

Elżbieta MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO

## Zarys rozwoju rzeźby w plejstocenie południowej części Wyżyny Sandomierskiej

Badaniami objęto południową część Wyżyny Sandomierskiej, zawartą w obrębie dolnych odcinków rzek: Koprzywianki, Kacanki, Gorzyczanki oraz Wielogóry i Łojowic. Południowo-wschodnią granicę obszaru stanowi dolina Wisły.

Artykuł niniejszy jest częścią obszerniejszego opracowania tego terenu (E. Mycielska-Dowgiałło, 1963). Daje on krótkie podsumowanie wyników badań dotyczących plejstocenu.

Północno-zachodnie krańce tego obszaru stanowi fragment pasma daleszycko-wygiełzowskiego. Drugą wyraźną jednostką morfologiczną, obejmującą większość terenu jest płaska lub lekko falista wyżyna lessowa, kończąca się na południu wyraźną krawędzią wzdłuż linii Łoniów, Ruszcza, Bukowa. Wysoczyzna ta ustępuje ku zachodowi szerokim powierzchniom zrównań denudacyjnych, które wyłaniają się spod płaszcza lessowego. Less pokrywa tu już tylko płaskie, równoleżnikowe wały podłoża starszego.

Szeroka i płaska równina denudacyjna ciągnie się również na południe od wspomnianej wyżej krawędzi lessowej: Łoniów — Ruszcza — Bukowa. Powierzchnię tę urozmaicają liczne wały i łuki wydymowe.

Inną wyraźną jednostką morfologiczną stanowią płaskie dna dolin Koprzywianki, Kacanki, Gorzyczanki i doliny Polanowa Samborzeckiego, nawiązujące do podobnej, szerokiej i płaskiej doliny Wisły. Powierzchnie tarasowe tych rzek pocięte są zakolami starorzeczy. Występują tu również obszary piasków przewianych z małymi formami wydymowymi.

Przed omówieniem historii plejstocenu należy w skrócie przedstawić przedplejstocенską rzeźbę terenu.

Wskutek rodąńskiej fazy ruchów górotwórczych w pliocenie górnym nastąpiło wyniesienie silnie zdenudowanego i słabo nachylnego ku południowi wału metakarpackiego. Z tym okresem łączy się powstanie doliny Wisły (J. Morawski, 1957) oraz przypuszczalnie utworzenie się sieci rzecznej o głębokich i szerokich dolinach, odwadniającej wyniesione obszary Wyżyny. Kierunki dolin w dolnych swych odcinkach były prostopadłe do formującego się obniżenia doliny Wisły (kierunek z W na E), w górnych zaś, gdzie ich siła erozyjna była mniejsza, wykorzystwały sta-

re, trzeciorzędowe rozcięcia grzbietów kambryjskich (kierunek z N na S). Tę zmianę kierunków widać w obrębie Koprzywianki na północ od Rybnicy, w górnych odcinkach dolin Nasławic, Wielogóry, Łojowic. Trzeba tu również dodać, że główne doliny współczesne omawianego terenu powtarzają swym biegiem kopalne doliny pliocenские. Różnią się jedynie spadkiem, który w dolinach pliocenских był znacznie większy. Świadczą o tym podczwartorzędowe listwy skalne, notowane w górnych odcinkach dolin na wysokości około 4÷6 m ponad poziomem tarasu zalewowego (punkty 1, 2, 3 na fig. 1), które w dolnych odcinkach tych rzek są już nie notowane. O podobnie większym spadku kopalnej doliny Wisły wspomina W. Pożaryski (1953).

Osady poprzedzające bezpośrednio zlodowacenie krakowskie zanotowano na opracowywanym terenie jedynie w paru punktach w obrębie dolin. Utrudnia to przedstawienie historii okresu między górnopliocenским erozyjnym rozcięciem przez Prawisnę i jej dopływy a najściem najstarszego zlodowacenia. Ciekawy obraz przedstawia profil opisany przez G. Słowiaka (1958) z doliny Koprzywianki z okolic Klimontowa, gdzie w zbczu kopalnej doliny nad gruzem łupków kambryjskich i 4-metrową serią żwirów skał miejscowych leży przeszło 14-metrowa warstwa lessu, w dole spiaszczonego. Wyżej leży seria piaszczysto-żwirowa z nie licznymi otoczkami krystalicznymi, przykryta w stropie gliną morenową miąższości 4 m (punkt 4 na fig. 1). Być może, że żwiry skał miejscowych i wyżej leżący less są śladami starszego zlodowacenia lub wcześniejszego stadium, które jednak omawianego terenu nie objęło. Świadczy o tym brak domieszki skał krystalicznych zarówno w lessie, jak i w niżej leżących żwirach. Profil opisany przez G. Słowiaka przypomina profil z zachodniej części Gór Świętokrzyskich (J. Czarnocki, 1931). Pod gliną morenową i piaskami z domieszką skał północnych przebito tam grubą warstwę mułków lessowych. Na podstawie zawartości w nich domieszki skał krystalicznych J. Czarnocki przypuszczał, że zlodowacenie poprzedzające zlodowacenie krakowskie dotarło od zachodu do Gór Świętokrzyskich lub było mu niedalekie.

Ciekawe są również obserwacje J. Łyczewskiej z południowej części Wyżyny Małopolskiej (J. Łyczewska, 1948). Autorka ta wyróżniła dwa poziomy morenowe, z których młodszy łączy ze zlodowaceniem krakowskim. W okresie poprzedzającym najście tego lądolodu miał się osadzić najstarszy poziom lessu, o czym wnioskuje na podstawie składu petrograficznego górnej gliny, gdzie materiał morenowy łądząco przypomina glinę lessową. Należy tu nadmienić, że R. Gradziński i R. Unrug (1959), którzy później prowadzili badania w obrębie tego samego terenu, doszli do wniosku, że opisane przez J. Łyczewską dwa epizody glacialne, zanotowane przez żwirowe reziduum po dolnej glinie i przez glinę morenową górną, są śladami dwóch stadiów zlodowacenia krakowskiego.

Znacznie większe trudności nasuwa paralelizacja wieku opisanych osadów z osadami określonymi przez W. Pożaryskiego (1953) z odcinka przełomowego doliny Wisły. Zgodnie jednak z wiekowym określeniem trzech poziomów glin morenowych wydzielonych przez W. Pożaryskiego oraz z danymi zebranymi ostatnio przez C. Radłowską (1963) z północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wydaje się prawdopo-

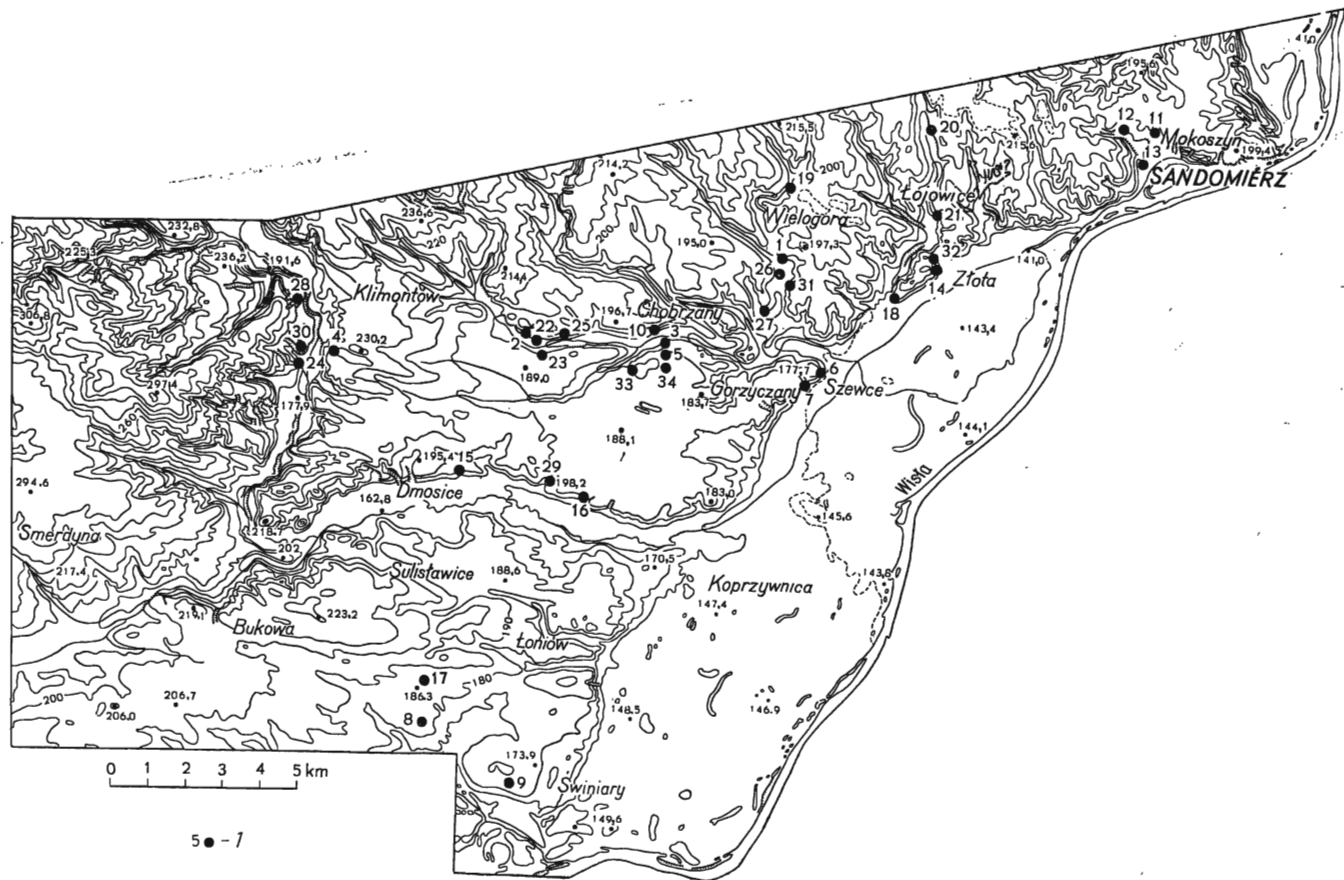


Fig. 1 Mapa sytuacyjna opracowywanego terenu

Situation map of the area studied

1 — ważniejsze punkty omówione w tekście

1 — more important sites discussed in the paper

dobne, że dolna glina z południowej części Wyżyny Sandomierskiej jest odpowiednikiem drugiego poziomu gliny morenowej, wyróżnionego przez W. Pożaryskiego.

Zapis starszego niż zlodowacenie krakowskie zimnego wahnięcia klimatycznego, o którym wspomina C. Radłowska, jest przypuszczalnie zanotowany przez poziom podglinowego lessu. Jest on, być może, odpowiednikiem najstarszego zlodowacenia wyróżnionego przez W. Pożaryskiego. Trudno jest na razie stwierdzić, czy było ono odrębnym zlodowaceniem, czy tylko wcześniejszym jego stadium.

Na osady starsze od zlodowacenia krakowskiego natrafiono również w zboczu doliny Gorzyczanki (punkt 5 na fig. 1). Są one wykształcone w postaci piasków jasnych (11-to metrowej miąższości) bez domieszki skał krystalicznych i leżą na listwie skalnej. W Szewcach glinę morenową podścielają również piaski pylaste i mułki o charakterze zastoiskowym oraz niżej iły ze śladami fauny (analiza fauny w trakcie wykonania) — punkt 6 na fig. 1. Ciekawe jest porównanie wskaźnika obtoczenia ziarn piasków pylastych Szewc i piasków Chobrzan. Wskaźnik obtoczenia obliczono metodą stosowaną na Węgrzech (E. Mycielska, 1961). Piaski w Chobrzanach mają bardzo niski wskaźnik, gdy tymczasem obtoczenie piasków pylastych w Szewcach jest znacznie większe. Być może, że piaski Chobrzan są starsze, związane ze wzmożoną akumulacją przed najstarszym nasunięciem lądolodu, które na ten obszar nie dotarło. Natomiast piaski pylaste Szewc, bezpośrednio poprzedzające akumulację gliny morenowej, przeszły już fazę eoliczną (less w wierceniu pod Klimontowem).

Glina morenowa krakowskiego zlodowacenia lub jej żwirowo-piaszczyste residuum notowane są prawie we wszystkich otworach zarówno na wierzchowinie, jak i w odsłonięciach w zboczach dolin (punkt 7 na fig. 1, fig. 2). Szary kolor gliny, charakterystyczny dla północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (J. Czarnocki, 1931), nie jest tu regułą. Podobnie jak na Wyżynie Lubelskiej glina ta ma często barwę o odcieniu brązowym. Szara glina morenowa odsłania się w Szewcach (punkty 6, 7 na fig. 1), ciemnozieloną przewiercono koło Łoniowa (punkt 8 na fig. 1). Miąższość gliny jest różna — 1÷7 m (maksymalna w otworze wiertniczym — punkt 9 na fig. 1).

Cechą powszechną, charakterystyczną dla całego poziomu krakowskiej gliny morenowej jest jej skład litologiczny. Główną masę materiału tworzą wietrzeliny, okruchy i żwir skał miejscowych ze znikomą domieszką materiału północnego. Świadczy to o dużej sile egzaracyjnej nasuwanego się lądolodu.

Glina morenowa pokryła zarówno wierzchowinę, jak osady starsze w dolinach schodząc do wysokości 163 m n.p.m. (punkt 7 na fig. 1). Ze względu na dużą fragmentaryczność profilów z osadami podglinowymi za wcześniej byłoby wnioskować o wielkości zasypania, które poprzedziło najście zlodowacenia. Pewne światło na wielkość akumulacji i późniejszej erozji rzucają 2 odsłonięcia w dolinie rzeki Gorzyczanki (punkty 5, 10 na fig. 1). Na prawym zboczu odsłaniają się piaski, o których wspomniano wyżej, bez materiału północnego, przykryte gliną morenową pochodzącą ze zlodowacenia krakowskiego, na lewym zaś piaski ze żwirami północnymi, warstwowane krzyżowo, włożone w formę wyciętą w utworach poprzednich.

Wielkość akumulacji poprzedzającej zlodowacenie krakowskie sięgała tu 11 m ponad ówczesne dno doliny, które dziś jest widoczne w postaci listwy skalnej. Rozcięcie po zlodowaceniu krakowskim musiało mieć tu wartość kilkunastu metrów i sięgnęło poniżej współczesnego dna.

Erozja, przypuszczalnie pierwszej fazy interglacjalna paludynowego, rozcięła w obrębie dolin warstwę gliny morenowej i podścielając ją warstwy starsze. Jakże były rozmiary tej erozji, trudno na razie stwierdzić. Szczegółowe badania prowadzone obecnie w dolinie Wisły odpowiadają, być może, na to pytanie. Zbocza dolin i wierzchołki wystawiane w tym okresie na działalność czynników niszczących ulegały procesom wietrzenia i denudacji. Z tego okresu pochodzi przypuszczalnie warstwa silnie zwiertzałych gnejsów i granitów rozwleczonej po stropie gliny morenowej w Szewcach (punkt 7 na fig. 1, fig. 2).

Pogarszające się warunki klimatyczne u schyłku interglacjalna spowodowały wzmożoną sedymentację rzek. W tym czasie powstał wielki kompleks piasków notowany w zboczach dolin i w szeregu odsonięć (punkty 11, 12, 13, 14, 15, 16 na fig. 1). Miąższość ich sięga nieraz 30 m.

Wraz z rosnącą akumulacją zmniejszały się wysokości względne w obrębie Wyżyny Sandomierskiej. Strop piasków jest dziś notowany do wysokości stu osiemdziesięciu paru metrów n.p.m. i do przeszło 30 m nad dnem obecnej doliny. Z końcową fazą tej akumulacji łączyć należy piaski z domieszką żwirów krystalicznych i skał występujących na północ od tego terenu (np. krzemienie), które natrafia się w profilach studziennych, wkopach oraz otworach w obrębie południowej części wierzchołki. W Ruszcy leżą one na piaskach humusowych, świadczących, być może, o ociepleniu interglacjalnym, które znów przykrywają niżej leżące piaski drobnoziarniste i glinę morenową, pochodzącą ze zlodowacenia krakowskiego (punkt 17 na fig. 1).

W stropie serii osadów piaszczystych opisanej przez K. Szczepanka (1960) z Mokoszyń leży seria dryasowa z florą bliską polarnej granicy lasu — świadkiem klimatu zimnego. Do podobnej serii można przypuszczalnie zaliczyć piaski pyliste występujące często w stropie serii piaszczystych (punkty 18, 19, 20 na fig. 1).

Dalszy postęp lądolodu na południe został zanotowany przechodzeniem piasków w żwiry fluwioglacjalne (punkty 21, 22, 23, 24, 25 na fig. 1).

Powyżej żwirów fluwioglacjalnych leżą często ility warwowe (punkty 22, 26 na fig. 1), które niekiedy przykrywają bezpośrednio piaski. Pyły o strukturze warwowej występujące w Żółtej (tabl. I, fig. 4, 5 i punkt 14 na fig. 1), nazwane przez B. Grabowską-Olszewską (1961, 1963) „lessem“ wstęgowym, uważać należy za odpowiednik wiekowy ility. Zarówno ility warwowe, jak i pyły o strukturze warwowej ze Żółtej akumulowały się w obrębie jeziora zastoiskowego, które licznymi odgałęzieniami wchodziło w obniżenia dolin rzecznych (Łojowic, Wielogóry, Gorzyczanki). Przypuszczalnie nie sięgnęło ono dalej na południe poza Koprzywnicę.

W peryferyjnych częściach zbiornika osadzały się typowe ility warwowe, tam zaś, gdzie zaznaczał się letni przepływ wody, akumulowały się pyły warwowe, o jasnych seriach pylistych dużej miąższości i cienkich, ciemnych — ilitych.

Pewne świadectwo najścia lądolodu na omawiany teren znalezione jedynie w bezpośrednim sąsiedztwie Sandomierza (Mokoszyń, Kamień

Plebański, Gołębice). Dalej już łądolód zlodowacenia środkowopolskiego nie dotarł. Wkroczyć on musiał na ten teren wąskim, lecz głębokim łobem, wydłużonym wzdłuż doliny Wisły (R. Czarnecki, D. Kosmowska, E. Mycielska, 1961).

Na wschód od doliny Wisły i Sanu nie ma już, jak podaje M. Bielecka (1960), śladów pobytu łądolodu środkowopolskiego.

Jak już wspominałam, glinę morenową tego poziomu zanotowano na omawianym terenie jedynie w trzech punktach: w Mokoszynie, Kamieniu Plebańskim i Gołębicach. Jest ona na ogół barwy brunatnej, silnie ilasta. Cechą wspólną, odróżniającą ją od poziomu gliny krakowskiej jest duża ilość żwirków skał północnych. Wykonano analizę mineralogiczną i petrograficzną bezzwirowej masy gliniastej, w której tkwią otoczaki. Przeważa tu mułek kwarcowy. Z innych niewielkich domieszek są okruchy skał krystalicznych, skał krzemionkowych (rogowca), krzytokrystalicznych mułowców, plagioklazów, skaleni, glaukonitu i muskowitu<sup>1</sup>.

Odsłonięcie w cegielni Gołębice jest przypuszczalnie fragmentem brzeżnej strefy lodowca (fig. 3). Masa gliny przypomina swą budową glinę z Kamienia Plebańskiego, zawiera tylko znacznie mniej domieszki frakcji żwirowej. Jej spływowo charakter sugeruje pogląd, że akumulowała się w zbiorniku wodnym, tuż przy czole lodowca co najmniej w dwóch fazach przedzielonych utworem mułkowym i, być może, pochodzi z pływających i topniejących brył lodowych.

Akumulację związaną ze zlodowaceniem środkowopolskim kończą na tym terenie ily zastoisłkowe górne (fig. 2). Widoczne są one również w spływie soliflukcyjnym powyżej gliny morenowej w Kamieniu Plebańskim i przypuszczalnie są związane z recesją zlodowacenia środkowopolskiego.

Interglacja eemski zostawił na tym terenie zapisy głównie natury erozyjnej. Powstała znów gęsta sieć dolin rzecznych. Less wyściełający doliny wielokrotnie schodzi poniżej współczesnych ich den (punkty 27, 28, 10 na fig. 1). Ślad gleby kopalnej eemskiej został z tego terenu zanotowany jedynie przez L. Sawickiego (1932) z Żurawicy i Życi Samborzeckiej. Gleba ta wykształciła się na podłożu starszym (fluwiogłacja środkowopolskiego zlodowacenia). Pierwszy okres zlodowacenia bałtyckiego połączony ze wzrostem wilgotności i spadkiem temperatury spowodował silne wzmoczenie procesów soliflukcyjnych (A. Środoń, 1964). W następstwie tego została przypuszczalnie prawie w całości zniszczona gleba kopalna eemska. Wniosek ten potwierdza fakt, że less najniższy podścięła strefa spływów soliflukcyjnych.

Do historii okresu zlodowacenia bałtyckiego najwięcej materiału dostarczają profile lessowe. Miąższość lessu jest różna, generalnie rośnie z zachodu na wschód i z południa na północ. Niekiedy dochodzi do dwudziestu paru metrów.

Nim przejdę do omówienia stratygrafii lessu, muszę się zająć kwestią samej akumulacji lessu, jego rozmieszczenia przestrzennego w zależności od budowy geologicznej podłoża i rzeźby powierzchni.

Ciekawe jest, że w obrębie wierzchołw omawianego terenu wyraźnie widać zależność rozmieszczenia wałów czy płaskich powierzchni less-

1. Analizę wykonał mgr P. Wesołowski.

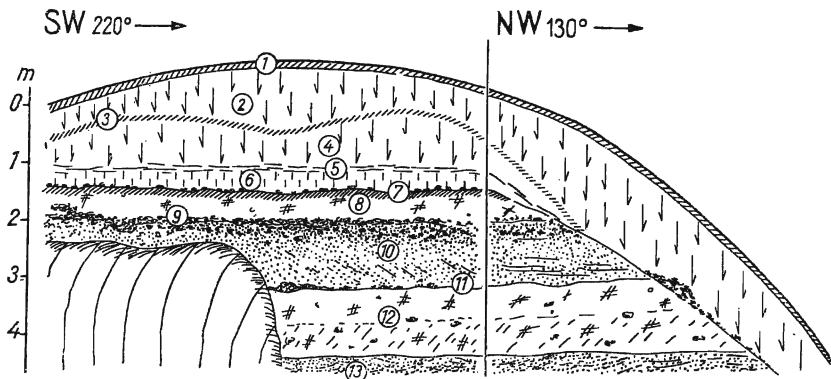


Fig. 2. Odsłonięcie w Szewcach  
Exposure at Szewce

1 — gleba; 2 — less (+HCl); 3 — gleba kopalna szara; 4 — less (-HCl); 5 — mułki szare, smugowane; 6 — mułek popielaty, jednolity; 7 — glebowe zszarzenie stropu gliny, ponad nim warstwa drobnych żwirków; 8 — glina szarobrazowa, silnie piaszczysta, z bardzo nielicznymi małymi żwirkami; 9 — warstwa żwirów północnych i słabo obtoczonych odłamków skał miejscowych, wchodząca kieszeniami zarówno w wyżej leżącą glinę, jak i niżej leżące piaski (nachylenie dłuższych osi żwirków w kierunku doliny Wisły); 10 — piaski szare w górze silnie zcementowane i zabarwione na fioletowo, w stropie większa ilość żwirków; 11 — falisty strop gliny, silnie zwiertzałe gnejsy tworzą na powierzchni rozwleczoną warstewkę zwietrzliny; 12 — glina szara, w górnej części z odcieniem niebieskawym, w dolnej zielonym, silnie piaszczysta, zawiera dużo materiału miejscowego, ze skał północnych zauważono granity i gnejsy; 13 — piaski luźne, przypuszczalnie sarmackie, zawierające pokruszone szczątki wapieni i zlepieńców tortońskich (wśród żwirów występują łupki i kwarcyty kambryjskie oraz toczące kłówa)

1 — soil; 2 — loess (+HCl); 3 — grey fossil soil; 4 — loess (-HCl); 5 — grey streaked silts; 6 — grey uniform silt; 7 — soil-type greying at the top of clay; above — a bed of fine gravels is seen; 8 — grey-brown, strongly arenaceous boulder clay with a few fine gravels; 9 — bed of northern gravels and of feebly rounded fragments of local rocks intruding in the pocket-like forms into both the upper boulder clay and the underlying sands (inclination of longer axes of the fine gravels towards the Vistula River valley); 10 — grey, violet-coloured sands, strongly cemented at the upper part; at the top — a greater amount of fine gravels; 11 — wavy top of moraine clay, strongly weathered gneisses make at the surface a thin layer of weathered waste; 12 — grey boulder clay, at the upper part bluish, at the lower part green-coloured, strongly arenaceous, containing abundant local material; northern rocks are represented by granites and gneisses; 13 — loose sands, probably of Sarmatian age, consisting of Tortonian limestone and conglomerate fragments (among gravels are found Cambrian schists, quartzites and clay balls).

wych od rodzaju podłoża. Tam gdzie jest ono pokryte zwietrzeliną, lub gdzie leżą gliny morenowe albo ily trzeciorzędowe, występuje wszędzie gruby nadkład lessu. Natomiast tam, gdzie odsłaniają się piaski fluwioglacjalne, czy piaski sarmackie — lessu brak.

Zjawisko to zostało już parokrotnie w literaturze zanotowane (A. Jahn, 1956; Z. Sujkowski, 1928). Tłumaczono go na ogół rozmieszczeniem roślinności w zależności od jakości gleb i przechwytywaniem przez nią pyłów lessowych. Ciekawe dane przynoszą obserwacje ze współczesnej strefy tundrowej (J. Tricart, 1960). Wiatr przewiewający i gromadzący pył ze śniegiem działa głównie w zimie, ponadto w środowiskach peryglacjalnych zauważa się pokrywę roślinną utrzymującą się jedynie

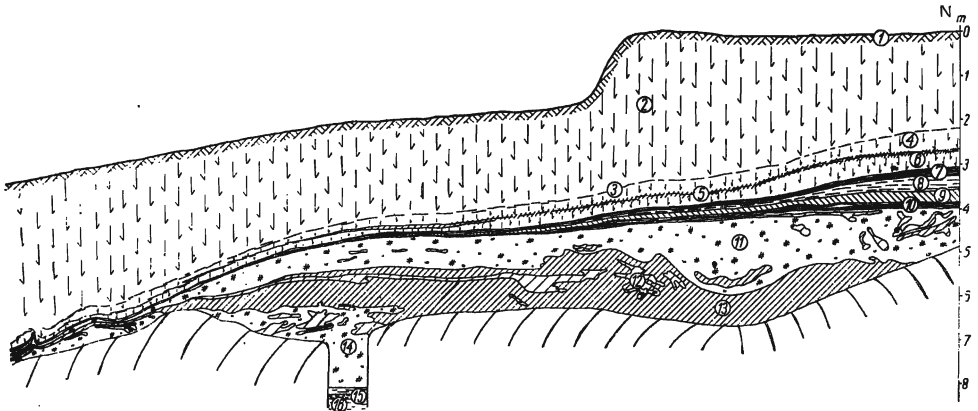


Fig. 3. Cegielnia w Gołębicach — ściana zachodnia

Brickyard at Gołębice — western wall

1 — gleba lessowa, współczesna; 2 — less jasnożółty (poziom górny); 3 — ślad gleby kopalnej silnie smugowanej; 4 — less jasnożółty (poziom środkowy); 5 — gleba kopalna ciemna, silnie smugowana, ze śladami zaburzeń soliflukcyjnych; 6 — less pomarańczowy odwapniony (poziom dolny); 7 — ility warwowe niebieskoróżowe; 8 — ility brązowy z odcieniem czerwonym, tłusty; 9 — mułek pylasty szarobrunatny; 10 — ility warwowe barwne; 11 — glina morenowa ilasta, z małą domieszką żwirów; 12 — mułek pylasty żółty; 13 — mułek pylasty szarobrunatny; 14 — glina morenowa o strukturze podobnej jak wyżej; 15 — ility zastoiskowy sily; 16 — ility czerwony tłusty, niżej odsłania się ility warstwowe popielate oraz piaski

1 — recent loess soil; 2 — light-yellow loess (upper horizon); 3 — traces of fossil, strongly streaked soil; 4 — light-yellow loess (middle horizon); 5 — dark, fossil, strongly streaked soil exhibiting traces of solifluction structures; 6 — orange-coloured decalcified loess (lower horizon); 7 — blue-pink streaked clays; 8 — brown, reddish, fat clay; 9 — grey-brown, dusty silt; 10 — variously coloured streaked clays; 11 — boulder clay with a small admixture of gravels; 12 — yellow dusty silt; 13 — grey-brown dusty silt; 14 — boulder clay revealing similar texture as above; 15 — grey ice-marginal lake clay; 16 — red fat clay, below are varied clays and sands

na glebach najślabszych; gliny i żyzne muły są na ogół obnażone. J. Tricart tłumaczy to soliflukcją, która na utworach z domieszką frakcji mułkowej działa tak silnie, że już przy minimalnych spadkach nie dopuszcza do utrzymania się na nich roślinności. W spągu każdego z poziomów lessowych notuje się formy krioturbacyjne, pozwalające wnosić, że akumulacja lessu miała swój początek w okresie silnie zaawansowanego już glacjału, tuż przed maksimum zasięgu zlodowacenia, kiedy letnie rozmrażanie było płytkie i krótkotrwałe. O ile więc przyjmujemy, że akumulacja lessu odbywała się w środowisku peryglacialnym, obie przytoczone obserwacje ze współczesnej strefy tundrowej wydają się zmniejszać rolę roślinności w procesie osadzania lessu i jego przestrzennego rozmieszczenia.

Również mała ilość humusu w obrębie poziomów lessowych znacznej miąższości (poniżej 1% według pomiarów wykonanych metodą chromianową — wartości zgodne z cytowanymi przez B. Grabowską-Olszewską, 1963), wydaje się również świadczyć o małym udziale roślinności w czasie jego osadzania.

W trakcie badań prowadzonych na Wyżynie Sandomierskiej nasunął się wniosek, że na rozmieszczenie płatów lessowych, oprócz kierunku i siły wiatru, mogły wpłynąć jeszcze 2 inne czynniki: stosunek obtoczenia ziarn przewiewanych do ziarn podłoża oraz stosunek ich wzajemnych



średnic. Dla przewiewanego pyłu lessowego największy opór stawiało podłoże o podobnej frakcji i podobnym małym obtoczeniu. Tym można tłumaczyć rozmieszczenie lessów oraz wielkiej miąższości wały i pokryw lessowe przykrywające gliny morenowe, a kończące się stromymi krawędziami nad obszarami pokrytymi piaskami fluwioglacjalnymi.

Zupełnie inaczej przedstawia się analogiczne zagadnienie w obrębie dolin. Największa miąższość jest tu notowana na zboczach zachodnich, bez względu na materiał podłoża. Tłumaczy się to kierunkami wiatrów, które przynosiły pyły lessowe. Wiatry te miały kierunek równoleżnikowy z przeważającymi wiatrami wschodnimi (A. Jahn, 1956). W obrębie dolin południowych wiatr zbaczał na północ lub południe. Mając jednak ogólny kierunek ku zachodowi, wydostawał się on na strome zbocza zachodnie, tracił szybkość i osadzał niesiony ładunek. Tą ostatnią cechą tłumaczyć należy przypuszczalnie asymetrię dolin małych. Zasypywane, strome zbocza zachodnie łagodniały, a wody roztopowe, płynące wiosną spychane na wschód podcinały stok wschodni powiększając jeszcze asymetrię. Wtórne procesy spływowe modelowały stok zachodni, nie zmieniając jednak zasadniczych cech pierwotnej asymetrii.

Podobny typ asymetrii dolin małych notuje J. Łyczewska (1948) z obszarów lessowych południowej części Wyżyny Małopolskiej. Zbocza wschodnie (ekspozycji zachodniej) są strome, zbocza zachodnie zaś są złagodzone pokrywają lessu.

Symetryczność dolinek wykształconych w piaskach fluwioglacjalnych, bez pokrywy lessowej (południowo-zachodnia część badanego terenu), oraz symetryczność dolin równoleżnikowych, gdzie prądy powietrzne płynąc prosto mogły osadzać less bardziej jednolicie, zdają się potwierdzać hipotezę dotyczącą genezy lessowych dolin asymetrycznych.

Niewątpliwie jednak asymetria tego typu nie zależała jedynie od różnej akumulacji lessowej, gdyż znane są obszary bezlessowe, gdzie również stoki wschodnie dolin są stromsze od stoków przeciwnych (Wierzchowina Giełczewska, Roztocze Środkowe, Płaskowyż Świdnicki — A. Jahn, 1956) i północne obrzeżenie Grzbietu Kamienieckiego (E. Mycielska, T. Nowakowska, 1955, 1956). Przypuszczalnie oba ze wspomnianych czynników: akumulacja pierwotna lessu, jak i silne procesy soliflukcyjne, które działając głównie na stoku zimnym — zachodnim (wschodni stok szybko wysychał i martwiał) powodowały jego łagodzenie, brały łączny udział w tworzeniu się form asymetrycznych.

Less akumulując się, wypełniał zakęśłości terenu i stopniowo zmniejszał deniwelacje silnie urozmaiconej rzeźby interglacjalnej eemskiej. Świadczy o tym fakt, że cały szereg dolinek i wąwozów wyciętych w lesie ma starsze założenia (punkty 18, 28, 29, 30, 31, 32 na fig. 1). Czasem jest jednak trudno ustalić, czy stara erozyjna forma pochodzi jeszcze z interglacjalnej eemskiej czy też została wykształcona później, w którejś z faz międzylessowych. Podobne starsze założenia wąwozów lessowych zauważyła D. Kosmowska (1963) na obszarze Wyżyny Opatowskiej.

Na omawianym terenie znajduje się szereg profilów lessowych, które rejestrują wycinkowe części pokrywy lessowej. Pełny obraz przez wszystkie poziomy lessu otrzymano jedynie z nielicznych odsłoneń. Całość materiału omówiono szczegółowo w osobnej pracy (E. Mycielska-Dowgiałło, 1963), tu jedynie przedstawię wnioski:

Najwięcej danych dostarczają ściany cegielni w Gołębicach. Profil ten został już szczegółowo opracowany przez B. Grabowską-Olszewską (1963), jak również przez K. Straszewską i E. Mycielską (1961 b). Tu należy jedynie wspomnieć, że nad silnie zaburzonym stropem osadów pochodzących ze zlodowacenia środkowopolskiego leży poziom dolny lessu, brunatnożółty, w stropie odwapniony (od 0,5 do 1 m). Poziom ten przykrywa dwudzielna gleba kopalna; dolny poziom szary wchodzi w ślady po korzeniach drzew, górny, czarnoziemny, leży powyżej, poziomo. Niekiedy obie te warstwy są przedzielone smugą bielicy (szarobiałej). Miąższość gleby kopalnej jest różna: 0,5÷1 m.

W spagu wyżej leżącego poziomu lessowego widać ślady struktur mrozowych. W obrębie tego poziomu (poziom środkowy lessu) B. Grabowska-Olszewska (1963) wyróżnia trzy serie (od dołu): 1) subaeralną, 2) lessu zglinionego, który w oparciu o pracę J. Siuty (1960) autorka łączy z okresem wilgotnym z pokrywą roślinną, 3) subaeralną — związaną z klimatem kontynentalnym.

Less środkowy oddziela od lessu górnego poziom gleby kopalnej, często występujący w formie lessu zglinionego. W obrębie zboczy gleba ta uległa zniszczeniu, zachowały się jedynie ślady silnych smugowań.

Less górny niewielkiej miąższości w górnej części odsłonięcia, największą miąższość osiąga u podstawy zbocza.

W stropie lessu górnego występuje gleba przykryta płytkim odwapnionym pyłem lessowym. Miąższość tego poziomu wzrasta w dół zbocza. Wiązać go należy, zgodnie ze stwierdzeniem B. Grabowskiej-Olszewskiej (1963), z okresem postglacjalnym. Gleba ta przykryta jest współczesnymi deluwiami lessowymi. Również trzy poziomy lessu notuje się w odsłonięciu w Chobrzeżanach (punkt 10 na fig. 1 — K. Straszewska, E. Mycielska, 1961 a).

Less dolny, zgliniony jest tu, podobnie jak w Gołębicach, silnie odwapniony, koloru rdzawego. W jego stropie widać smugę żelazistą.

Po akumulacji lessu dolnego miała miejsce erozja, która częściowo ścięła ten poziom i podścielające go piaski. Na powstałym zboczu wykształciła się gleba kopalna. Glebę tę, less dolny oraz podścielające go piaski rozcięły i porozrywały liczne formy o charakterze mrozowym. Powstanie ich należy łączyć z początkiem okresu akumulacji lessu środkowego.

Less środkowy jest dwudzielny. Gleba kopalna rozdzielająca oba poziomy jest słabo zaznaczona. Miąższość wspomnianych poziomów rośnie ku dołowi zbocza.

Less środkowy oddziela od lessu górnego silnie zniszczony poziom gleby kopalnej. Poziom ten jest rozerwany przez strukturę o charakterze bugra, w dół zbocza przechodzi w warstwę silnie smugowanego, zglinionego lessu.

Less górny (około 4 m miąższości) przedzielony jest dwiema wkładkami lessu humusowego, które są śladem krótkotrwałych przerw w sedymentacji.

Wyraźnie wykształcone warstwy najniższe lessowe pokazuje również odsłonięcie w Dębianach (punkt 19 na fig. 1, fig. 4).

Powyżej piasków pylastych leży tu less dolny, brunatny, zgliniony. W górnej jego części widać silnie żelaziste smugi. Pochodzą one z namycia wyżej leżącej gleby kopalnej, tj. gleby szaroczarnej, silnie próchnicznej. Jej dolny szary poziom wchodzi w głębokie ślady korzeniowe. Nad opisaną glebą leży less jasny z dwiema smugami lessu humusowego.

Bardzo podobny profil przedstawia ściana we wsi Wielogóra (punkt 20 na fig. 1). Poniżej lessu jasnego leży gleba kopalna, silnie próchniczna, dwudzielna (około 0,5 m miąższości). Poniżej gleby kopalnej leży less pomarańczowy o miąższości około 0,5 m, graniczący w spągu z iłem czerwonym, tłustym i przechodzącym niżej w ily zastoiskowe. Ślady korzeni sięgają aż po tę warstwę.

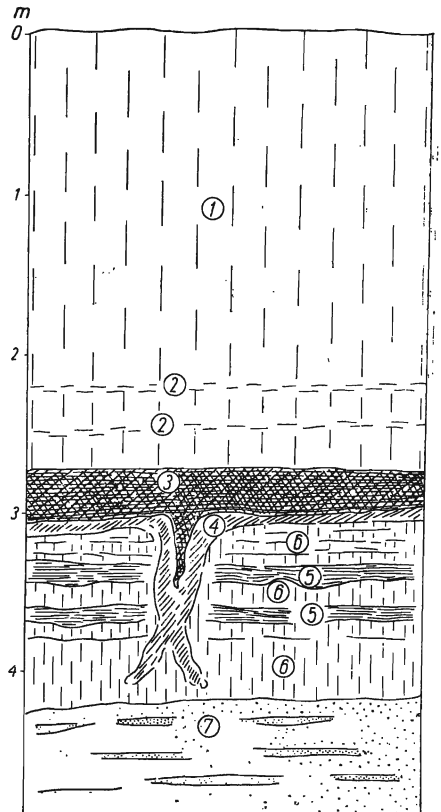


Fig. 4. Fragment odsłonięcia lessowego w Dębianach

Fragment of a loess exposure at Dębiany

1 — less jasny o pionowej łupliwości;  
2 — less humusowy silnie smugowany;  
3 — górna warstwa ciemnej, silnie humusowej gleby kopalnej; 4 — dolna warstwa gleby kopalnej, wchodząca w głąb śladów korzeniowych; 5 — smugi żelaziste; 6 — less zgliniony, brunatny; 7 — płaski drobnoziarniste z warstewkami pylastymi

1 — light-coloured loess showing vertical schistosity; 2 — strongly streaked humus loess; 3 — upper layer of dark, strongly humified fossil soil; 4 — lower layer of fossil soil penetrating into the root traces; 5 — ferruginous bands; 6 — brown loamy loess; 7 — fine-grained sands with silty laminae

W kilku innych punktach notuje się jeszcze występowanie lessu dolnego, jednak w mniej wyraźnym wykształceniu (punkty 14, 32, 33 na fig. 1). Ponadto na omawianym terenie natrafiono na szereg odsłonień, gdzie nie napotkano lessu dolnego, a pierwszą warstwą nad osadami pochodzącymi ze zlodowacenia środkowopolskiego jest gleba kopalna, czarnoziemna. Czasami jest to gleba wykształcona już w utworach lessowych (punkt 25 na fig. 1), czasem zaś na starszym podłożu (glinach, piaskach itp. — punkt 17 na fig. 1, fig. 2).

Wielodzielność lessu została zanotowana w różnych punktach obszarów lessowych. Najwięcej poziomów lessowych z dobrze wykształconymi glebami kopalnymi opisuje J. E. Mojski (1959) na podstawie profilu w Nieleddwi. Wyróżnia on tam cztery poziomy lessu z trzema przedzielnymi je glebami.

Oprócz pierwszego poziomu lessu, który J. E. Mojski łączy ze środkowopolskim zlodowaczeniem, wszystkie wyższe warstwy tak gleb kopalnych, jak i lessów są na obszarze Wyżyny Sandomierskiej często notowane (tabela I). O pierwszej warstwie glebowej, podścielającej dolny poziom lessu (II-gi według J. E. Mojskiego), pisał już L. Sawicki (1932) z Żurawicy i Życi Samborzeckiej. Jest ona tu wykształcona na podłożu starszym i przypuszczalnie stanowi ślad interglacjału eemskiego.

Dolny poziom lessu szereg autorów notuje z obszaru Wyżyny Sandomierskiej (B. Grabowska-Olszewska, 1963; L. Sawicki, 1932), rejonu środkowej Wisły (W. Pożaryski, 1956) i Wyżyny Lubelskiej (A. Jahn, 1956; J. Malinowski, J. E. Mojski, 1960; J. E. Mojski, 1959). Jak już wspomniano wyżej, less przykryty jest czarnoziemną glebą dwudzielną. Dobrze wykształcony poziom próchniczny, znaczna głębokość odwapnienia podglebia (często ponad 1 metr) i zabarwienie brunatnordzawe niżej leżących warstw lessowych świadczą o długiej i ciepłej przerwie czasowej.

Zgodnie z ostatnimi badaniami na obszarze Polski i terminologią przyjętą przez Kongres INQUA w 1961 r., okresem, w którym ocieplenie w czasie ostatniego zlodowacenia miało rangę interglacjału, był interstadiał Brørup (Z. Borówko-Dłużakowa, w przygotowaniu do druku). Jest on odpowiednikiem dawniej wyróżnianego „oryniaku”. K. Birkenmajer i A. Środoń (1960) opisując poziom oryniacki w Karpatach dzielili go na trzy okresy: chłodny i wilgotny, umiarkowanie chłodny i dość wilgotny oraz chłodny i suchszy. Być może, że dwa pierwsze etapy zostały zanotowane przez dolny poziom gleby kopalnej, wchodzący w głębokie ślady korzeni. Zmniejszenie wilgotności zlikwidowało pokrywę leśną, która ustąpiła prawdopodobnie na korzyść roślinności stepowej. Z tego okresu pochodził strop gleby czarnoziemnej, czarnej, silnie próchnicznej, leżącej już prawie poziomo.

Dwa wyższe poziomy lessu: środkowy i górny, mimo dużych podobieństw materiału, akumulowały się przypuszczalnie w dwóch różnych stadiach. Świadczy o tym gleba kopalna oraz silna działalność soliflukcji, istnienie struktur mrozowych i spływów, które zaznaczyły się na początku akumulacji górnego poziomu lessu.

Wydaje się prawdopodobne, jak to stwierdził już J. E. Mojski (1959), że gleba kopalna oddzielająca less środkowy od górnego odpowiada interstadiałowi Paudorf (według podziału H. Grossa, 1958).

W świetle tych danych wydaje się pożądanym uzupełnić schemat A. Środonia (1964), który akumulację lessu łączy jedynie z okresem Pleniglacjału, i to z drugą jego fazą. Trzy poziomy lessowe przedzielone dwiema wyraźnymi glebami kopalnymi są przypuszczalnie zapisem trzech osobnych stadiów Würmu. Czy dolny poziom lessu byłby odpowiednikiem I-go czy II-go stadiału według schematu A. Środonia, trudno na razie stwierdzić. Leżąca jednak nad nim gleba kopalna dużej rangi jest niewątpliwie odpowiednikiem interstadiału Brørup (tabela 1).

Tabela chronologiczna osadów eolicznych ostatniego zlodowacenia

Okres		Życ Samborzecka Żurawica (L. Sawicki, 1932)	Wyżyna Lubelska (A. Jahn, 1956)	Przełom Wisły (W. Pożaryski, 1953)	Dorzecze dolnej Huczwy (J.E. Mojski, 1959)	Południowa część Wyżyny Sandomierskiej (E. Mycielska-Dowgiałło, 1965)		
Zlodowacenie bałtyckie (Würm)	Schyłek glaciału	Młodszy dryas	—	wydmy paraboliczne	less nadległy	—	płatki odwapniony pył lessowy	
		Alleröd		poziomu humusowego na ogół brak, zauważony tylko w jednym punkcie (punkt 35 na fig. 1); jako ślad po glebie zachowały się poziomy żelaziste				
		Starszy dryas		eoliczną warstwę lessowo-piaszczyste tworzące czasem formy wydmowe				
		Bölling		smuga gleby kopalnej w Jeziorach (punkt 34 na fig. 1)				
		Najstarszy dryas		brak osadów				
	Pełny glaciał	Stadium B.	less młodszy górny	less młodszy dwudzielny	less młodszy górny	czwartypoziom lessu	less górny	
		Interstadiał Paudorf	less humusowy albo deluwia lessowe		bielica	brunatnoziem, poziom zazwyczaj zniszczony przez soliflukcję	gleba kopalna szara, często zaburzona przez soliflukcję	
		Stadium A	less młodszy dolny		less młodszy dolny	trzeci poziom lessu	less środkowy dwudzielny	
		Interstadiał Brørup	czarnoziem z kulturą orygniacką		czarnoziem	czarnoziem z rdzawym iluwium, w spągu z kulturą orygniacką	czarnoziem z rdzawym iluwium, miejscami zbielicowany	czarnoziem (poziom humusowy często dwudzielny: jasnoszary dolny ze śladami po korzeniach, górny — ciemny, silnie próchniczny)
		Starszy Würm	less starszy brunatny, zgliniony		less starszy	less starszy	drugi poziom lessu	less dolny (brunatny, odwapniony)
	Interglacjał eemski		gleby na żwirach fluwioglacjalnych w Żurawicy	gleba w Zakłodziu		gleba bielkowa, silnie zglejona, o głębokim odwapnieniu podłoża	brak osadów	

Przebieg i kolejność procesów w poszczególnych poziomach lessowych potwierdza tezę A. Jahna (1956), że początek akumulacji lessu przypada na okres przełomu między fazą oceaniczną i kontynentalną, tuż przed maksimum każdorazowego nasunięcia lądolodu. Świadczą o tym ślady struktur mrozowych w spągowych częściach poziomów lessowych.

W obrębie wierzchowin w stropie górnego poziomu lessowego spotyka się dość często przewarstwienia piasków. Jak wykazała analiza otoczenia ziarn, są to piaski eoliczne. Charakterystyczne jest, że przewarstwień tych nie napotkano nigdzie głębiej w środkowych lub dolnych częściach profilów lessowych. Obserwuje się szereg odsłoneń, gdzie wydmy wkroczyły na powierzchnię lessową (wówczas dolne ich warstwy zająbiają się z lessem) lub też piaski eoliczne w formie drobnych warstewek leżą naprzemian z lessem. Zdarza się czasem, że forma wydmowa (z materiału lessowo-piaszczystego) jest przykryta w peryferyjnych częściach pyłem lessowym, odwapnionym. Zagadnieniu temu został poświęcony osobny artykuł (E. Mycielska-Dowgiałło, 1965). Tu podsumuję jedynie wyniki.

Obserwacje z terenu Wyżyny Sandomierskiej pozwalają przypuszczać, że eoliczne warstwy pylasto-piaszczyste powstały pod wpływem różnych od lessotwórczych warunków klimatycznych. W procesie ich osadzania decydującej roli nie odgrywa już jakość podłoża, która w poprzednim okresie doprowadziła do akumulacji miększych osadów lessowych bez domieszki piasków. Przyczyna leżała przypuszczalnie w tym, że zmienił się charakter wiatrów. Były one niższe, o zmiennej szybkości i różnym kierunku. Gdy przy podmuchach szybkość gwałtownie malała, zarówno piaski, jak i wtórnie przewiewany pył lessowy osadzały się bez względu na rodzaj podłoża. Ponadto temperatura powietrza wzrosła, co pozwoliło na letnie wysychanie piasku i jego przewiewanie. Klimat musiał być jednak jeszcze dość surowy, o czym wydadają się świadczyć drobne struktury mrozowe, szczególnie w obrębie pylastych warstewek, oraz brak pokrywy roślinnej lub małe jej rozprzestrzenienie, co pozwalało na wtórne przewiewanie pyłów lessowych.

Dzięki napotkaniu w otworze wiertniczym w Jeziorach (punkt 34 na fig. 1), na pograniczu lessu i warstw piaszczysto-pylastych, gleby kopalnej pochodzącej przypuszczalnie z Böllingu, można przypuszczać, że te ostatnie byłyby odpowiednikiem starszego dryasu. W tym okresie miała miejsce pierwsza faza wydmotwórcza wyróżniona przez M. i W. Chmielewskich z Witowa (M. Chmielewska, W. Chmielewski, 1960). Według K. Wasylikowej (1964) okres starszego dryasu charakteryzował się roślinnością ubogą o charakterze tundry.

Wspomniani autorzy łączą fazę wydmotwórczą z wiatrami o kierunku północno-zachodnim. Podobnie i na omawianym terenie formy wydmowe związane z tą fazą mają łagodne strony dowietrzne, skierowane ku zachodowi lub północnemu zachodowi.

H. Poser (1951) charakteryzując kierunki wiatrów w późnym glacie dla terenów Europy, mówi również o przeważających na obszarze Polski wiatrach północno-zachodnich.

Poza Polską zająbiają się utworów piaszczystych, wydmowych z niżej leżącym lessem H. Maruszczak i J. Trembaczowski (1960) notują z Bułgarii. H. Maruszczak i K. Miszew (1960) utwór ten łączą z końcową fazą ostatniego zlodowacenia.

Odpowiednikiem warstw piaszczysto-lessowych jest przypuszczalnie drugi poziom piasków pokrywowych opisanych przez G. C. Maarleveld (1960) z zachodnich obszarów Europy.

Ocieplenie klimatyczne w Allerödie wytworzyło znów poziom gleby kopalnej. Zamotowano ją prawdopodobnie we wkopie drogowym na południe od doliny Gorzyczanki (punkt 35 na fig. 1). W innych profilach zachowały się po niej tylko dobrze wykształcone poziomy żelaziste. Późniejsze procesy erozji, denudacji oraz deflacji eolicznej zniszczyły glebę, odsłaniając niżej leżące warstwy. W ten sposób przypuszczalnie stare formy wydymowe przetrwały do dziś dzięki cementacji przez warstwy żelaziste.

Spadek temperatury w młodszym dryasie (okres stepo-tundry według F. Firbasa, 1949—1952, stepowy według K. Wasylikowej, 1964) spowodował powstanie ostatniej generacji form mrozowych oraz nawiewanie wtórne pyłu lessowego. Ten ostatni byłby odpowiednikiem „nadległego lessu“ W. Pożaryskiego (1953). Miąższość tego utworu rzadko przekracza 1 m.

Na południe od krawędzi lessowej na podłożu piasków fluwioglacjalnych i zniszczonej gliny morenowej zlodowacenia krakowskiego wykształciło się szereg wydym parabolicznych i wałów wydymowych. Ich kształt i budowa wyraźnie się różni od form wyżej opisanych. Zbudowane są one z piasków średnio- i gruboziarnistych bez wkładek materiału pylastego. W profilach poprzecznych nie zauważono tu również warstw żelazistych. Kształty form nie wykazują ponadto żadnych śladów wtórnych zniszczeń. Wskazują one na przeważający kierunek wiatrów z WSW na ENE i W na E.

Trudno stwierdzić, z którym okresem jest związane ich powstanie. Są one niewątpliwie młodsze od form opisanych poprzednio i powstały przypuszczalnie w największej i najbardziej powszechnej na tym terenie fazie wydymotwórczej. Czy należy ona do schyłku glacjału, czy już do początku holocenu, trudno na razie ustalić.

Instytut Geografii  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Warszawa, ul. Krakowskie Przedmieście 30  
Nadesłano dnia 1 lutego 1965 r.

## PIŚMIENNICTWO

- BIELECKA M. (1960) — Warunki geologiczne występowania torfu interstadialnego w okolicy Zaklikowa. *Kwart. geol.*, 4, p. 205—215, nr 1. Warszawa.
- BIRKENMAJER K., ŚRODOŃ A. (1960) — Interstadiał oryniacki w Karpatach. *Biul. Inst. Geol.*, 150, p. 9—54. Warszawa.
- BORÓWKO-DĘŻAKOWA Z. (w przygotowaniu do druku) — Badania paleobotaniczne osadów młodoplejstoczeńskich Brørup w Koninie — Marantowie na tle równowiekowych stanowisk w Polsce i poza jej obszarem. *Pr. Inst. Geol. Warszawa.*
- CHMIELEWSKA M., CHMIELEWSKI W. (1960) — Stratygrafia i chronologia wydymy w Witowie w pow. Łęczyckim. *Biul. perygl.*, 8, p. 133—141. Łódź.

- CZARNECKI R., KOSMOWSKA D., MYCIELSKA E. (1961) — Les nouveaux données sur l'extension de la glaciation centrale-polonaise (Varsovien I). Abstr. of Pap. INQUA VI Congress, p. 46. Poland.
- CZARNOCKI J. (1931) — Dyluwium Gór Świętokrzyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 7, p. 85—105. Kraków.
- FIRBAS F. (1952) — Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Jena.
- GRABOWSKA B. (1961) — „Less“ wstęgowy w Złotej koło Sandomierza. Prz. geol., 9, p. 90—92, nr 2. Warszawa.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B. (1963) — Własności fizyczno-mechaniczne utworów lessowych północnej i północno-wschodniej części świętokrzyskiej strefy lessowej na tle ich litologii i stratygrafii oraz warunków występowania. Biul. geol. Wydz. Geol. U.W., 3, p. 68—183. Warszawa.
- GRADZIŃSKI R., UNRUG R. (1959) — Geneza i wiek „serii witowskiej“. Roczn. Pol. Tow. Geol., 29, p. 181—195, nr 2. Kraków.
- GROSS H. (1958) — Die bisherigen Ergebnisse von C<sup>14</sup> — Messungen und paläolithischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. Eisz. u. Geg., 9, p. 155—187. Hannover.
- JAHN A. (1956) — Wyżyna Lubelska. Pr. Inst. Geogr. PAN, 7. Warszawa.
- KOSMOWSKA D. (1963) — The paleomorphology of loess gullies. Rap. of the VI Congress INQUA, 3, p. 181—186. Łódź.
- ŁYCZEWSKA J. (1948) — Sprawozdanie z badań geologicznych w północno-zachodniej części arkusza Brzesko Nowe. Biul. Państw. Inst. Geol., 42, p. 46—71. Warszawa.
- MAARLEVELD G. C. (1960) — Wind directions and cover sands in the Netherlands. Biul. perygl., 8, p. 49—58. Łódź.
- MALINOWSKI J., MOJSKI J. E. (1960) — Przekrój lessu w Sąsiadce koło Szczecbrzeszyna na Roztoczu. Biul. Inst. Geol., 150, p. 217—238. Warszawa.
- MARUSZCZAK H., MIŚSZEW K. (1960) — Zarys geomorfologiczny Równiny Nad-dunajskiej z okolic Widina. Ann. U.M.C.S. sec. [B], 13, p. 1—61. Lublin.
- MARUSZCZAK H., TRIEMBACZOWSKI J. (1960) — Próba porównania wydm śród-lądowych okolic Widina (Bułgaria) i Wyżyny Lubelskiej (Polska). Czasop. geogr., 31, p. 163—178, nr 2. Warszawa.
- MOJSKI J. E. (1959) — O stratygrafii lessu okolic Hrubieszowa. Prz. geol., 7, p. 447—450, nr 10. Warszawa.
- MORAWSKI J. (1957) — Z zagadnień sedimentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej Lubelszczyzny. Ann. U.M.C.S. sec. [B], 12, p. 67—153, nr 2. Lublin.
- MYCIELSKA E. (1961) — Najnowsze metody badań granulometrycznych na Węgrzech. Czasop. geogr., 32, p. 77—80, nr 1. Warszawa.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. (1963) — Ewolucja geomorfologiczna południowej części Wyżyny Sandomierskiej. Arch. Inst. Geogr. UW (maszynopis). Warszawa.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. (1965) — Mutual relation between loess and dune accumulation in southern Poland. Geogr. Pol., nr 6. Warszawa.
- MYCIELSKA E., NOWAKOWSKA T. (1955) — Asymetria pokryw peryglacjalnych w Górach Izerskich. Biul. perygl., 2, p. 101—104. Łódź.
- MYCIELSKA E., NOWAKOWSKA T. (1956) — Z morfologii Gór Izerskich. Czasop. geogr., 27, p. 268—278, nr 3. Wrocław.



- POSER H. (1951) — Die nördliche Lössgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. *Eisz. u. Geg.*, **2**, p. 27—55. Hannover.
- POŻARYSKI W. (1953) — Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe. *Pr. Inst. Geol.*, **9**. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1956) — Stratygrafia plejstocenu w Polsce w świetle badań wschodniej części wyżyn środkowopolskich. *Prz. geogr.*, **28**, p. 269—279, nr 2. Warszawa.
- RADŁOWSKA C. (1963) — Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geogr. PAN*, **38**. Warszawa.
- SAWICKI L. (1932) — Sur la stratigraphie du loess en Pologne. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **8**, p. 133—171, nr 2. Kraków.
- SIUTA J. (1960) — O procesach glejowych i wytrąceniach żelazistych w lessach okolic Kazimierza Dolnego. *Prz. geogr.*, **32**, p. 113—123, nr 1—2. Warszawa.
- SŁOWIŃSK G. (1958) — Plejstocen i morfologia arkusza Klimontów w skali 1:50 000. *Arch. Świętokrz. Stacji Inst. Geol. (maszynopis)*. Kielce.
- STRASZEWSKA K., MYCIELSKA E. (1961a) — Chobrzany (near Koprzywnica) Guide Book of Excursion. Middle Poland. VI Congress INQUA, **2**, p. 63—67, cz. 2. Warszawa.
- STRASZEWSKA K., MYCIELSKA E. (1961b) — Gołębie (near Sandomierz) Guide Book of Excursion. Middle Poland. VI Congress INQUA, **2**, p. 53—55, cz. 2. Warszawa.
- SUJKOWSKI Z. (1928) — Uwagi o piaskach i lessach w Olkuskim i ich wzajemnym stosunku. *Spraw. z Pos. Tow. Nauk. Warsz.*, **21**, p. 31—47. Warszawa.
- SZCZEPANEK K. (1960) — Flora dryasowa z Mokoszyna koło Sandomierza. *Biul. Inst. Geol.*, **150**, p. 131—135. Warszawa.
- ŚRODOŃ A. (1964) — Roślinność, klimat i stratygrafia późnego plejstocenu Polski. *Wszecławiat*, **10**, p. 209—213. Kraków.
- TRICART J. (1960) — Zagadnienia geomorfologiczne. PWN. Warszawa.
- WASYLIKOWA K. (1964) — Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biul. perygl.*, **13**, p. 361—417. Łódź.

Эльжбета МЫЦЕЛЬСКА-ДОВГЯЛЛО

### ОЧЕРК РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ЮЖНОЙ ЧАСТИ САНДОМИРСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

#### Резюме

Исследованиями была охвачена южная часть Сандомирской возвышенности (к юго-востоку от Свентокшиских гор). В самом начале сжато представляется рельеф в доплейстоценовое время. В то время этот район был сильно приподнят вследствие роданской фазы складчатости и глубоко пересечен Пра-

-Вислой и ее притоками. Крутизна склонов в доплейстоценовых долинах была большей, чем в современных долинах.

Отложения, предшествовавшие краковскому оледенению были отмечены в пределах долин только лишь в нескольких местах. Наблюдаются в них следы холодного климатического скачка.

Моренная глина краковского оледенения (Миндель) или ее гравийно-песчаная дробь отмечаются на вершине и склонах долин. Эта глина сложена продуктами выветривания, оболочками и гравием местных пород с незначительной примесью пород привнесенных из севера; ее состав свидетельствует о большой экзарационной силе континентального ледника.

Эрозионными процессами первой фазы палудинового межледниковья расчленены в пределах долин слои моренной глины и подстилающие ее слои более древних пород. Под конец межледниковья ухудшающиеся климатические условия привели к усиленному речному осадконакоплению (Мощностью до 30 м), которое заканчивается песками с дриасовой флорой (К. Щепанек, 1960), флювиогляциальным гравием и глинами застойных водоемов (фиг. 4, 5). Некоторые свидетельства наступления континентального ледника Среднепольского (Рисс) оледенения на рассматриваемую территорию были обнаружены только лишь в непосредственном соседстве гор. Сандомеж. Этот континентальный ледник ворвался здесь, по всей вероятности, через узкую котловину вытянутую вдоль долины Вислы.

Аккумуляция связанная с Среднепольским (Рисс) оледенением заканчивается верхними глинами застойных водоемов.

Эмским межледниковьем оставлены на этой территории следы, в основном, эрозионного характера. Следы ископаемой почвы были отмечены только лишь Л. Савицким (1932) в Журавицы.

Самое большое количество материала по истории балтийского оледенения (Бюрм) доставляют лессовые обнажения.

В пределах вершин, на рассматриваемой территории, лесс залегает в виде покровов. Его распространение зависит от характера основания. В тех местах, где основание слагается моренными глинами, продуктами выветривания или краковецкими глинами, распространен мощный лессовый покров, на тех же участках, где развиты флювиогляциальные пески лесс отсутствует. После обсуждения всех имеющихся взглядов по этому вопросу автор приходит к выводу, что на распространение лесса могли оказывать влияние следующие два фактора: отношение окатанности перевеиваемых зерен к зернам пород основания и отношение друг к другу диаметров этих зерен.

В пределах долин самая большая мощность лесса отмечается на западных склонах независимо от материала слагающего основание. Автор это объясняет восточным направлением ветров, переносящих лессовую пыль. Стратиграфия лесса представляется в табл. 1 польского текста. В пределах всего лессового комплекса выделяются 3 отчетливых горизонта лесса, разделенные 2 слоями ископаемых почв. Нижняя почва двухчленна, сильно гумусовая. Автор ее связывает с периодом межстадиала Брэруп.

В пределах вершин, в кровле верхнего горизонта лесса часто наблюдаются прослойки песков в характерной для эоловых песков окатанностью зерен (Э. Мыцельска-Довгялло, работа готовится к изданию). Эти пески образуют часто характерные дюнные формы наступающие на лесс. В своих периферических частях они часто перекрыты лессовой пылью.

Образование этих пород автор связывает с концом оледенения. Песчано-лессовые слои накапливались в верхнедриасовое время, вторичное же переувлажнение и осаждение лессовой пыли происходило уже в позднедриасовое время. Из периода потепления в фазу Аллерэд сохранились железистые слои, отмечающиеся в пределах указанных донных форм.

Elżbieta MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO

## DEVELOPMENT OF THE PLEISTOCENE RELIEF IN THE SOUTHERN PART OF THE SANDOMIERZ UPLAND

### Summary

The present study embraced the southern part of the Sandomierz Upland, south-east of the Święty Krzyż Mts. At the outset of the paper the relief, which had existed at the pre-Pleistocene period, is discussed in brief. It was stated that at that time the area under study had strongly been uplifted due to the Rhone phase of orogenic movements and deeply cut by the ancestral Vistula river and its tributaries. The declines of the pre-Pleistocene valleys were greater than those observed in the present-day valleys.

The deposits laid down prior to the Cracow glaciation are found only at several sites in the valleys. Traces of cold climatic fluctuation have also been observed in the deposits considered.

The boulder clay of the Cracow glaciation (Mindel), or its gravel-arenaceous residuum, may be found in the level plain areas and on the valley slopes. It consists of weathered waste, as well as of fragments and gravels of local material exhibiting a slight admixture of northern rocks. Its composition proves a strong influence of continental glacier exaration.

At the first phase of the Paludina interglacial epoch, the erosion in the valleys cut a layer of boulder clay and incised into the underlying older beds. Climatic conditions which became worse at the decline of the interglacial epoch, caused an increase of river sedimentation process (up to 30 m in thickness) that ended with accumulation of sands, revealing Dryas flora (K. Szczepanek, 1960), fluvio-glacial gravels and ice-marginal lake clays (Figs. 4 and 5). Certain evidences proving in this area the invasion of the continental glacier, at the time of the Middle Polish glaciation (Riss), were observed only in the vicinities of Sandomierz. The continental glacier must have invaded here in the form of a narrow lobe running along the Vistula River valley.

The upper ice-marginal lake clays were the final accumulation connected with the Middle-Polish glaciation (Riss).

In this area, the Eemian interglacial resulted mainly in the erosional effects. Traces of fossil soil were reported by L. Sawicki (1932) only from Żurawica.

The history of the Baltic glaciation (Würm) may be traced mainly in loess exposures.

Within the level plain areas the loess occurs in patches, and its distribution depends mainly upon the substratum. Where the substratum consists of

moraine clays and weathered waste, or Krakowic clays, a thick loess cover is found, and where fluvioglacial sands occur, the loess is absent. After discussing the previous opinions, the author suggests that the loess distribution may have been influenced by two factors; a mutual relations between the roundness of the grains blown away, and the substratum grains, as well as a ratio of their diameters.

Within the valleys, the greatest thickness of the loess may be observed on the western slopes, without regard to the substratum material. According to the present author this is a result of an eastern direction of the winds bearing loess dust. The loess stratigraphy is presented on the Tab. I in the Polish text. The whole loess complex has been subdivided into three distinct horizons separated by two fossil soils. The lower fossil soil is bipartite and strongly mouldered. The author refers it to the Brørup interstadial.

In the areas of the level plains, at the top of the upper loess horizon, intercalations of sands are frequently found (E. Mycielska-Dowgiało, 1960) having the roundness typical of aeolian sands. These sands often build typical dune forms invading the loess. In their peripheral portions they are frequently covered with loess dust.

The author connects the origin of these deposits with the decline of a glacial epoch. The arenaceous-loessial beds were accumulated at the earlier Dryas time, however, the process of secondary blowing away and the accumulation of loess were connected already with the later Dryas time. The warming up period of the Alleröd resulted in formation of ferruginous intercalations preserved in the dune forms mentioned above.

TABLICA I

Fig. 5. Ogólny widok odsłonięcia w Złotej. Poniżej lessu widać poziomo warstwowane pyły o strukturze warwowej, z szerokimi strefami zaburzeń spływowych

General view of exposure at Złota. Below the loess are seen horizontally stratified silts of varved texture with wide zones of flowage structures

Fig. 6. Fragment odsłonięcia pyłów o strukturze warwowej w Złotej  
Fragment of an exposure of silts showing varved texture; Złota

Foto D. Kosmowska  
Phot. by D. Kosmowska

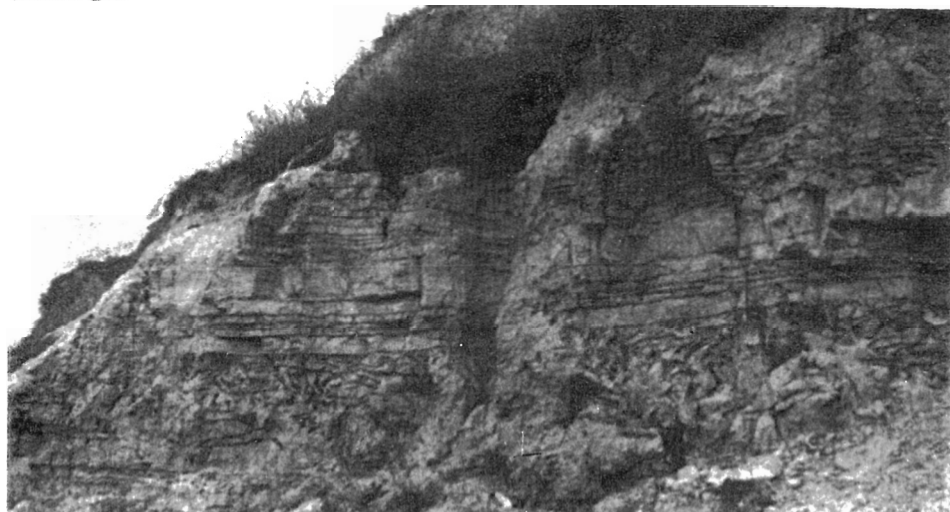


Fig. 5



Fig. 6

Elżbieta MYCIELSKA-DOWGIAŁO — Zarys rozwoju rzeźby w plejstocenie południowej części Wyżyny Sandomierskiej