

MARIA KRYSOWSKA-IWASZKIEWICZ, ANTONI WÓJCIK (KRAKÓW)

WYNIKI BADAŃ PÓZNOPLEJSTOCENSKICH STOKOWYCH POKRYW GLINIASTYCH W JEDLICZACH (DOŁY JASIELSKO-SANOCKIE)

WPROWADZENIE

Na obszarze Dołów Jasielsko-Sanockich występują utwory gliniaste okrywające zwartym płaszczem znaczne powierzchnie (Szymałowska, Wójcik 1981). Na temat genezy tych utworów na omawianym obszarze istnieje szereg poglądów. Świdziński i Wdowiarz (1951) przyjmowali, że są to osady pochodzące z głębokiego wietrzenia warstw krośnieńskich w plejstocenie, zmieszane z utworami eolicznymi i deluwialnymi, które tworzą tzw. zboczowe gliny miejscowe. Tokarski (1928) na podstawie analiz chemicznych i mineralogicznych już wcześniej przyjął, że materiał z Korczyny jest prawie identyczny z lessami okolic Lwowa. Cegła (1965) uważał je za typowe zwietrzeliny, pochodzące z wietrzenia mało odpornych warstw krośnieńskich. Wskazywać ma na to profil z cegielni w Bieczu. Natomiast Gerlach i Koszarski (1968, 1969) dużą rolę przypisywali procesom eolicznym w kształtowaniu rzeźby oraz pokryw występujących na stokach. Na przekroju przez wzgórze Wapniska Gerlach i Koszarski (1968) stwierdzili wyraźną asymetrię pokryw na stokach zawietrznych i dowietrznych. Na dowietrznym obecnie miąższość pokryw jest bardzo mała i w wielu miejscach podłoże skalne ukazuje się na powierzchni, natomiast zawietrzny ma miększy nadkład utworów pokrywowych krótkiego transportu eolicznego.

Dla wyjaśnienia genezy osadów gliniastych w profilu w Jedliczach zastosowano różne metody. Problem wydawał się tym istotniejszy, że osady w Jedliczach znajdują się w podobnej sytuacji geologiczno-geomorfologicznej do wielokrotnie opisywanego profilu z Korczyny (Tokarski 1928; Świdziński, Wdowiarz 1951; Cegła 1965). Równocześnie położenie tego profilu na stoku o ekspozycji południowej, a więc na stoku dowietrznym, wystawionym na przeważające w tym obszarze wiatry (Lewińska 1958), nasuwa pytanie o rolę deflacji w kształtowaniu rzeźby tego obszaru w okresie zimnym. Chcieliśmy rów-

nież pokazać złożoność pokryw występujących na stokach karpackich i cechy odróżniające je od zwietrzliny. Przyjęliśmy założenie, że przez zwietrzelinę będzie rozumiany wyłącznie utwór powstały na miejscu w wyniku procesów wietrzenia, natomiast materiał przemieszczony po stoku nazywany będzie osadem deluwialnym, koluwialnym lub innym. Szczegółowy podział osadów występujących na stokach został przedstawiony przez Stochlaka (1975). Przyjęte założenie ma dosyć istotne znaczenie dla wydzielenia różnych genetycznie pokryw w obszarach górskich, gdyż często osady te łączone są pod wspólną nazwą zwietrzliny.

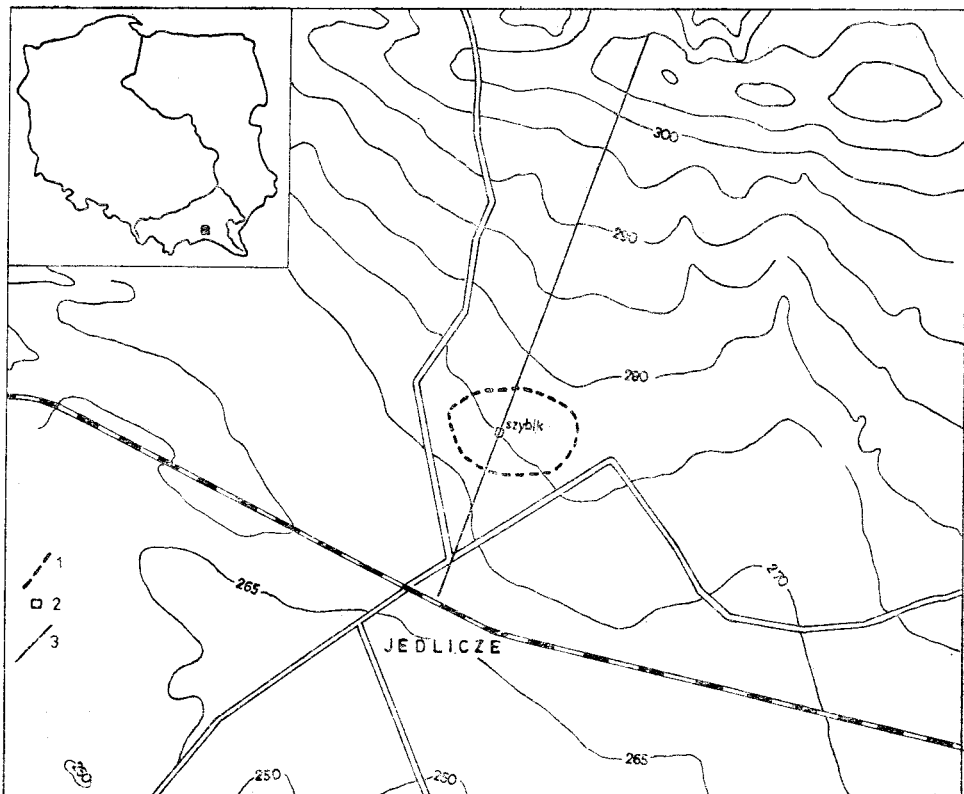
POŁOŻENIE PROFILU JEDLICZE

Badany profil osadów gliniastych usytuowany jest na południowym stoku antyklinalnego Garbu Potoku, o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego (Ryc. 1). W jądrze tej złuszkowanej antykliny ukazują się eoceńskie pstre łupki, których wschodnie znajdują się po północnej stronie linii grzbietowej. Południowe skrzydło, gdzie znajduje się badany profil, budują łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie stromo zapadające ku południowi. Wschodnie tych utworów ukazują się we wcięciach drogowych, dnach dolin oraz w strefie grzbietowej, gdzie miąższość utworów gliniastych jest niewielka (Ryc. 2). Pozostałą część stoku południowego okrywają utwory gliniaste o zróżnicowanej miąższości.

Garb Potoku jest asymetryczny, ma łagodne stoki południowe, północne są bardziej strome. Rozcinają go krótkie doliny wciosowe, przechodzące niżej w doliny płaskodenne o dnach akumulacyjnych. Południowy stok, na którym stwierdzono kopalne torfowisko, w górnej części ma nachylenie $5-7^\circ$, a w dolnej $3-4^\circ$. Omawiany profil z osadami organicznymi występuje około 35—40 m poniżej współczesnej powierzchni wyrównanego i zaokrąglonego garbu (Ryc. 1, 2). Leży on około 20—25 m nad współczesnym korytem Jasiołki. Próby do badań pobrano z szybiku położonego na terenie budowanego osiedla domków jednorodzinnych na wschód od drogi Jedlicze—Jaszczew (Ryc. 1). Na tym obszarze pod glinami występuje kopalne torfowisko o powierzchni około 0,5—1,0 ha, zawierające w spągu pnie drzew oraz szyszki świerka. Zasięg torfowiska został wyznaczony na podstawie wywiadów studziennych oraz profilowania wyrobisk w czasie głębienia studni.

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE PROFILU

Na podstawie profilu szybiku położonego na wysokości 275 m n.p.m. w środkowej części kopalnego torfowiska możliwe było rozpoznanie osadów podścielających, jak i przykrywających torf. W profilu tego wyro-



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny profilu Jedlicze. 1 — przypuszczalny zasięg kopalnego torfowiska, 2 — szybik, z którego pobrano próby do badań, 3 — linia przekroju

Fig. 1. Localization sketch of the section at Jedlicze. 1 — inferred extent of the fossil peat bog, 2 — dug-out pit sampled, 3 — cross-section line

biska odsłonięte zostały następujące utwory (głębokość w metrach, Ryc. 3):

0,00—0,30 gleba gliniasta szarobrunatna

0,30—1,20 gliny barwy żółtej i ciemnożółtej (warstwa a_1)

1,20—1,65 gliny barwy żółtopopielatej (warstwa a_2)

1,65—1,80 gliny barwy rdzawożółtej, poziomo warstwowane (warstwa b)

1,80—2,44 gliny ilaste barwy popielatożółtej (warstwa c)

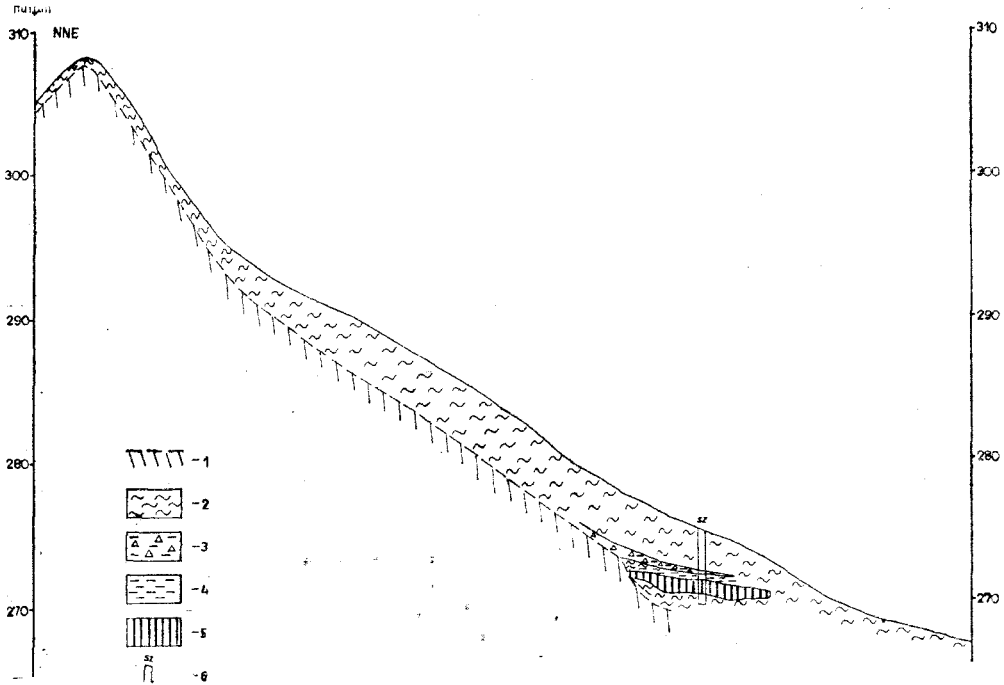
2,44—2,50 ił czarny warstwowany gliną ilastą popielatoczną (warstwa d); 2,44—2,45 ił czarny, 2,45—2,48 gliny ilaste popielatoczarne, 2,48—2,49 ił czarny, 2,49—2,50 gliny ilaste popielatoczarne

2,50—2,83 gliny ilaste barwy popielatozielonej (warstwa e)

2,83—2,95 ił popielaty z drobnym rumoszem piaskowcowym (warstwa f)

2,95—3,20 glina ilasta barwy szarobrunatnej (warstwa g)

3,20—3,65 ił i glina ilasta barwy zielonopopielatej, przewarstwione gliną ilastą barwy żółtozielonej (warstwa h). Można było wyróżnić:



Ryc. 2. Schematyczny przekrój geologiczny przez osady czwartorzędowe w rejonie Jedlicz. 1 — podłoże czwartorzędu, 2 — gliny, 3 — iły z rumoszem piaskowcowym, 4 — iły, 5 — torfy, 6 — szybik

Fig. 2. Schematic geological cross-section through Quaternary deposits of the Jedlicze region. 1 — substrate of Quaternary deposits, 2 — loams, 3 — clays with sandstone debris, 4 — clays, 5 — peat, 6 — dug-out pit

3,20—3,25 il popielatozielony, 3,25—3,35 glina ilasta barwy popielatożółtej, 3,35—3,55 il popielatozielony, 3,55—3,65 il ciemnopopielaty przechodzący w il z torfem

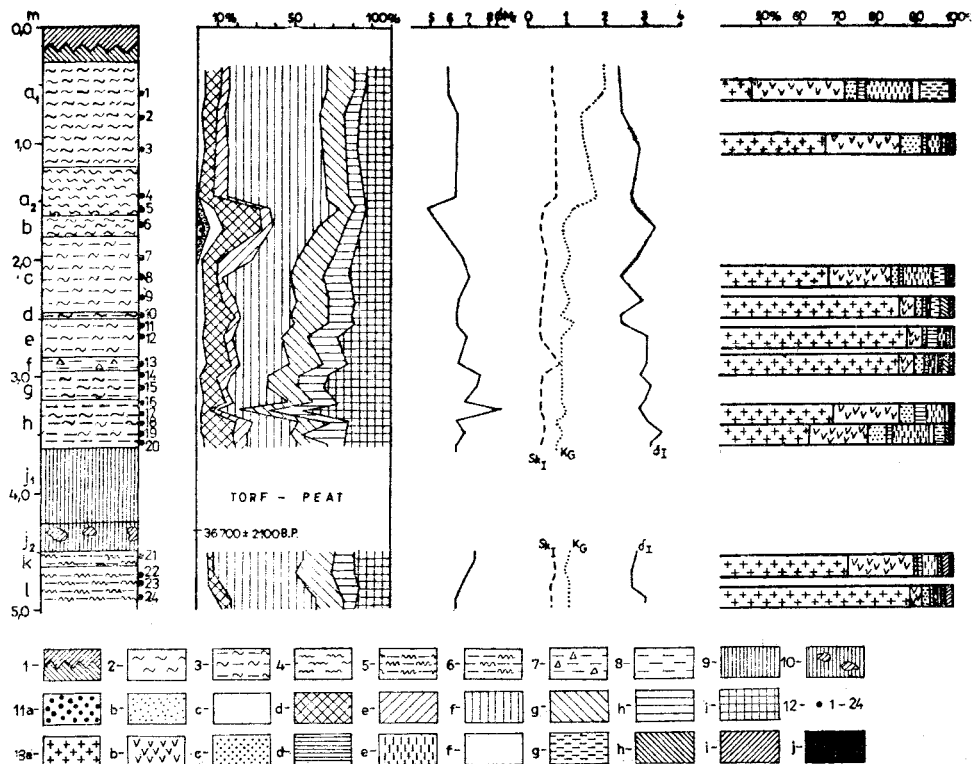
3,65—4,25 torf mszysty, zbity, barwy czarnej

4,25—4,50 torf barwy czarnej z poziomo leżącymi pniami drzew o średnicy do 20 cm oraz szyszkami świerka

4,50—4,65 iły pylaste barwy żółtobrunatnej z torfem (warstwa k)

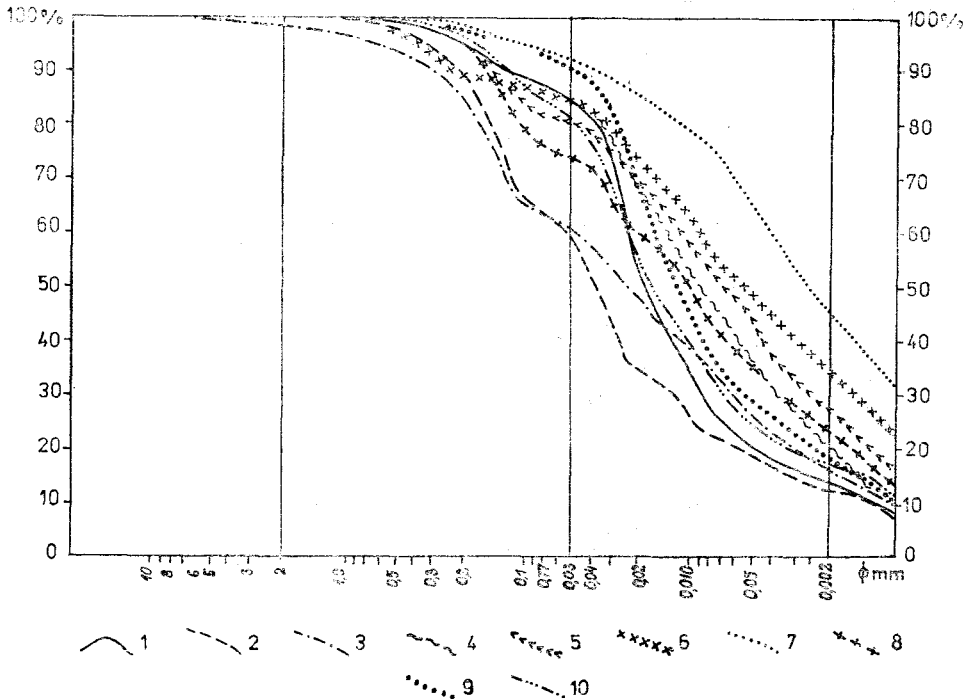
poniżej 4,65 mułek ilasty barwy popielatozielonej przechodzący w glinę piaszczystą i niżej pasek ilasty (warstwa l).

Pień drzewa leżący na głębokości 4,30—4,45 m od powierzchni został datowany metodą C-14, a jego wiek określono na $36\,700 \pm 2100$ lat B.P. (Gd 1243). Otrzymany wynik datuje rozwój torfowiska na środkową część ostatniego pleniglacjału zlodowacenia Wisły (Mojski 1985). Na Niżu Polskim był to okres bez pokrywy lodowej. Charakteryzował się występowaniem krótkich ociepleń i ochłodzeń. Rozwój torfowiska w środkowej części tzw. interpleniglacjału (Starkel 1977) mógł przypadać na cieplejsze wahnięcia odpowiadające interstadiom Hengelo i Dene-



Ryc. 3. Profil szybiku w Jedliczach. 1 — gleba, 2 — gliny, 3 — gliny ilaste, 4 — mułki, 5 — mułki ilaste, 6 — ły pylaste, 7 — ły z rumoszem skalnym, 8 — ły, 9 — torfy, 10 — torfy z pniami drzew, 11 — skład ziarnowy osadów (średnice ziarn w mm): a — powyżej 1,0, b — 1,0—0,50, c — 0,50—0,25, d — 0,25—0,10, e — 0,10—0,05, f — 0,05—0,01, g — 0,01—0,005, h — 0,005—0,002, i — poniżej 0,002, 12 — miejsce i numer kolejny próby pobranej do badań uziarnienia, 13 — minerały ciężkie: a — granat, b — cyrkon, c — turmalin, d — staurolit, e — rutyl, f — cyjanit, g — epidot, h — tytanit, i — apatyt, j — amfibol. Oznaczenia literowe: M_z — średnia średnica ziarn, σ_I — graficzny współczynnik wysortowania (odchylenia standardowego), Sk_I — graficzny współczynnik skośności, K_G — graficzny współczynnik kurtosis

Fig. 3. Section of the dug-out pit at Jedlicze. 1 — soil, 2 — loams, 3 — clayey loams, 4 — muds, 5 — clayey muds, 6 — silty clays, 7 — clays bearing rock debris, 8 — clays, 9 — peat, 10 — peat with tree trunks, 11 — grain-size composition of deposits (grain diameters given in mm): a — above 1.0, b — 1.0—0.50, c — 0.50—0.25, d — 0.25—0.10, e — 0.10—0.05, f — 0.05—0.01, g — 0.01—0.005, h — 0.005—0.002, i — below 0.002, 12 — localization and consecutive numbers of samples collected for granulometric analysis, 13 — heavy minerals: a — garnet, b — zircon, c — tourmaline, d — staurolite, e — rutile, f — cyanite, g — epidote, h — titanite, i — apatite, j — amphibole. Letter symbols: M_z — mean grain diameter, σ_I — graphic standard deviation, Sk_I — inclusive graphic skewness, K_G — kurtosis



Ryc. 4. Wybrane krzywe kumulacyjne uziarnienia pokryw stokowych dla prób z głębokości: 1 — 0,6 m (próba nr 1), 2 — 1,57 m (próba nr 5), 3 — 1,75 m (próba nr 6), 4 — 2,15 m (próba nr 8), 5 — 2,65 m (próba nr 12), 6 — 3,10 m (próba nr 15), 7 — 3,30 m (próba nr 17), 8 — 3,58 m (próba nr 20), 9 — 4,57 m (próba nr 21), 10 — 4,90 m (próba nr 24)

Fig. 4. Selected cumulative curves showing grain-size composition of slope covers sampled at a depth of: 1 — 0.6 m (sample No. 1), 2 — 1.57 m (sample No. 5), 3 — 1.75 m (sample No. 6), 4 — 2.15 m (sample No. 8), 5 — 2.65 m (sample No. 12), 6 — 3.10 m (sample No. 15), 7 — 3.30 m (sample No. 17), 8 — 3.58 m (sample No. 20), 9 — 4.57 m (sample No. 21), 10 — 4.90 m (sample No. 24)

kamp (Zagwijn 1974). Otrzymana data jest starsza od daty z profilu Dobra (Klimaszewski 1971), a młodsza od dat uzyskanych dla flory driasowej z Zatora i torfu leśnego z Wadowic (Koperowa, Środoń 1965; Sobolewska, Starkel, Środoń 1964).

Nadległe osady mineralne zostały osadzone w młodszej części ostatniego pleniglacjału i prawdopodobnie akumulacja ich trwała aż do późnego glacjału. W badanym profilu miąższość nadległych osadów stanowi zaledwie 1/3 w stosunku do profilu z Dobrej. Różnice w miąższości, jak i wykształceniu osadów mogą wynikać z różnej genezy oraz mniejszej intensywności procesów zachodzących na stokach, a wynikających z różnego stopnia energii rzeźby.

CHARAKTERYSTYKA UZIARNIENIA

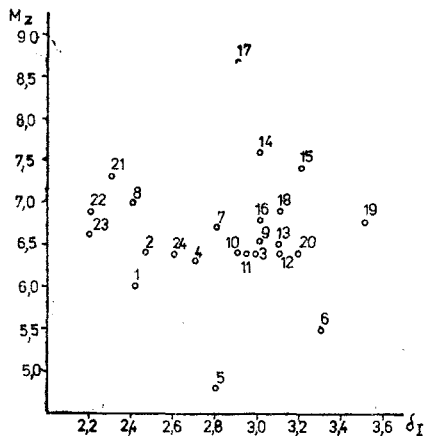
Do badań granulometrycznych pobrano 24 próby ze ściany wyrobiska. Próby pobierano punktowo z każdej zaznaczającej się makroskopowo warstwy. Zakładając, że statystyczne parametry uziarnienia odzwierciedlają cechy osadu związane z warunkami transportu materiału ziarnowego i jego depozycji, podjęto próbę określenia warunków akumulacji tych osadów. Statystyczne wskaźniki uziarnienia obliczono według wzorów Folka i Warda (zob. Rühle 1973; Mycielska-Dowgiałło 1980).

Pod względem składu ziarnowego osady występujące w badanym profilu można określić jako gliny, mułki i ily. Z wykresów uziarnienia widać, że skład ziarnowy jest słabo zróżnicowany (Ryc. 3), a znaczna część krzywych ma podobny przebieg (Ryc. 4), Skład procentowy poszczególnych frakcji w profilu pionowym ulega niewielkim zmianom. W całym profilu dominuje frakcja o średnicach ziarn 0,05—0,01 mm (Ryc. 3), przy czym zawartość tej frakcji maleje od powierzchni w głąb profilu do torfu. Wzrasta natomiast udział frakcji ilastej. Poniżej warstwy torfu skład ziarnowy jest zbliżony do przypowierzchniowej części profilu. Najwięcej frakcji piaszczystej stwierdzono w próbce pobranej z głębokości 1,75 m.

Odzwierciedleniem zmian zawartości poszczególnych ziarn jest średnia średnica (M_z), której wartość zawarta jest między 5 a 8 φ (Ryc. 3). Największą wartość M_z uzyskano dla próby nr 6, a najniższe wartości otrzymano dla środkowej części warstwy „h”. Z wykonanego wykresu M_z (Ryc. 3) widać, że do głębokości 1,5 m wartość M_z jest stała, natomiast poniżej stopniowo maleje, by ponownie wzrosnąć poniżej warstwy torfu.

Graficzny wskaźnik odchylenia standardowego (σ_1) obrazuje stopień wysortowania osadu (Gradziński i in. 1976). W omawianym profilu σ_1 wykazuje zmienność w zakresie 2,4—3,5 (Ryc. 3), co pozwala określić je jako bardzo słabo wysortowane. W badanym profilu wraz ze wzrostem głębokości stopień wysortowania osadu ma tendencję do zmniejszania się, co oznacza, że starsze osady są gorzej wysortowane. Porównując oba wskaźniki (Ryc. 5), nie zaznacza się wyraźna zależność, choć częściej ze zmniejszaniem się średnicy ziaren (M_z) przeważnie rośnie wartość graficznego wskaźnika odchylenia standardowego (σ_1). Wskazywać to może na zmienne źródła dostawy materiału ze stoku.

Obliczony współczynnik skośności (Sk_1) jest dodatni (Ryc. 3). Świadczy to o przewadze w osadzie frakcji drobniejszej w stosunku do frakcji maksymalnej i wskazuje na transport głównie materiału drobnoziarnistego. Obliczony współczynnik kurtozy (K_G) zawarty jest w granicach 0,75—2,0 (Ryc. 3).

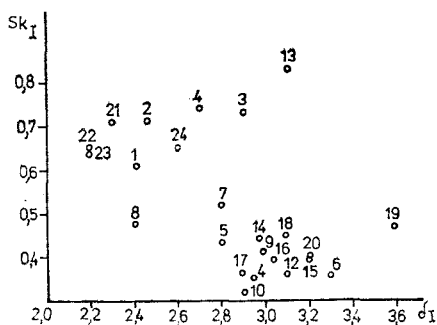


Ryc. 5. Diagram zależności między wartościami wskaźników M_z i σ_1 . Numery i położenie prób w profilu podano na Ryc. 3

Fig. 5. Diagram showing relationship between M_z and σ_1 . Localization and numbers of samples shown in Fig. 3

Z analizy zależności między średnią średnicą ziarn (M_z) a wysortowaniem osadu (σ_1) wynikają dwa pola koncentracji (Ryc. 5). Wydłużone pole koncentracji, obejmujące próby ze środkowej części profilu, i słabo zaznaczające się pola koncentracji, obejmujące próby z górnej i dolnej części profilu, ukazują się po lewej stronie wykresu. Jeszcze lepiej jest to widoczne na rycinie obrazującej zależność między współczynnikiem skośności a wysortowaniem osadu (Ryc. 6).

W badanym profilu zawartość frakcji pylastej (0,05—0,01 mm) wynosi 12—50%. Dla typowych osadów eolicznych, jakimi są lessy, zawartość frakcji pyłowej przyjmowana jest w granicach 30—50%. Malicki (1967) przyjmował, że dla typowych lessów zawartość frakcji 0,05—0,02 mm powinna wynosić 50—60%. Według Cegły (1965) frakcja 0,02—



Ryc. 6. Diagram zależności między wartościami wskaźników Sk_I i σ_1 . Numery i położenie prób w profilu podano na Ryc. 3

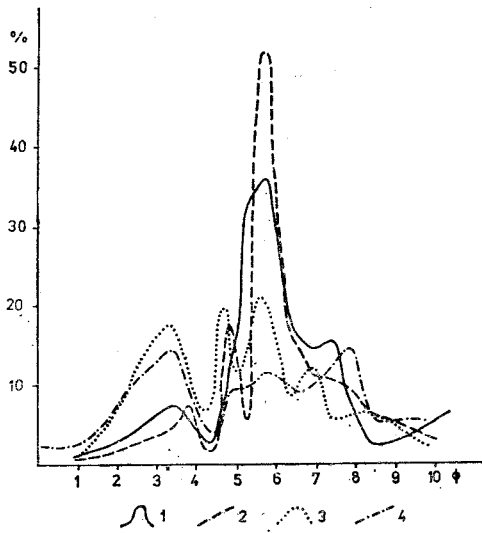
Fig. 6. Diagram showing relationship between Sk_I and σ_1 . Localization and numbers of samples shown in Fig. 3

—0,05 mm w karpackich profilach utworów pyłowych nie zaznacza się wyraźnie. W profilu Jedlicze przypowierzchniowa część utworów ma skład zbliżony do lessów. W badanym profilu warstwa tych utworów ma niewielką miąższość (warstwa a) w stosunku do podobnych profili odsłaniających się w miejscowości Potok, gdzie ich miąższość miejscami przekracza 3 m. Otrzymane wartości średniej średnicy ziarn (M_z) są podobne do tych, jakie uzyskano dla profili lessowych Wyżyny Lubelskiej (Dolecki 1986). Dla lessów odchylenie standardowe oscyluje koło wartości 2, gdy dla badanego profilu otrzymano wartości 2,4—3,5, a więc są one gorzej wysortowane od lessów.

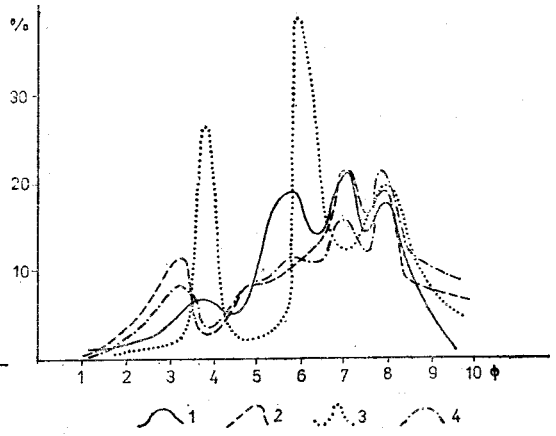
Interesujące wyniki otrzymano wykreślając krzywe częstotliwości, wśród których można było wyróżnić krzywe jedno-, dwu- lub polimodalne. Krzywe te obrazują najbardziej charakterystyczne cechy uziarnienia poszczególnych warstw oraz pokazują tendencje przekształcające materiał wyjściowy. Dla warstwy glin (warstwa a), obejmujących przypowierzchniową część profilu do głębokości 1,5 m, charakterystyczne są krzywe jednomodalne (Ryc. 7a) o wyraźnych wysokich maksimach. Spąg tej warstwy charakteryzuje już krzywa wielomodalna (Ryc. 7a, próba nr 5), która wskazuje, że ten fragment profilu tworzony był w zmieniających się warunkach akumulacji i transportu. Zbliżony wielomodalny przebieg ma krzywa częstotliwości dla niżej leżących warstwowanych glin deluwialnych (Ryc. 7a, próba nr 6). Na krzywej tej występuje słabo zaznaczająca się moda we frakcji pylastej w stosunku do prób pobranych wyżej, a wyraźne mody we frakcji ilastej i piaszczystej.

Dla utworów leżących poniżej 1,75 m otrzymane krzywe częstotliwości mają w większości rozkład polimodalny (Ryc. 7b, c), który utrzymuje się aż do warstwy torfu. Krzywe te wskazują na zróżnicowanie warunków sedymentacji w profilu pionowym badanych osadów. Z wyjątkiem próby nr 12 (Ryc. 7b), dla której otrzymano dwumodalną krzywą częstotliwości o ostrych wysokich maksymach, pozostałe krzywe są spłaszczone, ze słabo zaznaczającymi się modami dla frakcji pylastej i ilastej (Ryc. 7b). Dla warstwy gliny zawierającej rumosz piaskowcowy, będącej fragmentem jezora soliflukcyjnego oraz osadów leżących niżej, krzywe częstotliwości są asymetryczne i spłaszczone. Taki kształt krzywych może być charakterystyczny dla spełzywania soliflukcyjnego i innych ruchów grawitacyjnych. Słabo zaznaczająca się moda we frakcji piaszczystej może wskazywać na rolę wody, prawdopodobnie spłukiwania, w tworzeniu tej pokrywy.

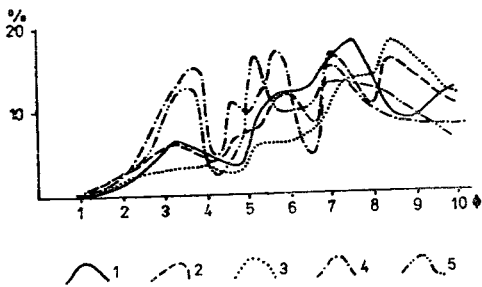
Wykreślone krzywe częstotliwości dla utworów leżących poniżej torfu są dwumodalne o wyraźnych wąskich maksimach dla frakcji pylastych (Ryc. 7d). Z przedstawionej charakterystyki uziarnienia wynika, że poszczególne części profilu były tworzone przez inny zespół procesów zmieniających się w czasie. Każdej wyróżnionej serii osadu można przypisać określony typ krzywych, na których podstawie można określić ge-



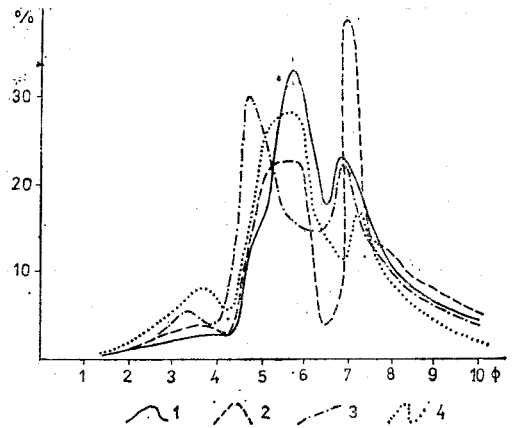
a



b



c



d

Ryc. 7a—d. Wybrane krzywe częstotliwości dla prób z głębokości; 7a: 1 — 0,6 m (próba nr 1), 2 — 1,1 m (próba nr 3), 3 — 1,57 m (próba nr 5), 4 — 1,75 m (próba nr 6); 7b: 1 — 2,15 m (próba nr 8), 2 — 2,47 m (próba nr 10), 3 — 2,55 m (próba nr 11), 4 — 2,65 m (próba nr 12); 7c: 1 — 2,85 m (próba nr 13), 2 — 3,10 m (próba nr 15), 3 — 3,30 m (próba nr 17), 4 — 3,40 m (próba nr 18), 5 — 3,58 m (próba nr 20); 7d: 1 — 4,57 m (próba nr 21), 2 — 4,70 m (próba nr 22), 3 — 4,80 m (próba nr 23), 4 — 4,90 m (próba nr 24)

Fig. 7a—d. Selected frequency curves calculated for samples collected at a depth of: 7a: 1 — 0.6 m (sample No. 1), 2 — 1.1 m (sample No. 3), 3 — 1.57 m (sample No. 5), 4 — 1.75 m (sample No. 6); 7b: 1 — 2.15 m (sample No. 8), 2 — 2.47 m (sample No. 10), 3 — 2.55 m (sample No. 11), 4 — 2.65 m (sample No. 12); 7c: 1 — 2.85 m (sample No. 13), 2 — 3.10 m (sample No. 15), 3 — 3.30 m (sample No. 17), 4 — 3.40 m (sample No. 18), 5 — 3.58 m (sample No. 20); 7d: 1 — 4.57 m (sample No. 21), 2 — 4.70 m (sample No. 22), 3 — 4.80 m (sample No. 23), 4 — 4.90 m (sample No. 24)

nezę osadów oraz charakter procesów je kształtujących. W całym badanym profilu najbardziej podobne, a zarazem najbardziej się różniące od pozostałej części są utwory przypowierzchniowe oraz leżące poniżej warstwy torfu. Wyraźnie widać to również na wykresach zależności między odchyleniem standardowym a średnią średnicą (Ryc. 5) oraz między odchyleniem standardowym a współczynnikiem skośności (Ryc. 6).

MINERAŁY CIĘŻKIE I ILASTE

Analiza minerałów ciężkich dotyczyła 10 próbek pobranych z różnych warstw utworów gliniastych profilu w Jedliczach (Ryc. 3). We wszystkich próbkach stwierdzono zespół minerałów ciężkich charakteryzujących się zdecydowaną przewagą granatu (46 — 90%), znaczną zawartością cyrkonu (3 — 23,5%), rutylu (0,5 — 11,5%) i turmalinu (1,0 — 6,0%) oraz podrzędnymi ilościami staurolitu, cyjanitu, epidotu, tytanitu i apatyty (Ryc. 3).

Wymieniony zespół, stały pod względem jakościowym, wykazuje w poszczególnych odcinkach profilu wyraźną zmienność stosunków ilościowych między głównymi składnikami mineralnymi. Zauważa się, że w omawianym profilu występują odcinki wzbogacone w minerały najodporniejsze (cyrkon, rutyl, turmalin), a równocześnie o obniżonej zawartości granatu, oraz odcinki o niższej zawartości minerałów najodporniejszych, w których wzrasta ilość granatu. I tak w glinach pylastych w górnej części profilu (próby z warstw a—c) granat występuje w ilości 46 — 67%, cyrkon 17,5 — 23%, turmalin 2,0 — 6,0%, a rutyl 4,0 — 15,5%. Poniżej wymienione zawartości w glinach oraz iłach z rumoszem piaskowców krośnieńskich (próby z warstw d, e, f) ulegają znacznym zmianom; ilość granatu wzrasta do 88%, a maleją ilości: cyrkonu do 4,0%, turmalinu 1,0—2,5% i rutylu 0,5—2,0%. Jeszcze niżej, w iłach i glinach przykrywających i podścielających torf, ilość granatu maleje, jest zbliżona do ilości z górnego odcinka profilu i wynosi 65,5 — 74,0%, natomiast cyrkon występuje ponownie w większych ilościach (15,5 — 17,0%); również zawartość rutylu wzrasta od 4,0 do 10,0%; a ilość turmalinu od 1,0 do 4,5%. Ponownie wzrasta, aż do 90%, zawartość granatu w mułkach i glinach leżących pod torfem (próba z warstwy l); maleje natomiast udział cyrkonu do 3,0%, turmalinu do 2,5% i rutylu do 1,0%.

Reasumując, można powiedzieć, że zmienność składu ilościowego opisanych zespołów minerałów ciężkich polega przede wszystkim na występowaniu różnych ilości granatu, cyrkonu i rutylu. Stąd też zmienia się w poszczególnych odcinkach profilu stosunek minerałów bardzo odpornych na procesy wietrzenia (cyrkon, turmalin, rutyl) do minerałów

odpornych i małoodpornych (granaty i pozostałe minerały ciężkie). Stosunek ten jest wskaźnikiem dojrzałości materiału detrytycznego (Ł y d k a 1985) i w omawianych utworach przyjmuje następujące wartości:

- w mułkach i glinach leżących pod torfami 0,07
- w iłach i glinach przykrywających torf 0,28—0,42
- w iłach z rumoszem piaskowców 0,07—0,09
- w glinach z górnej części profilu 0,39—0,61.

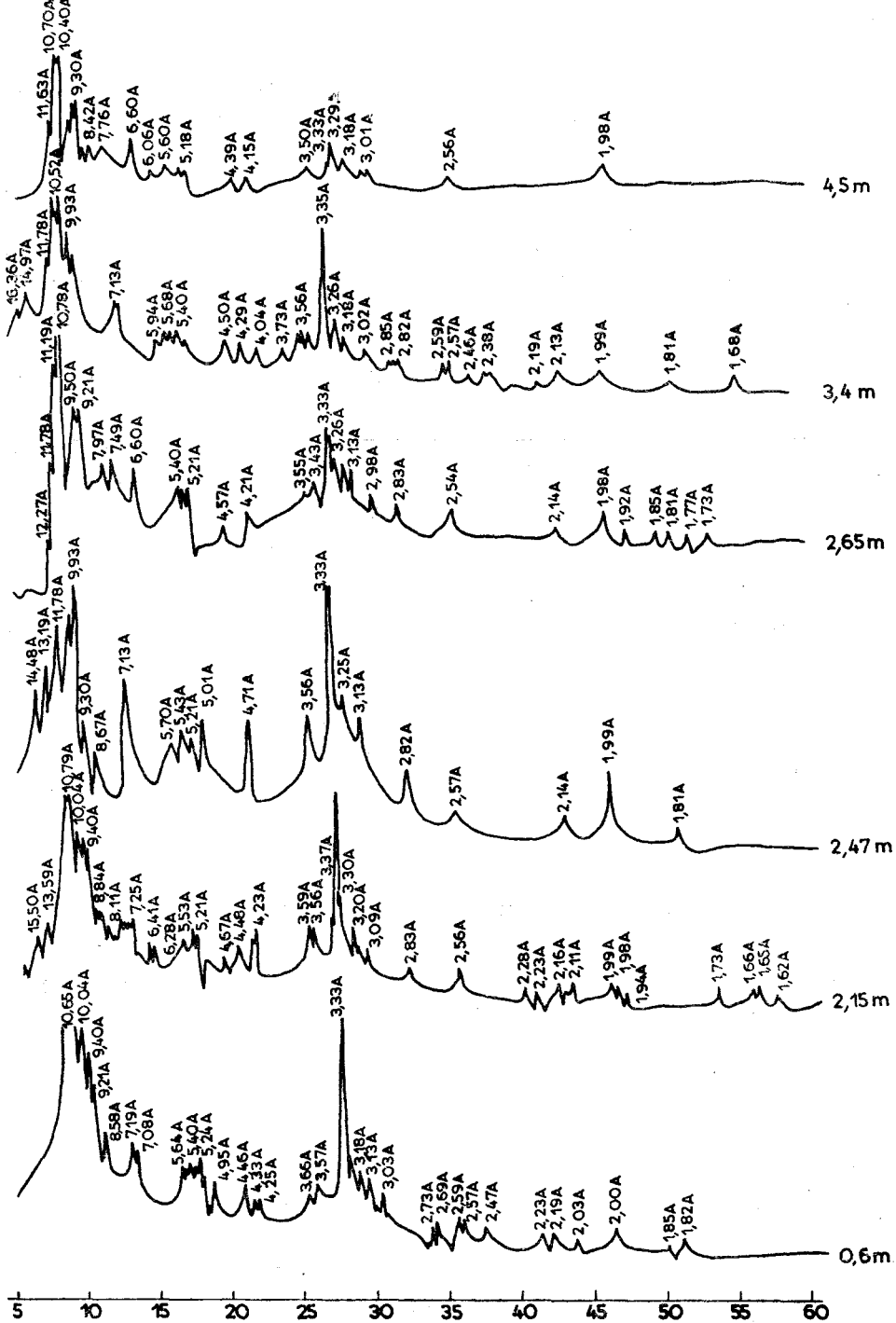
Różne wartości tego wskaźnika świadczą o różnej intensywności procesów przeróbczych związanych z charakterem sedymentacji i jej środowiska.

Analizowany zestaw minerałów ciężkich jest bardzo podobny do zespołów, opisywanych przez S z c z u r o w s k ą (1970, 1971, 1972a, 1972b) oraz K r y s o w s k ą-I w a s z k i e w i c z i U n r u g a (1967), z piaskowców warstw krośnieńskich z innych miejsc występowania. Przewaga mineralnych gatunków odpornych nad bardzo odpornymi również sugeruje, że badane gliny pochodzą z przerobienia skał osadowych i być może przeszły kilka cykli sedymentacyjnych. Przemawia za tym także dość dobry stopień obtoczenia i słaby stan zachowania ziarn mineralnych.

Można przypuszczać, że zespół minerałów ciężkich macierzystego materiału badanych osadów był bardzo bogaty w granaty i za najbardziej zbliżony do niego można uważać zespół minerałów ciężkich z warstwy utworów soliflukcyjnych. Tu bowiem najslabiej działały selektywne procesy przeróbce i zachował się rumoszcz piaskowców warstw krośnieńskich. Wyższa lub niższa zawartość granatu w zespole minerałów ciężkich w poszczególnych warstwach profilu w Jedliczach jest wynikiem różnych procesów sedymentacyjnych i różnych warunków środowiska depozycji materiału.

Mułki i gliny, leżące pod torfami, osadzały się prawdopodobnie w środowisku wilgotnym, w którym granaty dobrze się zachowują. Według T u r n a u-M o r a w s k i e j (1955) granat jest trwały jedynie w środowisku wodnym. Stąd tak duże jego tu nagromadzenie z wyjątkiem najwyższej części tej serii, gdzie kwasy humusowe związane z nadległym torfem doprowadziły do częściowego zniszczenia granatów. Niski wskaźnik dojrzałości materiału detrytycznego (0,07) świadczy o przewadze minerałów odpornych i mało odpornych, a zatem o słabej selekcji w kierunku eliminowania tych minerałów.

Wyraźny spadek częstotliwości występowania granatu w leżących ponad torfem iłach i glinach sugeruje, że materiał tych osadów podlegał intensywniejszym procesom przeróbczym w warunkach suchych powodujących wietrzenie granatów. Znacznie wyższy (0,20—0,42) wskaźnik dojrzałości materiału detrytycznego przemawia za dalej idącą redukcją minerałów w porównaniu z niżej leżącą serią mułków i glin. Ponowny wzrost zawartości granatu w nadległych iłach i glinach soliflukcyjnych z rumoszem piaskowców należy wiązać z kolejną zmianą charakteru pro-



$2\theta \text{ Cuk}\alpha$

Ryc. 8. Dyfraktogramy frakcji ilastej dla wybranych prób z profilu Jedlicze

Fig. 8. Diffractograms of clay fraction separated from selected samples collected at the Jedlicze section

cesów osadotwórczych i z wilgotnymi warunkami środowiska, nie sprzyjającymi wietrzeniu granatów. Wskazuje na to również niska wartość wskaźnika dojrzałości materiału detrytycznego (0,07—0,09).

W glinach z górnej części profilu stwierdzony wzrost zawartości minerałów bardzo odpornych przy znacznie obniżonej częstotliwości występowania granatów pozwala wiązać ich powstanie z transportem eolicznym, w warunkach suchych prowadzących do eliminacji minerałów mało odpornych na procesy wietrzenia, a szczególnie do znacznego zwietrzenia granatów. Wynikiem zmiany warunków sedymentacji w tej serii profilu jest znaczny wzrost wskaźnika dojrzałości materiału detrytycznego, który wynosi 0,39—0,61.

Badania minerałów ilastych przeprowadzono na dyfraktometrze. Z otrzymanych dyfraktogramów (Ryc. 8) wynika, że w skład frakcji ilastej utworów w profilu w Jedliczach wchodzi następujące minerały: illit, muskowit, hydromuskowit, chloryt, biotyt, hydrobiotyt, montmorillonit, kaolinit oraz minerały zbudowane z pakietów mieszanych illit/montmorillonit o beładnych przewarstwieniach pakietów, będących najprawdopodobniej produktem transformacji mik. Ilościowo dominują minerały grupy illitu, muskowitu oraz minerały o pakietach mieszanych. Kaolinit stanowi nieznaczne domieszki. Wszystkie te minerały znane są jako pospolite składniki gleb, różnych zwietrzelin i innych utworów czwartorzędowych. Są to produkty przeobrażeń różnych glinokrzemianów, głównie mik, i wskazują na niezbyt intensywny proces wietrzenia w warunkach chłodnego lub, co najwyżej, umiarkowanego klimatu.

STRATYGRAFIA I CHRONOLOGIA

Osobliwością badanego profilu jest występowanie warstwy torfu, dzięki któremu możliwe było bliższe określenie wieku osadów nadległych. Najstarszymi osadami są mułki ilaste leżące pod torfami (warstwa k i l, Ryc. 3). Jest to stropowa część pokrywy akumulacyjnej, złożonej prawdopodobnie we wklęsłej formie terenu. Akumulowane osady mogły pochodzić z niszczenia warstw krośnieńskich, jak i starszych pokryw plejstocenijskich.

Dwudzielną warstwę torfu, którego akumulacja rozpoczęła się około 37 000 lat B.P. można paralelizować z interstadiałami Hengelo i Dene-kamp (Z a g w i j n 1974). Obecność w spągowej warstwie torfu pni drzew oraz szyszek świerka dowodzi, że w tym czasie w Karpatach rosły lasy (Ś r o d o Ń, S t a r k e l 1961). Rozwój torfowiska przypada na akumulację lessów młodszych środkowych na północ od obszaru Karpat (M a r u s z c z a k 1986). Miąższość torfu była prawdopodobnie pierwotnie znacznie większa, ale pod wpływem obciążenia nadległymi osadami w okresie późniejszym uległ on kompaktacji.

Pod koniec interpleniglacjału lub z początkiem młodszego pleniglacjału rozwój torfowiska został przerwany w wyniku przykrycia iłami. Akumulacja nadległych osadów nastąpiła stosunkowo szybko, za czym przemawia wyraźna granica między torfem a ıłem, co prawdopodobnie można wiązać ze zmianą klimatu. Na pierwotnej powierzchni torfowiska osadzały się ıły i gliny zawierające w swym składzie odporne minerały ciężkie. Przewaga minerałów odpornych przy obniżeniu częstotliwości występowania granatu wskazuje, że może to być redeponowana starsza pokrywa stokowa. Spłaszczone wielomodalne krzywe częstotliwości dla warstwy h i g wskazują na złożoność procesów je kształtujących i słabą dynamikę. Zachowany fragment jęzora soliflukcyjnego (warstwa f), zbudowanego z ıłów i rumoszu, dowodzi, że zdzierane były również wychodnie skał fliszowych. Piaszkowce krośnieńskie jako mało odporne szybko wietrzeją dając glinę pylasto-piaszczystą. Dlatego rumosz tych piaszkowców mógł się jedynie zachować w pokrywie soliflukcyjnej.

Powyżej warstwy zawierającej rumosz piaszkowcowy zaznacza się w profilu stopniowy wzrost średniej średnicy ziaren oraz wzrasta udział frakcji pylastej. Również wielomodalny rozkład uziarnienia dla tej części profilu pozwala sądzić, że nadal największą rolę odgrywało spełzwanie soliflukcyjne przy coraz wyraźniej zaznaczającym się udziale wody i być może syngenetycznej akumulacji eolicznej. Przemawiają za tym wyraźnie zaznaczające się mody dla frakcji pylastej w coraz młodszych osadach. Zaznaczająca się moda we frakcji piaszczystej wskazywać może także na transport materiału z wyższych części stoku w wyniku splukiwania i ściekania w czasie roztopów. Na udział wody w kształtowaniu tej części profilu wskazuje także duża ilość granatów, które w środowisku wilgotnym są stosunkowo trwałe (Turnau-Morawska 1955).

W środkowej i górnej części badanego profilu zaznaczają się poziomy warstwowanych glin deluwalnych (warstwa d i b), charakteryzujące się wielomodalnymi krzywymi częstotliwościami (Ryc. 7a, b). Niższa warstwa (d), stwierdzona na głębokości 2,44—2,50 m, składająca się z ıłów czarnych i popielatoczarnych wskazuje na przerwę w dostawie ze stoku, a nawet na rozwój poziomu próchnicznego.

Górną część opracowywanego profilu budują gliny i gliny pylaste barwy żółtej, dla których wyraźnie zaznacza się moda dla frakcji pylastej, co wskazuje na eoliczną genezę osadów budujących tę część profilu. Równocześnie w składzie minerałów ciężkich (Ryc. 3) zaznacza się znacznie mniejszy udział granatów w stosunku do osadów leżących głębiej. Odmienność tej części profilu uwidoczni się również na wykresie zależności między graficznym współczynnikiem odchylenia standardowego a współczynnikiem skośności (Ryc. 6). Stosunkowo duży udział frakcji ılastej w stropowej części profilu (jak i utworach leżących niżej) może też być pochodzenia eolicznego. Prowadzone przez Gerlach i Koszarskiego (1968, 1969) na obszarze Dołów Jasielsko-Sa-

nockich obserwacje nad współczesną działalnością eoliczną pozwalają przypuszczać, że również w plejstocenie oprócz pyłów transportowane były duże agregaty glebowe oraz okruchy łupków, które rozpadały się, wzbogacając osad w materiał drobniejszy.

Akumulacja glin zakończyła się przed późnym glaciałem. Wyniki badań z Roztok i Tarnowca (Harmata 1987; Wójcik 1987) wskazują, że w tym czasie obszar ten był już pokryty roślinnością leśną, a dna dolin były pogłębiane. Mało jest prawdopodobne, aby w tym czasie tworzyły się pokrywy pyłowe, jak to przyjmował Cegła (1965). Być może górna, najwyższa część profilu w holocenie została zdenudowana w wyniku użytkowania rolniczego.

PODSUMOWANIE

W badanym profilu stwierdzono dużą złożoność pokryw występujących na stoku, przy stosunkowo małej miąższości. Uzyskana data ze spągu torfu pozwoliła umieścić rozwój torfowiska i akumulacji nadległych osadów w granicach 37—12 ka, a więc w okresie interpleniglacjału i górnego pleniglacjału zlodowacenia Wisły. Zakładając, że akumulacja osadów przykrywających torfy miała miejsce w okresie między 30 a 12 ka B.P., to tempo akumulacji wynosiło około 0,15 mm/rok. Otrzymana wartość jest zbliżona do przeciętnego tempa akumulacji lessu, wyliczonej dla ostatniego cyklu glacialnego przez Maruszczak (1986). Akumulacja na stoku o małym nachyleniu w ciągu całego górnego pleniglacjału następowała nierytmicznie, prawdopodobnie z licznymi przerwami. Miała ona miejsce podczas krótkotrwałych, ekstremalnych zdarzeń występujących raz na jakiś czas. Część osadów już złożonych mogła być równocześnie w czasie kolejnego zdarzenia redeponowana lub niszczone.

W akumulacji osadów gliniastych dużą rolę odegrały procesy soliflukcji i spłukiwania oraz depozycji eolicznej. Wskazują na to wyniki analiz granulometrycznych i mineralogicznych. Górna część profilu została utworzona głównie w wyniku akumulacji eolicznej, którą poprzedziła akumulacja pokryw powstałych w wyniku spłukiwania i soliflukcji, a być może częściowo syngenetycznej akumulacji eolicznej w czasie istnienia wieloletniej zmarzliny. Zdzierane były wówczas zarówno drobnoziarniste zwietrzliny, jak i wychodnie fliszowe. Profil w Jedliczach ukazuje sekwencję podobną do profilu w Wadowicach, gdzie stropowe pyły typu lessu są bardzo cienkim ogniwem (Sobolewska i in. 1964) i w dolinie Sanu w rejonie Soliny (Dziwański, Starkel 1967; Starkel 1969).

Występowanie na stoku o ekspozycji południowej pokryw związanych z działalnością eoliczną wskazuje na akumulację pyłów na stokach

dowietrznych. Mogła ona następować w wyniku wytracania energii lub w przypadku występowania roślinności. Wydaje się, że zatrzymywana była stosunkowo mała ilość materiału, gdyż na stokach zawietrznych miąższość tego typu utworów jest znacznie większa. Obszarem źródłowym były najprawdopodobniej szerokie dna dolin pozbawione roślinności, skąd wywiewany był drobny materiał. W innym przypadku pokrywy ze stoków dowietrznych byłyby całkowicie zdarte, tak jak obserwują to współcześnie w tym obszarze Gerlach i Koszarski (1968, 1969). Należy zaznaczyć, że nie można porównywać warunków współczesnych do warunków istniejących w okresie ostatniego zlodowacenia.

Uniwersytet Jagielloński
Instytut Nauk Geologicznych
30-063 Kraków, ul. Oleandry 2
Państwowy Instytut Geologiczny
Oddział Karpacki
33-560 Kraków, ul. Skrzatów 1

LITERATURA

- Cegła J., 1965. Porównanie utworów pyłowych koiłin karpackich z lessami Polski. *Annales UMCS*, 18, 69—116.
- Dolecki L., 1986. Differentiation of grain size of the Vistulian loesses on the Grzęda Horodelska Plateau (SE Poland). *Annales UMCS*, 41, 165—177.
- Dziewański J., Starkel L., 1967. Slope covers on the middle terrace at Zabrodzie upon the San. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 1.
- Gerlach T., Koszarski L., 1968. Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpolu Beskidu Niskiego. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 2, 85—111.
- Gerlach T., Koszarski L., 1969. Badania nad pokrywami stokowymi w rejonie silnej współczesnej działalności wiatrów (przedpole Beskidu Niskiego). *Spraw. z pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. Kraków*, styczeń-czerwiec 12, 1, 229—231.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976. *Sedymetologia*. Warszawa.
- Harmata K., 1987. Late-Glacial and Holocene history of vegetation at Roztoki and Tarnowiec near Jasło (Jasło-Sanok Depression). *Acta Paleobot.*, 27, 1, 43—65.
- Klimaszewski M., 1971. The effect of solifluction processes on the development of mountain slopes in the Beskidy (Flysch Carpathians). *Folia Quaternaria*, 38, 3—18.
- Koperowa W., Środoń A., 1965. Pleniglacial deposits of the last glaciation in Zator. *Acta Paleobot.*, 6, 1, 3—31.
- Krysowska-Iwaszkiewicz M., Unrug R., 1967. Heavy minerals in the flysch of the Polish Western Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sci., Série sci. géol. et géogr.*, 15, 2, 57—63.

- Lewińska J., 1958. *Wiatry ryterskie i rymanowskie*. Przegląd Geofiz., 3, 1.
- Łydka K., 1985. *Petrografia skał osadowych*. Warszawa.
- Malicki A., 1967. *Lessy na obszarze Polski i ich związek z czwartorzędem [w:] Czwartorzęd Polski*. Warszawa, 372—396.
- Maruszczak H., 1986. *Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation*. Annales UMCS, 41, 15—49.
- Mojski J., 1985. *Geology of Poland. Stratigraphy*. Part 3b; *Cenozoic, Quaternary*. Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1980. *Wstęp do sedimentologii*. Kielce.
- Rühle E. (red.), 1973. *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Warszawa.
- Starkel L., 1969. *L'évolution des versants des Carpates à flysch au Quaternaire*. Biul. Peryglacjalny, 18.
- Starkel L., 1977. *Last Glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys*. Studia Geomorph. Carpatho-Balkanica, 11, 33—50.
- Stochlak J., 1974. *Klasyfikacja osadów zboczowych z inżyniersko-geologicznego punktu widzenia*. Przegląd Geol., 10, 487—491.
- Sobolewska M., Starkel L., Środoń A., 1964. *Młodoplejstocenijskie osady z florą kopalną w Wadowicach*. Folia Quaternaria, 16, 3—60.
- Szczurowska J., 1970. *Minerały ciężkie w otworze wiertniczym Przysietnica IG-1*. Kwartalnik Geol., 14, 4, 915—916.
- Szczurowska J., 1971. *Wstępne badania minerałów ciężkich serii menilitowo-krośnieńskiej w otworze Jasień IG-1*. Kwartalnik Geol., 15, 3, 732.
- Szczurowska J., 1972a. *Minerały ciężkie warstw dolnokrośnieńskich serii śląskiej z wiercenia Suche Rzeki IG-1 (polskie Karpaty Wschodnie)*. Kwartalnik Geol., 16, 4, 1061—1062.
- Szczurowska J., 1972b. *Wstępne wyniki badań minerałów ciężkich w utworach wiercenia Ustroń IG-2 (polskie Karpaty Zachodnie)*. Kwartalnik Geol., 16, 4, 1064.
- Szymakowska F., Wójcik A., 1981. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Jedlicze*. Instytut Geologiczny.
- Środoń A., Starkel L., 1961. *Pleistocene floras in the river system of the Upper Vistula [w:] Guide-Book of excursion, part III: South Poland, VIth INQUA Congress, Łódź*.
- Świdziński H., Wdowiarz J., 1951. *Przewodnik do wycieczek XXIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Karpatach krośnieńskich w roku 1950*. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geol., 22, 4, 355—378.
- Tokarski J., 1928. *Petrografia*. Lwów.
- Turnau-Morawska M., 1955. *Znaczenie analizy minerałów ciężkich w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych*. Acta Geol. Polonica 5, 3, 363—388.
- Wójcik A., 1987. *Late-glacial lacustrine sediments from Rożtoki and Tarnowiec near Jasło (Jasło-Sanok Depression)*. Acta Paleobot., 27, 1, 25—41.
- Zagwijn W. H., 1974. *The paleographic evolution of the Netherlands during the Quaternary*. Geologie en Mijnbouw, 53.

SUMMARY

M. Kryszowska-Iwaszkiewicz, A. Wójcik

**On Late Pleistocene loamy slope covers at Jedlicze, Jasło-Sanok Depression,
West Carpathians, Poland**

The Jasło-Sanok Depression belongs to those Carpathian regions wherein loam deposits cover vast areas. The origin of these deposits has been dealt with by Tokarski (1928); Świdziński and Wdowiarz (1951); Cegła (1965) and Gerlach and Koszarski (1968).

On southern slope of the Potok Ridge near Jedlicze, a fossil peat bog attaining 0.5—1 ha in area, has been encountered (Fig. 1). The base of this peat bog contains tree trunks and fir cones, dated by the radiocarbon method at $36\,700 \pm 2100$ yrs BP (Gd 1243). Both the slope and fossil peat are covered by 5 m thick loams (Fig. 2), the section of which has been described in a dug-out pit (Fig. 3). The peat is underlain by clays and clayey muds passing into sandy loams and clayey sands. The bipartite layer of black peat, 0.85 m thick, is overlain by clays and light-grey and greenish-grey clayey loams, as well as by clays bearing debris of the Krosno sandstones. The latter layer is a fragment of a solifluction tongue (Fig. 3). Higher up, clayey loams and laminated loams and clays occur, being overlain by yellow loams and silty loams.

Analyses of grain-size composition (Figs. 3, 4) show that whole of the section is dominated by grains falling into 0.05—0.01 mm interval. The top part of these deposits reveals properties similar to those of loesses, as shown by the shape of frequency curves (Fig. 7), displaying unimodal distribution at the top. The middle part of the Jedlicze section, in turn, reveals polymodal frequency curves which, at the base, become increasingly more flat (cf. Figs. 7b, c).

The composition of heavy minerals is dominated by garnet (46—90%), zircon (3—23.5%), rutile and tourmaline, with subordinate admixtures of staurolite, cyanite, epidote, titanite and apatite. Throughout the section, one can distinguish sectors enriched in most resistant minerals (zircon, rutile, tourmaline) and showing a decreased proportion of garnet. A clear reduction in the amount of garnet is visible in upper part of the section (Fig. 3). Clay deposits, however, are composed chiefly of illite, muscovite and mixed-layer clay minerals (Fig. 8).

The section discussed displays a complex structure of slope covers of relatively small thickness. Radiocarbon dating of the base of the peat enables us to assign the development of both peat bog and overlying deposits to a time-span of 37—12 ka BP, embracing the interpleniglacial and upper pleniglacial of the Vistulian glacial stage. Loam deposits are products of solifluction, slope wash and aeolian accumulation, as indicated by the results of granulometric and mineralogical analyses. The upper part of the section represents mainly aeolian deposits, the accumulation of which followed that of slope wash and solifluction active at the time of the development of permafrost. That was a period of degradation of both slope covers and underlying flysch deposits, as documented by the presence of sandstone angular debris, preserved within the solifluction tongue.

The presented analyses of grain-size and mineralogical composition make possible to distinguish deposits of different origin, laid down on a gentle slope under diversified conditions of the younger pleniglacial.

М. Крысовска-Ивашкевич, А. Вуйцик

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ СКЛОНОВЫХ
ГЛИНИСТЫХ ПОКРОВОВ В М. ЕДЛИЧЕ
(ЯСЕЛЬСКО-САНОЦКАЯ ДЕПРЕССИЯ)

Ясельско-Саноцкая депрессия — одна из территорий Карпат, где глинистые образования занимают значительные участки. Насчет происхождения этих отложений всказывались Токарски (1928), Сьвидзиньски и Вдовяж (1951), Цегла (1965), а также Герлях и Кошарски (1968). На южном склоне Горба Потока, в районе Едлич, в ходе геологических работ был найден ископаемый торфяник поверхностью 0,5—1 га (Рис. 1), в подошве которого были обнаружены стволы деревьев и шишки ели. Его подошва была датирована методом С-14 на $36\,700 \pm 2100$ (Гд 1243). Как склон, так и ископаемый торфяник покрыты глинами мощностью до 5 м (Рис. 2). Профиль отложений был обнаружен в ходе профилирования разведочного шурфа (Рис. 3). Торф подстилают илы и илистые суглинки, переходящие в песчанистую глину и илистый песок. Состоящий из двух частей слой черного торфа мощностью 0,85 м прикрывают илы у илистые суглинки пепельного и зелено-пепельного цвета и слой ила с россыпью красенских песчаников — участком солифлюкционного языка (Рис. 3). Выше залегают илистые суглинки, прослоенные глины и илы, в кровле — глины и пылевидные суглинки желтого цвета.

Для исследуемого профиля были проделаны анализы зернового состава и подсчитаны статистические показатели зернистости (Рис. 3, 4). По всему профилю преобладает фракция диаметров зерен 0,05—0,01 мм. По своему составу приповерхностная часть образований в профиле Едличе близка к лессу. Это наблюдается также отчетливо на кривых частотности (Рис. 7), где для верхней части профиля характерны одномодальные кривые. Для средней части профиля были получены многомодальные кривые частотности, все более плоские по мере передвижения в глубь профиля (Рис. 7б, ц).

Анализ тяжелых минералов показал комплекс, состоящий в основном из граната (46 — 90%), циркония (3 — 23,5%), рутилия и турмалина и незначительного количества ставролита, циянита, эпидота, титанита и апатита. В вертикальном профиле имеются участки обогащенные самыми устойчивыми минералами (цирконий, рутилий, турмалин), при пониженном содержании граната. Отчетливая убыль гранатов в спектре наблюдается в верхней части профиля (Рис. 3). В илистой фракции количественно преобладают минералы из группы иллита, мусковита, а также минералы смешанного состава (Рис. 8).

Для исследуемого профиля характерна значительная сложность залегающих на склоне покровов, при сравнительно небольшой мощности. Дата, полученная из подошвы торфа, позволила определить развитие торфяника и аккумуляцию наносных отложений в пределах 37—12 ка БП, т.е. в период интерпленигляциала и верхнего пленигляциала оледенения Вислы. В процессе отложения глинистых образований большую роль сыграли солифлюкция, смывание и эоловая аккумуляция. На это указывают результаты гранулометрических и минералогических анализов. Верхняя часть профиля была образована главным образом вследствие эоловой аккумуляции, которой предшествовала аккумуляция покровов, образовавшихся в результате смывания и солифлюкции

за время существования многолетней мерзлоты. Срывались тогда выступавшие на склонах покрова и флишевые образования, что подтверждается наличием песчаной россыпи в пределах сохранившегося солифлюкционного языка.

Благодаря гранулометрическим и минералогическим исследованиям можно было выделить генетически разные отложения в вертикальном профиле. В исследуемом профиле, расположенном на склоне небольшого наклона, были отмечены в отложениях события, происходившие в самом младшем плейстогене.