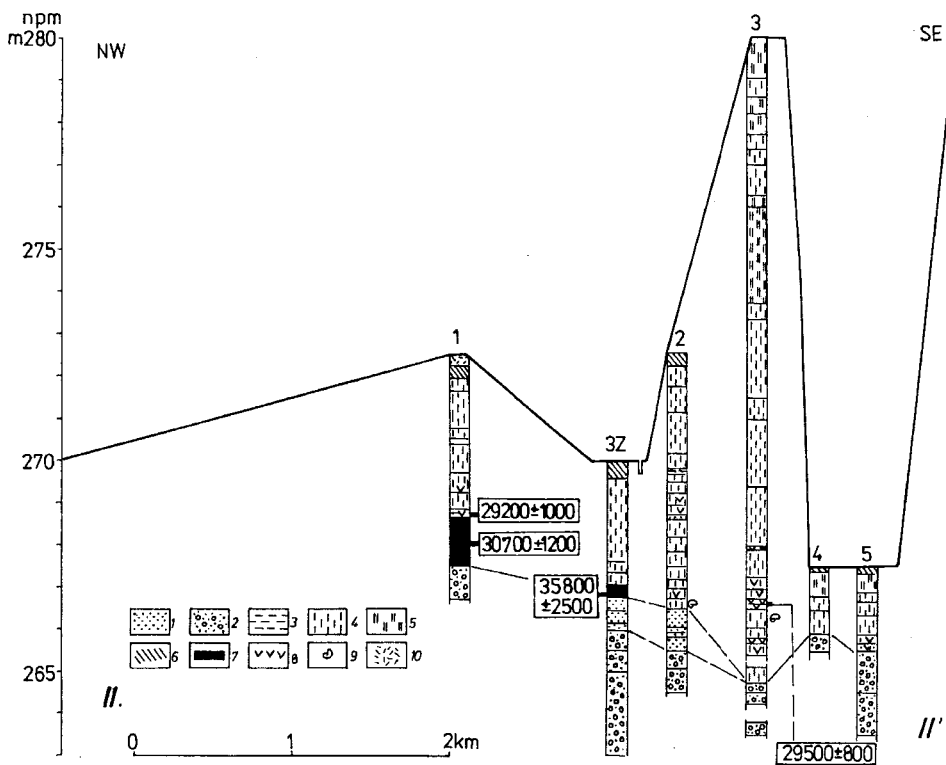
Niższy poziom terasowy — holoceni — rozdziela się jeszcze w obrębie Pogórza na dwa ramiona, biegnące po wschodniej i zachodniej poboczniczy stożka. Rynna zachodnia, o szerokości dochodzącej do 5 km, rozcięta jest współczesnym korytem Wisły. Powierzchnia jej opada ku północy od wys. 270 m n.p.m. u progu Pogórza do 255 m n.p.m. w okolicy Strumienia (Niedziałkowska i in. 1985).

Wąska rynna wschodnia biegnie wzdłuż krawędzi Pogórza i ma większe nachylenie. Szerokość jej rośnie od 1 km w części południowej do 1,5–2 km w części północnej. Powierzchnię jej zajmują przede wszystkim stawy, w strefie rozszerzenia występują tereny podmokłe lub bagienne, z torfem o miąższości ok. 1 m.

BUDOWA CZWARTORZĘDOWA STOŻKA NA PODSTAWIE MATERIAŁÓW ARCHIWALNYCH

Osady czwartorzędowe stożka leżą na miocenie, którego strop jest nierówny i łagodnie podnosi się od 240 m n.p.m. w części południowej u progu Pogórza do 245 m n.p.m. w części północnej. Jedynie w strefie rowu tektonicznego Zabłocia obniża się do wysokości 235 m n.p.m. (Ryc. 2). Strop miocenu w rynnach zachodniej, w której są liczne wiercenia archiwalne, leży na podobnej wysokości i wykazuje taką samą tendencję podnoszącą jak pod stożkiem. Z rynnach wschodniej nie ma informacji, a w jedynym wierceniu znajdującym się na wschodzie strop miocenu

leży na wysokości 235 m n.p.m. (Ryc. 3). Z danych tych wynika, że strop miocenu na przedpolu Karpat ma prawie równą powierzchnię, w której deniwelacje są niewielkie. Według Tokarskiego (1948) strop miocenu jest powierzchnią erozyjną, na której zostały złożone osady młodoczwartorzędowe. Na podstawie wierceń archiwalnych w serii osadów budujących stożek wyróżniono trzy ogniwa (Ryc. 2 i 3). Na powierzchni miocenu leżą warstwy żwirów z domieszką piasku lub warstwy gruboziarnistego piasku popielate lub popielatozielone, niekiedy żółte, o miąższości 2–10 m. Żwiry są bardzo zróżnicowane pod względem petrograficznym, dominują w nich piaskowce karpackie, o średnicy 2–10 cm maksymalnie.



Ryc. 3. Przekrój poprzeczny przez stożek Wisły II-II': 1 — piasek, 2 — żwir, 3 — mułek, 4 — pyły szare, 5 — pyły żółte, 6 — gleba, 7 — torf, 8 — materiał organiczny, 9 — ślimaki, 10 — nasyp
 Fig. 3. Cross-section of the fan of the Vistula river II-II': 1 — sands, 2 — gravels, 3 — silts, 4 — grey silt, 5 — yellow silt, 6 — soil, 7 — peat, 8 — organic matter, 9 — snails, 10 — anthropogenic deposit

Ogniwem leżącym na żwirach są osady pylaste, szare, 2–7 m miąższości, zawierające warstwy z rozproszoną substancją organiczną (miąższości do 1 m) lub warstwy torfu (miąższości 0,3–1,0 m). Tokarski (1948) nazywa je „mułkami podlessowymi”. Powyżej leży stropowe ogniwo stożka, zwane przez Tokarskiego (1948) „glinami lessowatymi”, a utworzone przez osady pylaste, nie wapniste, żółte lub jasnopielate o miąższości 5–6 m.

Analiza wierceń archiwalnych pozwala stwierdzić, że tylko w strefie rowu tektonicznego Zabłocia opisana wyżej sekwencja jest zaburzona. W strefie tej występują powtarzające się 2–3-krotnie sekwencje zwirowo-piaszczyste i mulkowe (Ryc. 2). Jednakże strop górnego poziomu żwirów w strefie rowu nawiązuje do stropu żwirów opadającego ku północy, prawie równoległego do powierzchni morfologicznej, stożka. Świadczyłoby to o tym, że jeśli istniały zróżnicowane ruchy tektoniczne w obrębie stożka, to nie miały one miejsca w młodszym czwartorzędzie (vistulianie). Nie zaprzecza to istnieniu w rynnach zachodniej młodoczwartorzędowych ruchów neotektonicznych, które sugeruje Starkel (1972).

BUDOWA STOŻKA NA PODSTAWIE SZCZEGÓŁOWEJ ANALIZY OSADÓW PROFILU PIERŚCIEC 3 I PRZEKROJU PODŁUŻNEGO II-II'

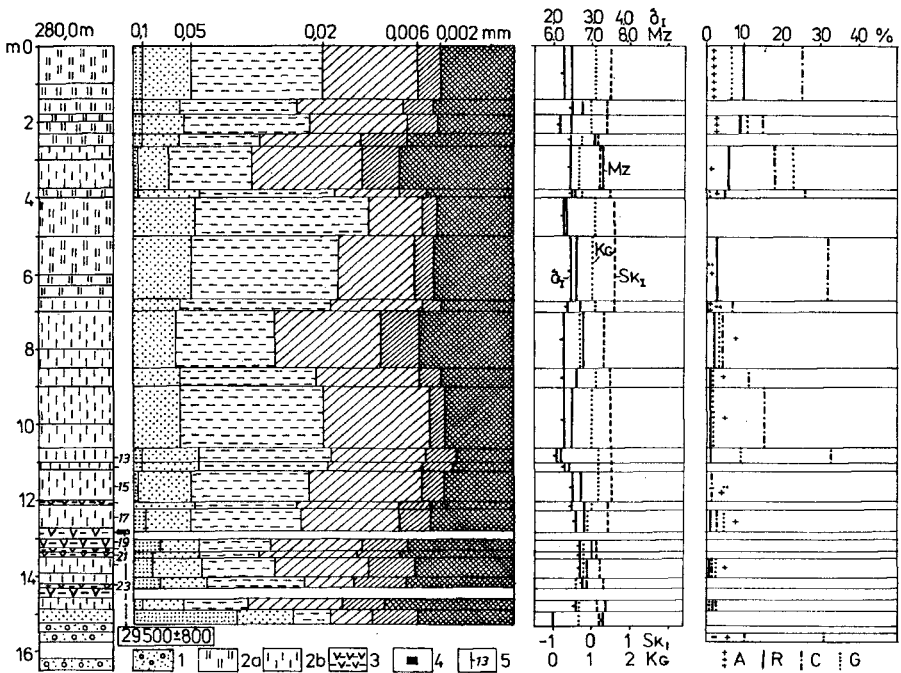
1. Analiza osadów profilu pierściec 3 na podstawie uziarnienia

W profilu Pierściec 3, o miąższości 16,5 m, stwierdzono trzy ogniwa osadów (Ryc. 3, 4). Od głębokości 16,5 m do 14,9 m występuje żwir z piaskiem średnio- lub gruboziarnistym, koloru popielatego. Średnica żwirów waha się od 2 do 5 cm. Spotkano wśród nich gruboziarniste bardzo rozsypliwie piaszkowce oraz twardsze piaszkowce glaukonitowe. Znacznie mniejszą średnicę (do 2 cm) mają ziarna kwarcu.

Na żwirach z piaskiem leży ogniwo pyłów zawierających warstwy bogate w substancję organiczną o maksymalnej miąższości 4,6 m w profilu Pierściec 3. Miąższość poszczególnych warstw w ogniwie zmienia się od 0,1 m do 0,8 m. Ogniwo to rozpoczyna się warstwą pyłów z domieszką 1–7% piasku bardzo drobnego (poniżej 0,1 mm średnicy). Udział łu waha się od 16 do 34% i zmniejsza się ku stropowi ogniwa, na korzyść wzrostu zawartości uznanej za typową dla lessu frakcji 0,05–0,02 mm (16–35%). Zjawisko takie jest interpretowane jako wynik zmniejszania się wilgotności podłoża (Harasimiuk 1990).

Analiza poprzecznego i podłużnego przekroju stożka (Ryc. 3 i 2) pozwala ustalić, że opisane pyły organiczne w wielu częściach stożka leżą bezpośrednio na żwirach (Pierściec 2, Frelichów, Chybie 2). Spotykane były także warstwy torfu — 0,2–1,0 m, leżące bezpośrednio na żwirach (wiercenia Pierściec 1, Zaborze).

Stropowym ogniwem są nie zawierające substancji organicznej pyły bezwapienne, których barwa zmienia się od szarej i popielatooliwkowej w spagu, poprzez jasnożółtą, do żółtej z rdzawymi plamami w stropie. W ogniwie tym wyraźnie wyodrębniają się dwie części (Ryc. 4). Część spagowa, miąższości 6,5 m, jest zdecydowanie bardziej drobnoziarnista niż stropowe 4 m osadu. Osady spagowej części zawierają jedynie pył oraz 18–25% łu. Charakterystyczną cechą tych osadów jest ich znaczna jednolitość pod względem uziarnienia i stosunkowo znaczna



Ryc. 4. Profil osadów z wiercenia Pierściec 3. A — litologia: 1 — żwiry z piaskiem, 2 — pyły: a — żółte, b — szare, 3 — pyły organiczne, 4 — próba do datowania C-14, 5 — próby do analiz palinologicznych (por. ryc. 7), B — diagram uziarnienia, C — diagram wskaźników uziarnienia wg Folka i Warda (1957): M_z — średnia średnica, σ_1 — odchylenie standardowe, Sk_1 — skośność, K_G — kurtoza, D — diagram minerałów ciężkich: C — cyrkon, R — rutyl, G — granat, A — amfibol

Fig. 4. Profile of the sediments in the drilling at Pierściec 3. A — lithology: 1 — gravel with sand, 2 — silts: a — yellow, b — grey, 3 — organic silts, 4 — sample for C-14 dating, 5 — sample for pollen analyses (cf. Fig. 7), B — grain size diagram, C — diagram of grain size indices after Folk and Ward (1957): M_z — mean diameter, σ_1 — standard deviation, Sk_1 — skewness, K_G — curtosis, D — diagram of heavy minerals: C — zircon, R — rutile, G — granite, A — amphibole

miąższość warstw (0,3–1,0 m). W części stropowej tego ogniwa pojawia się frakcja bardzo drobnego piasku (1,2%). Udział ilu wyraźnie maleje od 30% w spągu do 19% w stropie. Podobnie jak w ogniwie pyłów organicznych, ku stropowi zaznacza się wyraźny wzrost zawartości frakcji 0,05–0,02 mm (od 22 do 35%). Duże podobieństwo tendencji zmian do ogniwa pyłów organicznych nasuwa wniosek o ponownym zmniejszaniu wilgotności, a zatem o kontynentalizacji klimatu. Jak to wynika z wierceń przedstawionych na Ryc. 2 i 3, spągowa część tego ogniwa, wykształcona jako pyły szare, występuje na całej powierzchni stożka. Stropowe pyły żółte w materiałach archiwalnych opisywane są sporadycznie. Natomiast w wierceniach badawczych i wywiadach studziennych występowanie pyłów żółtych stwierdzono jedynie w obrębie formy wału (garbu).

2. Analiza osadów profilu Pierściec 3 na podstawie wskaźników uziarnienia

Wydzielone na podstawie uziarnienia ogniwa i wyraźne różnice między nimi są także widoczne we wskaźnikach uziarnienia (Ryc. 4). W ogniwie pyłów organicznych średnia średnica ziarna rośnie ku stropowi od 7,4 \emptyset do 6,2 \emptyset . Wraz z jej wzrostem poprawie ulega wysortowanie od 2,7 do 2,1, rosną także wartości skośności i kurtozy. Zależność wzrostu wielkości ziarna związana z poprawą wysortowania i wzrostem wartości skośności w środowisku eolicznym świadczy o wzroście siły wiatru i potwierdza zmniejszanie wilgotności podłoża (Harasimiuk 1990).

W ogniwie pyłów szarych i żółtych także widoczna jest różnica między spągowymi szarymi pyłami a stropowymi żółtymi. Dla szarych pyłów charakterystyczna jest bardziej jednorodna średnia średnica od 6,4 \emptyset do 6,8 \emptyset , najbardziej drobnoziarniste osady występują w środkowej części pyłów szarych. Wysortowanie tych osadów pogarsza się od 2,3 w spągu do 2,5 w stropie. Skośność dodatnia ma najniższą wartość w środkowej części, o najdrobniejszym średnim ziarnie. Podobnie zmienia się wartość kurtozy. Mała zmienność wskaźników uziarnienia w środowisku eolicznym interpretowana jest jako wyraz stabilizacji siły wiatru (Harasimiuk 1990). Potwierdza to także znaczna miąższość występujących tu warstw.

Stropowe pyły żółte znamionuje drobniejsza i bardziej zróżnicowana średnia średnica (6,5–7,3 \emptyset) i generalnie zwiększająca się ku stropowi średnia wielkość ziarna. Wraz ze wzrostem wielkości ziarna poprawie ulega wysortowanie, wzrastają wartości skośności i kurtozy. Tendencje zmian wskaźników uziarnienia w ogniwie pyłów organicznych i pyłów żółtych są identyczne, świadczą one o wzrastającej sile wiatru i spadku wilgotności podłoża (Harasimiuk 1990). Średnie średnice, wysortowanie, wartości skośności i kurtozy osadów profilu Pierściec 3 są zbliżone do wartości tych wskaźników dla osadów pyłowych ze wschodniej części Pogórza Karpackiego w Humniskach (Gerlach i in. 1991) i Prałkowcach (Łanczont 1990).

3. Analiza minerałów ciężkich w profilu Pierściec 3

Spośród 26 warstw profilu Pierściec 3 analizie udziału minerałów ciężkich poddane zostało 15 prób. Analizowana była frakcja 0,04–1,0 mm.

W całym profilu dominują minerały nieprzeźroczyste, ich udział waha się od 46% do maksymalnie 99%. Poza nimi prawie we wszystkich warstwach występują: cyrkon, rutil, turmalin, staurolit, granat, dysten, w różnej procentowej ilości. Sporadycznie natomiast spotykany jest biotyt, chloryt, amfibol, epidot. Wydzielone na podstawie litologii trzy zasadnicze ogniwa są także wyraźnie widoczne bądź w tworzeniu określonych zespołów minerałów ciężkich, bądź w ich procentowej zawartości (Ryc. 4).

Ogniwo żwirowo-piaszczyste wyraźnie odróżnia się od pozostałej części profilu, występują w nim minerały nieprzeźroczyste (56,7%): granat (30,0%), cyrkon (9,7%) oraz niewielkie ilości turmalinu, staurolitu, dystenu (do 2%).

W ogniwie pyłów organicznych dominują minerały nieprzeźroczyste, których udział, poza warstwą stropową, wynosi 91–99%, udział granatów rośnie ku stropowi (od 2 do 4,4%). Występują także cyrkon i turmalin (1,0–2,5%), znacznie mniej jest rutylu i staurolitu (0,3–1,7%). Wyraźnie wyróżnia się w tym ogniwie stropowa warstwa o mniejszym udziale minerałów nieprzeźroczystych (56,0%), natomiast większym udziale cyrkonu (32,0%) i granatu (8,7%).

Skład minerałów ciężkich w ogniwie pyłów szarych i żółtych jest odmienny. Warstwy pyłów szarych zawierają więcej minerałów nieprzeźroczystych (62,7–83,9%). Najwięcej ich występuje w środkowej części o najdrobniejszym ziarnie. Mniej natomiast występuje w nich cyrkonu, rutylu i turmalinu. Zawierają one także chloryt.

Warstwy pyłów żółtych znamionują mniejszy udział minerałów nieprzeźroczystych (46,3–62,0%), większy natomiast cyrkonu (15,3–26,3%), rutylu (4,6–9,7%), turmalinu (1,7–4,0%), granatu (1,0–23,0%) oraz dystenu (0,7–2,7%). Występują w nich także, zwłaszcza w stropie, epidot, amfibol i biotyt w niewielkich ilościach.

Przedstawiony skład minerałów ciężkich w profilu Pierściec 3 jest bardzo podobny do wyników analiz z profilu w Wadowicach (Sobolewska i in. 1964), Humniskach (Gerlach i in. 1991) oraz Siennej (Alexandrowicz i in. 1990). Poza bardzo zbliżonym składem minerałów ciężkich ich wspólną cechą jest brak minerałów nieodpornych, jak amfibol, lub bardzo niewielki ich udział. W lessach na Wyżynie Lubelskiej zależności są odwrotne, dominują minerały nieodporne (Harasimiuk 1986, 1990). Potwierdza to wniosek Gerlacha (1991) o istnieniu karpackiej odmiany utworów pyłowych.

4. Analizy pyłkowe osadów stożka

Wyniki analiz pyłkowych z profili wierceń Pierściec 1 i 3 przedstawiają Ryc. 5 i Ryc. 6. Rezultaty analiz pyłkowych obu profili mają jedynie rangę lokalnych poziomów zespołów pyłkowych (local pollen assemblage zones) nie wykazują bowiem tendencji sukcesyjnych wyższego rzędu, tj. pełnego cyklu interstadialnego. Warstwy spagowe w pełniejszym profilu pyłkowym Pierściec 1 (próby 32–19) reprezentują lokalny poziom pyłkowy *Cyperaceae-Gramineae-Artemisia*. Charakteryzuje się on stosunkowo wyrównaną niską frekwencją pyłku na powierzchni ca 150 mm² preparatu mikroskopowego (136–447 sporomorf) i wyraźną przewagą NAP (>72–91%) nad AP (<40–8,5%). Dominują *Cyperaceae* i *Gramineae* przy mniejszej roli *Artemisia* (maksymalnie 7%).

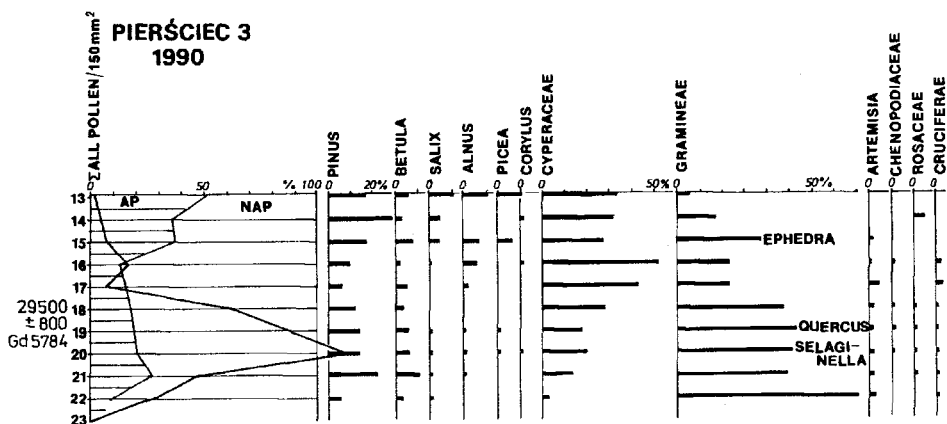
Nadległa warstwa osadów obejmująca próby 18–5 reprezentuje lokalny poziom pyłkowy *Betula-Cyperaceae-Gramineae*. Charakteryzuje go większa frekwencja pyłku na powierzchni ca 150 mm² preparatu mikroskopowego. Wyraźnie zwiększa się udział AP (ca 40%), przede wszystkim *Betula*. Rola *Cyperaceae* i *Gramineae* nie zmienia się, są to składniki dominujące. Mniejszy jest udział *Artemisia*. Zaznacza się zwiększony udział *Sphagnum*.

Spektra prób od 4–1 w diagramie reprezentują poziom pyłkowy *Cyperaceae-Gramineae*, w którym zmniejsza się frekwencja pyłku i udział AP (<25%). Dominują *Cyperaceae* i *Gramineae*.

Obraz roślinności odtworzony na podstawie diagramów pyłkowych to dominujące w krajobrazie bezleśne zbiorowiska turzyc (*Cyperaceae*) i traw (*Gramineae*), lokalnie o stosunkowo dużym stopniu zwarcia. W rozproszeniu lub w niewielkich skupiskach rosy drzewiaste brzozy (*Betula t. „alba”*), wierzby (*Salix*) i brzozy krzewiaste (niezbyt liczny pyłek *Betula t. nana*). Sporadycznie mogły występować: sosna (*Pinus sylvestris*), olsza (*Alnus*), świerk (*Picea*), modrzew (*Larix*) i jałowiec (*Juniperus*). Zbiorowiska tego typu rosły na podłożu o dość wysokim poziomie wody gruntowej, odznaczającym się dużymi sezonowymi wahaniami. Na siedliskach bardziej suchych lub okresowo wysychających występowały niezbyt licznie światłolubne rośliny, jak: *Artemisia*, *Ephedra* i *Helianthemum*.

Diagram pyłkowy Pierściec 1 (Ryc. 5) obejmujący dłuższy odcinek czasu wykazuje, iż bezleśne zbiorowiska ze środkowej części profilu (próby 18–5) odznaczają się dość wyraźną tendencją w kierunku większej zawartości pokrywy roślinnej, którą można by łączyć z korzystniejszymi warunkami wodnymi i klimatycznymi, tj. większą wilgotnością i nieco wyższymi temperaturami. Zwiększa się bowiem frekwencja pyłku w osadach, zmniejsza się udział *Artemisia* — dość czułego wskaźnika surowego i suchego klimatu, zwiększa się udział brzozy (olbrzymia większość pyłku to *Betula t. alba* — brzozy drzewiastej) oraz torfowców (*Sphagnum*) i zielenic z rodzaju *Pediastrum*. Większe jest bogactwo florystyczne roślin zielnych w tym odcinku diagramu, co również może być wskazówką korzystniejszych warunków siedliskowych. W stropowych próbach diagramu pyłkowego (próby 4–1) następuje spadek frekwencji pyłku, zwiększa się rola roślin zielnych (zwłaszcza *Cyperaceae* i *Gramineae*). Wskazuje to na nawrót bardziej surowych warunków klimatycznych i rozluźnienie zwarcia pokrywy roślinnej. Liczne spory mchów brunatnych (*Bryales*) w tych próbach zdają się wskazywać na zmniejszającą się wilgotność siedlisk i być może zwiększającą się ich mineralizację. Podobne tendencje zmian roślinności i zmiany w kierunku surowszego reżimu klimatycznego odzwierciedla obraz palinologiczny profilu Pierściec 3 (Ryc. 6).

Wyniki uzyskane z analiz palinologicznych dają podstawę do przyjęcia, iż serie badanych osadów powstały w bezleśnej strefie peryglacjalnej. Daty radiowęglowe pozwalają przyjąć wiek interstadiału Denekamp w pleniglacjale vistulianu. Porównanie wyników analiz paleobotanicznych z położonymi stosunkowo blisko badanego stanowiska kopalnymi florami Kaniowa (Gilot i in. 1982) i Zatora (Koperowa, Środoń 1965) wykazują daleko idące podobieństwa. Sprowadzają się one do stwierdzenia, iż w krajobrazie panowały zbiorowiska roślin zielnych, w których dominowały turzyce (*Cyperaceae*) i trawy (*Gramineae*). Drzewa o szerokich amplitudach ekologicznych występowały w rozproszeniu lub w niewielkich skupiskach. W składzie tych flor występują taksony, zwykle niezbyt licznie reprezentowane w spektrach, o dość znacznych wymaganiach klimatycznych, jak: *Alisma plantago-aquatica*, *Filipendula*, *Sanguisorba officinalis*, oraz heliofity częste we florach glacialnych jak: *Selaginella selaginoides*, *Helianthemum*, *Polygonum*, *Saxifraga*, *Armeria*, *Plantago*, *Rumex*.



Ryc. 6. Diagram pyłkowy z osadów profilu Pierściec 3 (por. ryc. 3 i 4)

Fig. 6. Pollen diagram of the deposits of the profile of Pierściec 3 (cf. Fig. 3 and 4)

Klimat tego odcinka pleniglacjału odznaczał się zmiennością od stosunkowo surowego i suchego do niezbyt surowego i raczej wilgotnego, a następnie coraz suchszego o cechach arktyczno-kontynentalnych, co sprzyjało m.in. akumulacji osadów pylistych i lessów.

STRATYGRAFIA I EWOLUCJA STOŻKA WISŁY W VISTULIANIE

Wiek leżących na miocenie żwirów jest trudny do określenia, także ze względu na trudności w uzyskaniu materiału odpowiedniego do przeprowadzenia analiz. O ich wieku można się wypowiadać jedynie w sposób pośredni. Najstarszymi osadami czwartorzędowymi, jakie występują w obrębie badanych ogniw stożka, są datowane metodą C-14 torfy, leżące na łożach ze stanowiska Chybie 1 (Ryc. 1 i 2). Uzyskane daty „starsze niż 41 000” lat (Gd-948) i „starsze niż 45 000” lat (Gd-1460) omówiono w pracy z 1985 roku (Niedziałkowska i in. 1985). Z datowanej warstwy torfu wykonane zostały ekspertyzowe analizy pyłkowe. Skład 2 prób spągowych z głębokości około 5,8–5,9 m od powierzchni przedstawia się następująco:

— próba nr 10 — *Pinus* 13, *Betula* 7, *Salix* 1, *Alnus* 155, *Picea* 6, *Abies* 4, *Carpinus* 7, *Ulmus* 4, *Corylus* 3, *Gramineae* 24, *Cyperaceae* 15, *Polypodiaceae* 4, *Viscum* 2, *Artemisia* 1, *Caryophyllaceae* 1, *Varia* 1, *Sphagnum* 7;

— próba nr 9 z datą „starsze niż 41 000 lat” — *Pinus* 6, *Betula* 7, *Salix* 2, *Alnus* 136, *Picea* 18, *Abies* 19, *Carpinus* 9, *Corylus* 1, *Fagus* 2, *Gramineae* 1, *Cyperaceae* 17, *Polypodiaceae* 6, *Artemisia* 1, *Varia* 3, *Sphagnum* 1.

W części stropowej warstwy torfu na głębokości 4,9 m od powierzchni próba nr 6, datowana na ponad 45 000 lat, zawierała: *Pinus* 116, *Betula* 80, *Alnus* 1, *Picea* 2, *Corylus* 1, *Gramineae* 54, *Cyperaceae* 101, *Artemisia* 8,

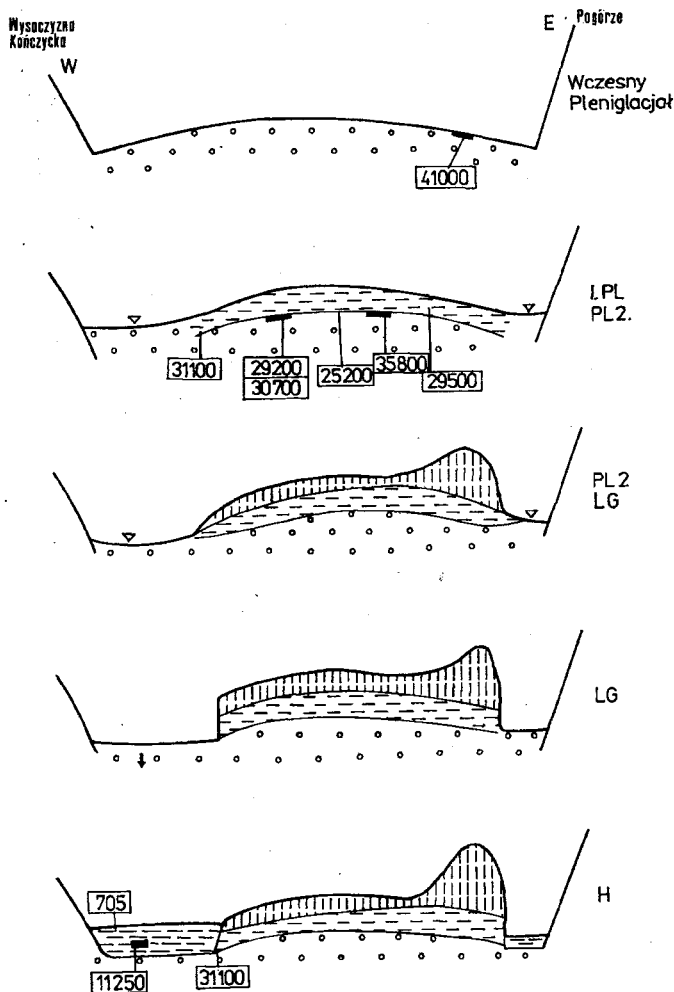
Chenopodiaceae 3, *Polypodiaceae* 1, *Umbelliferae* 1, *Thalictrum* 1, *Comarum* 1, *Ericaceae* 1, *Sphagnum* 145.

Skład prób 9 i 10 wskazuje być może na schyłek eemu względnie środkową część optimum interstadiału Brørup. Roślinność w składzie próby nr 6 wskazuje na zdecydowanie gorsze warunki klimatyczne. Dominują rośliny o szerokiej skali wymagań ekologicznych, charakterystyczne dla strefy borealnej. Jeśli przyjmując wiek warstwy torfu na schyłek eemu, to ility i leżące pod nimi piaski gruboziarniste (lub żwiry z piaskiem) można wiązać co najmniej z młodszą częścią eemu.

W południowej części stożka na podstawie wierceń wykonanych w profilu poprzecznym można sądzić, że akumulacja żwirów trwała jeszcze do interpleniglacjału. Bezpośrednio na żwirach leżą bowiem warstwy torfu (widoczne w stanowiskach Pierściec 1 i Zaborze), przykryte osadami pylasto-organicznymi, szarymi, zawierającymi substancję organiczną, rozproszoną w osadzie mineralnym (Ryc. 7). Często także, jak w profilach Pierściec 3 i Chybie 2, ogniwo pyłów organicznych leży bezpośrednio na żwirach (Ryc. 2 i 3). Wyniki analiz pyłkowych dają podstawę do przyjęcia, że są one kontynuacją czasową sedymentacji rozpoczętej jako torfy (Pierściec 1). Analizy te wskazują, że badane osady powstały w bezleśnej strefie peryglacialnej (Ryc. 5 i 6). Daty radiowęglowe pozwalają przyjąć wiek interstadiału Denekamp — spąg torfu — $35\ 800 \pm 2\ 500$ lat BP (Gd-6246), środek warstwy torfu — $30\ 700 \pm 1\ 300$ lat BP (Gd-6364), warstwa organiczna powyżej torfu — $29\ 200 \pm 1\ 000$ lat BP (Gd-6362) w profilu Pierściec 1, oraz $29\ 500 \pm 800$ lat BP (Gd-5784) ze środkowej części ogniwa pylasto-organicznego w profilu Pierściec 3 (Ryc. 3). W diagramach pyłkowych z obu profili Pierściec 1 i Pierściec 3 zauważa się postępujące w kierunku stropu ochłodzenie klimatu (bardziej surowe warunki) oraz zwiększającą się mineralizację warstw. Natomiast spąg osadów pylasto-organicznych w profilu Chybie 2 datowany jest na $25\ 200 \pm 860$ lat BP (Gd-6298). Najmłodszą datą, jaką uzyskano ze stropu ogniwa osadów pylasto-organicznych w Chybiu 2 jest $16\ 800 \pm 400$ lat BP (Gd-4572) (Ryc. 2). Pogarszające się warunki klimatyczne prawdopodobnie ograniczyły przestrzenne występowanie zbiorowisk roślinnych do wilgotniejszych stref, zwłaszcza w niższej części stożka.

Leżące ponad tą serią warstwy pyłów szarych i żółtych nie zawierają szczątków organicznych (Ryc. 7). Barwa szara wskazuje na powolną akumulację w środowisku charakteryzującym się znacznym nawilgoceniem (Jersak 1976). Zdaniem tego autora jasnożółte zabarwienie osadów wskazuje na szybszą akumulację w suchym klimacie. Początek sedymentacji ogniwa pyłów szarych i żółtych przypada na $16\ 800 \pm 400$ lat BP, to jest maksimum zlodowacenia vistulian, a jej koniec można prawdopodobnie łączyć z Böllingiem, w którym nastąpiło osłabienie działalności eolicznej (Kozarski 1991), a na pewno przed Allerödem. W tym okresie odbyło się także pogłębianie rynny zachodniej i wschodniej (Niedziałkowska i in. 1985).

Czas sedymentacji pyłów, a zwłaszcza jej koniec, jest przyjmowany przez różnych autorów różnie. Jersak (1973, 1976) koniec sedymentacji



Ryc. 7. Schemat rozwoju stożka górnej Wisły w vistulianie
 Fig. 7. Scheme of the development of the fan of the upper Vistula river in the Vistulian

pyłów umiejscawia w najstarszym dryasie. Szczepankiewicz (1989) na podstawie badań prowadzonych w dolinie Odry w Kotlinie Raciborskiej widzi jej koniec w starszym dryasie. Maruszczak (1986) twierdzi, iż na Wyżynie Lubelskiej ustała ona przed 12 000 lat BP (Bölling).

PODSUMOWANIE

Daty radiowęglowe z tak zwanego okresu interpleniglacialnego na pograniczu Karpat Zachodnich i Kotlin Podkarpackich obejmują zakres czasowy od ponad 40 000 do 27 000 lat BP. Daty C-14 oraz wyniki badań na

stożku Wisły umiejscawiają sedymentację osadów w tym samym okresie. Typ i sekwencja osadów badanych stanowisk, jak Zator (Koperowa, Środoń 1965), Kaniów (Gilot i in. 1982), Brzeźnica (Alexandrowicz i in. 1981), są także podobne.

Wyniki analiz paleobotanicznych pozwalają wnosić, że klimat tego odcinka pleniglacjału odznaczał się zmiennością od stosunkowo surowego i suchego do łagodniejszego i raczej wilgotnego, a następnie coraz bardziej suchego o cechach arktyczno-kontynentalnych, co sprzyjało eolicznej akumulacji osadów pylastych. Opracowania palinologiczne stwierdzają w przedziale dat około 33 000–29 000 lat BP większe zwarcie pokrywy roślinnej i większy udział w niej drzew. Interpretuje się to jako cieplejsze wahnięcie Denekamp w obrębie pleniglacjału vistulianu (Starkeł 1980, Kozarski 1991). Osady pylasto-organiczne leżące na żwirach należy uznać za sedymentację w okresie interpleniglacialnym interstadiów Hengelo — Denekamp. Sedymentacja stropowych osadów pylastych szarych i żółtych odbywała się od początku interstadiu Denekamp po schyłek maksimum późnego vistulianu (Ryc. 7).

Pylaste osady opisane na stożku Wisły występują równocześnie na sąsiednich obszarach, zarówno w obrębie Pogórza, jak i w Kotlinie.

Podobnie przedstawia się sytuacja w Nierodzimiu, który znajduje się o kilka kilometrów na południe od Skoczowa (Ryc. 1). W odsłonięciach wyrobiska cegielni na żwirach leży kilkumetrowej miąższości warstwa pyłów organicznych. Spektra palinologiczne 3 prób z tych osadów wykazują uderzające podobieństwo do profili Pierściec 1 i Pierściec 3, to znaczy bezleśność i dominująca rola *Cyperaceae* i *Gramineae*. Podobna sytuacja geomorfologiczna, sedymentologiczna i palinologiczna opisana została na stożku Białej w Kaniowie (Gilot i in. 1982).

Jersak (1983) opisuje osady pylaste leżące na żwirach w Kończycach Małych (w dolince jednego z dopływów Olzy) i także rozróżnia dwa typy lessu. Również w najbliższym sąsiedztwie, w Bramie Morawskiej i na Ostrawie, Macoun (Macoun i in. 1965) stwierdza less najmłodszy, leżący bezpośrednio na żwirach. Znacznie bardziej odległe terytorialnie są profile w Humniskach (Gerlach i in. 1991) oraz w Dybawce Dolnej (Łanczont 1990), gdzie autorzy stwierdzają sekwencję identyczną do opisanej w profilu Pierściec 3. We wszystkich opisanych przypadkach głównym czynnikiem tworzącym serie pylaste był wiatr. Sedymentacja osadów odbywała się w wilgotnym, rzeczonym środowisku.

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IG i PZ PAN

Kraków ul. Św. Jana 22

Instytut Botaniki Uniwersytetu Jagiellońskiego

Kraków ul. M. Kopernika 27

LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., Klimek K., Kowalkowski A., Mamakowa K., Niedziałkowska E., Pazdur M., Starkel L., 1981. *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Late Glacial and Holocene*. Folia Quaternaria, 53, 1–91.
- Alexandrowicz S. W., Butrym J., Kryszowska-Iwaszkiewicz M., Zuchiewicz W., 1990. *Profil utworów lessopodobnych w Siennej koło Nowego Sącza*. [w:] *Podstawowe profile lessów w Polsce*. UMCS Lublin, 124–132.
- Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M., 1937. *Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Wyniki badań i objaśnienia do mapy*. PAU, Kraków, 104.
- Gerlach T., Kryszowska-Iwaszkiewicz M., Szczepanek K., Alexandrowicz S. W., 1991. *Karpacka odmiana lessów w Humniskach koło Brzozowa na Pogórzu Dynowskim w polskich Karpatach fliszowych*. Geologia, 17, 1–2, 193–219.
- Gilot E., Niedziałkowska E., Sobolewska M., Starkel L., 1982. *Pleniglacial alluvial fan of the Biała Stream at Kaniów near Czechowice (The Oświęcim Basin)*. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 15, 115–124.
- Harasimiuk M., 1986. *Lithologic properties as indices of the sedimentation conditions of the Vistulian loesses in the eastern part of the Nałęczów Plateau (SE Poland)*. Annales UMCS, 41, 179–202.
- Harasimiuk M., 1990. *Profil lessów w Dysie koło Lublina*. [w:] *Podstawowe profile lessów w Polsce*. UMCS Lublin, 52–56.
- Jersak J., 1973. *Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski*. Acta Geogr. Univ. Lodz., 32, 139.
- Jersak J., 1976. *Geneza lessu wyżyn południowej Polski*. Biul. IG, 297, Z badań czwartorzędu w Polsce, 18, 103–120.
- Jersak J., 1983. *Osady w Kończycach Małych — formacja glin lessowych*. Przew. konf. „Późnowistuliańskie i holocenijskie zmiany środowiska geograficznego na obszarach lessowych Wyżyny Miechowskiej i Opatowsko-Sandomierskiej”. 11–14.09.1983, Sosnowiec, 33–38.
- Koperowa W., Środoń A., 1965. *Pleniglacial deposits of the last glaciation at Zator (West of Kraków)*. Acta Palaeobotanica, 6, 1.
- Kozarski S., 1991. *Paleogeografia Polski w vistulianie*. [w:] *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, 80–104.
- Książkiewicz M., 1935. *Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego*. PAU, Wydawnictwa Śląskie, Prace Geolog., 2.
- Kuciński T., Mitura F., 1958. *Wpływ tektoniki na rzeźbę powierzchni karbonu Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego*. Prace Inst. Naft., 55, 2–8.
- Łanczont M., 1990. *Profil utworów lessowych w Pralkowcach koło Przemyśla*. [w:] *Podstawowe profile lessów w Polsce*. UMCS Lublin, 94–102.
- Macoun J., Sibrava V., Tyracek J., Kneblova-Vodickova V., 1965. *Kwarter Ostravska a Moravske Brany*. Ustredni Ustav Geologicky, 419.
- Maruszczak H., 1986. *Differentiation of the intensity of accumulation of the Vistulian loesses in Poland and Hungary*. Biul. Perygl., 31, 213–221.
- Niedziałkowska E., Gilot E., Pazdur M., Szczepanek K., 1985. *The upper Vistula valley near Drogomyśl in the late Vistulian and Holocene*. Folia Quaternaria, 56, 101–132.
- Sobolewska M., Starkel L., Środoń A., 1964. *Młodoplejstocenijskie osady z florą kopalną w Wadowicach*. Folia Quaternaria, 16, 64.
- Starkel L., 1972. *Karpaty Zewnętrzne*. [w:] *Geomorfologia Polski*, 1, 52–115.
- Starkel L., 1980. *Stratigraphy and chronology of the vistulian in the Polish Carpathians and in the Subcarpathian basin*. Quaternary Studies in Poland, 2, 121–135.
- Stupnicka E., 1960. *Geneza glin lessowatych Pogórza Cieszyńskiego i Beskidów Śląskich*. Acta Geol. Pol., 10, 2.
- Stupnicka E., 1962. *Geneza i wiek żwirów mieszanych na Pogórzu Cieszyńskim*. Acta Geol. Pol., 12, 2, 263–294.

- Stupnicka E., 1963. *Utworki czwartorzędowe w dolinach górnej Wisły i Soły (Karpaty)*. Biul. Geol., 3, 184-262.
- Szczepankiewicz S., 1989. *Ziemie południowo-zachodniej Polski — morfogeneza i dzieje czwartorzędowe*. Acta Universitatis Vratislaviensis, 1029, Studia Geogr., 47, 136.
- Tokarski A., 1948. *Orzeczenie o budowie geologicznej i ogólnych warunkach hydrologicznych na terenie projektowanego zbiornika wodnego na rzece Małej Wiśle pod Goczałkowicami*. Maszynopis w Arch. Stacji Karpackiej Państw. Inst. Geol., Kraków.

SUMMARY

E. Niedziałkowska, K. Szczepanek

VISTULIAN SILTY SEDIMENTS OF THE VISTULA RIVER FAN IN THE OŚWIĘCIM BASIN

The young Pleistocene fan of the Vistula river occurs in the Oświęcim Basin at the direct foreland of the Carpathians (Fig. 1). Drillings carried out during geomorphological studies aimed at cognition of the structure of the flood plain (Niedziałkowska *et al.* 1985) and of the fan (Fig. 3). The analyses of the grain size, content of CaCO₃, heavy metals as well as palynological analysis and radiocarbon datings (C-14) were conducted. The oldest sediments occurring within fan's members are peats of Chybie site (Fig. 2, 7). Based on the pollen analyses and radiocarbon datings the age of this layer should be turned to the Eemian. Therefore, silts and especially gravels and sands lying below belong to the younger Eemian at least. Accumulation of gravels in the southern part of the fan probably took place until the Interglacial (Fig. 5, 6). The overlying member of silts with organic matter and layers of peats have been accumulated in the deforested periglacial zone (Fig. 5, 6), as pollen analyses indicate. Based on C-14 datings their age can be evaluated for the Hengelo-Denekamp Interstadial. The youngest date obtained from the top of the member is 16 800 ± 400 BP. The worse and worse climatic conditions delimited spatial distribution of plant communities to the moister zones which occur in the lower parts of the fan. At first, grey silts were gradually deposited. Then sedimentation continued with yellow silts which are typical of a dry environment and which formed a rampart (Fig. 7). The end of sedimentation on the fan may be related to Bölling (Kozarski 1991) and it is certain that sedimentation ended before Alleröd (Niedziałkowska *et al.* 1985). The silty top of the Vistula alluvial fan, which overlies gravels, has been formed out of wind driven materials and deposited in the moist alluvial environment. The identical sequence of sediments, which exhibit also similar properties, has been observed in the upper Vistula valley down (Nierodzim) and up (Kaniów) the studied fan. The analogical sequences are also known from the neighbouring valleys and terrains found farther more, for example in Pogórze Dynowskie Upland and in Depression of Doły Jasielsko-Sanockie.