

Marian HARASIMIUK, Andrzej HENKIEL

**Wpływ budowy geologicznej i rzeźby podłoża  
na ukształtowanie pokrywy lessowej  
w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego**

The Influence of the Geological Structure and of the Substratum Relief  
on the Configuration of Loess Cover in the Area of the Western Part  
of the Nałęczów Plateau

Влияние геологического строения и рельефа основания на образование лёссового  
покрова западной части Наленчовского возвышения

W ostatnich latach obserwuje się wzmożone zainteresowanie problematyką lessową. Zainteresowanie to koncentruje się wokół zagadnień dotyczących stratygrafii i litologii lessów (16, 17, 22, 25, 26). Nadal jednak istotnymi problemami są zagadnienia warunków sedymentacji pokrywy lessowej, źródeł i odległości pochodzenia materiału lessowego oraz kierunków jego transportu (2, 3, 5, 7, 8, 14, 15, 19, 20, 21, 22, 23, 30, 36). W problematyce tej uwzględniany jest też stosunek pokrywy lessowej do form urzeźbienia i litologii podłoża.

Niniejsza rozprawa jest próbą przeanalizowania tych ostatnich zagadnień w oparciu o dość bogaty materiał dokumentacyjny z obszaru zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego. Jest to jeden z najbardziej wyodrębniających się płatów lessowych na terenie Polski. Jego regularny zarys i prostolinijny przebieg krawędzi od dawna wzbudzały zainteresowanie. Zwłaszcza na temat północnej krawędzi Płaskowyżu Nałęczowskiego, tworzącej tu również krawędź Wyżyny Lubelskiej, wysuwano różne koncepcje. Z a b o r s k i (37) uważał ją za formę pochodzenia tektonicznego. J a h n (7) sądził, że krawędź została uformowana w młodszym plejstocenie w wyniku procesów erozji i denudacji, a ostateczny jej kształt zależy od szczególnego systemu cyrkulacji aerodynamicznej w okresie lessotwórczym. Predyspozycji krawędzi w ukształtowaniu podłoża kredowego dopatruje się M a r u s z c z a k (23). Niedostatek materiałów faktycznych nie pozwalał na ostateczne rozstrzygnięcie tego i wielu

innych zagadkowych problemów Płaskowyżu. Opublikowano jednak szereg prac o rzeźbie i budowie geologicznej części Płaskowyżu lub uwzględniano jego problematykę w pracach ogólniejszych (5, 7, 9, 10, 17, 18, 23, 35).

Płaskowyż Nałęczowski, subregion wydzielony pod tą nazwą przez Chałubińską i Wilgata (4), rozciąga się pomiędzy Wisłą a Bystrzycą. Tworzy on figurę geometryczną zbliżoną do równoległoboku o osi dłuższej około 45 km i szerokości od 10 do 13 km. Kierunek osi i krawędzi w przybliżeniu wynosi WNW—ESE. O indywidualności tej jednostki decyduje lekko falista, ale silnie rozcięta wierzchowina lessowa, położona na wysokości od 200 do 230 m n.p.m. Granicę zachodnią Płaskowyżu tworzy dolina Wisły — wyniosłe, prawe zbocze przełomu osiągające prawie 100 m wysokości względnej. W dolinie Bystrzycy wschodnia granica wyodrębnia się nie mniej wyraźnie, choć w odmienny sposób — pokrywa lessowa nie wieńczy zbocza doliny jak w przełomie Wisły, lecz schodzi aż do dna doliny na powierzchnię terasy nadzalewowej. Północną granicą Płaskowyżu Nałęczowskiego jest krawędź, wybitnie prostolinijna i osiągająca pomiędzy Puławami a Pożogiem do 30 m wysokości względnej. W środkowym swoim odcinku podkreślona jest znajdująca się u stóp doliną Kurówki, we wschodnim ujściowym odcinkiem doliny Ciemięgi. Południowa granica Płaskowyżu wyodrębnia się w formie krawędzi tylko na krótkim odcinku Kazimierz Dolny—Rzeczyca. Na wschód od Rzeczycy brak wyraźnego gradientu hipsometrycznego, ale aż po dolinę Bystrzycy czytelna jest linia graniczna oddzielająca monotony krajobraz Równiny Bełżyckiej od silnie rozciętej wierzchowiny Płaskowyżu. Właśnie dzięki gęstości sieci suchych dolin, parowów i wąwozów wyodrębnia się Płaskowyż Nałęczowski tak wyraźnie na mapach hipsometrycznych. Rozcięcia związane są z występowaniem grubej pokrywy lessowej. Nawet o ile różne kryteria wydzielenia lessu pozwalają na łączenie w różny sposób pokrywy Płaskowyżu z cienką pokrywą pyłów wschodniej i południowo-wschodniej części Równiny Bełżyckiej (7, 29), wówczas i tak różnice miąższości pozwalają na rozgraniczenie tych subregionów.

Sieć suchych dolin, parowów i wąwozów, osiągająca w zachodniej części gęstość do 5,0 km/km<sup>2</sup> (9), nawiązuje do dolin rozcinających i ograniczających Płaskowyż. Do rzek płynących wzdłuż granic Płaskowyżu, oprócz Wisły i Bystrzycy, należy Kurówka w środkowej części północnej krawędzi i dolna Ciemięga we wschodniej. Bystra w części zachodniej i górna Ciemięga oraz Czechówka we wschodniej rozcinają podłużnie Płaskowyż Nałęczowski, nieco skośnie w stosunku do jego osi. Charakterystyczna jest asymetria dorzeczy tych strumieni: dopływy otrzymują od południa, przy czym dopływy Bystrej i Czechówki mają źródła poza Pła-

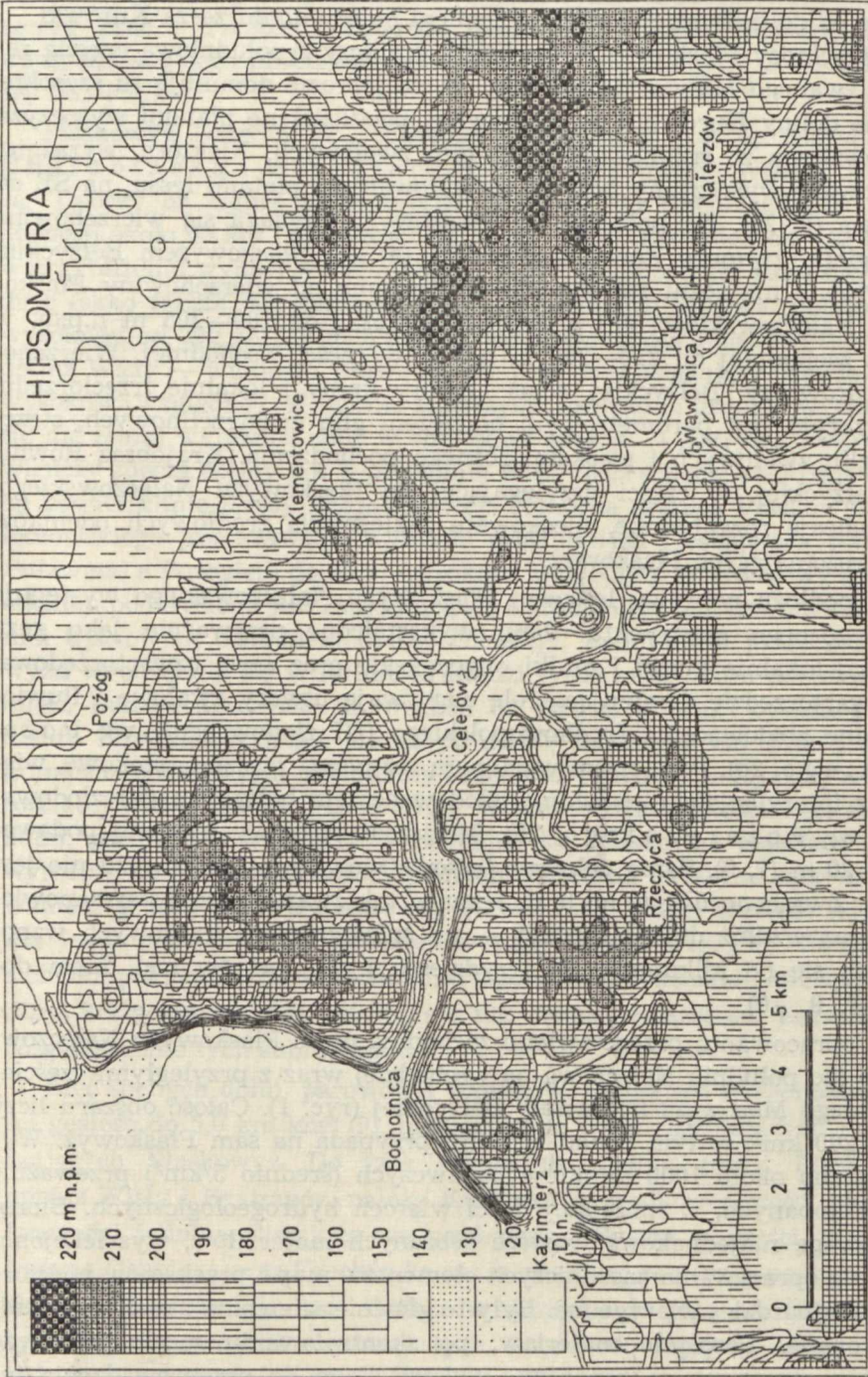
skowyżem — na Równinie Bełżyckiej. Strefa Płaskowyżu położona na północ od dolin Bystrej i górnej Ciemięgi należy do dorzecza Kurówki.

Od północy Płaskowyż Nałęczowski graniczy z południową częścią regionu zwanego Małym Mazowszem. W krajobrazie dominują tu szerokie, płaskie doliny Kurówki i jej dopływów, poddzielane płatami wysoczyzn zbudowanych ze środkowopolskich glin zwałowych. Niektóre, wyraźniej zarysowane wysoczyzny pokryte są izolowanymi płatami lessu, na SE od Kurowa (7, 24). Na południe od Płaskowyżu rozciąga się wierzchowina subregionu zwanego Równiną Bełżycką (4) lub Płaskowyżem Bełżyckim (7). Prawie nie różni się ona hipsometrycznie od wierzchowiny Płaskowyżu Nałęczowskiego. Jej wysokości wynoszą od 180—205 m n.p.m. w części zachodniej do 210—240 m n.p.m. w części wschodniej. Wierzchowina Równiny Bełżyckiej ścina utwory kredy i lokalnie trzeciorzędu, a przykryta jest parometrowym płaszczem glin zwietrzelinowych, strzępów glin zwałowych i piaskami różnego pochodzenia. Krajobraz Równiny Bełżyckiej, w części przylegającej do Płaskowyżu Nałęczowskiego, urozmaicają rozgałęzione, nieckowate zakłębienia źródłowych odcinków dolin rozcinających Płaskowyż.

W podłożu pokrywy lessowej Płaskowyżu Nałęczowskiego występują skały górnego mastrychtu—danu wykształcone przeważnie jako gezy i opoki; lokalnie piaski i mułki oligoceńskie oraz seria czwartorzędowa. W czwartorzędzie dominującą rolę odgrywają utwory zwałowe i fluwio-glacialne zlodowacenia środkowopolskiego (III zlodowacenie wg P o ż a r y s k i e g o, 28). Pod lessem występują też piaski rzeczne i stokowe, związane z interglacjałem eemskim i zlodowaceniem bałtyckim (VI zlodowacenie wg P o ż a r y s k i e g o, 28). Miąższość pokrywy lessowej podawano do 20 m (7, 9). Sama pokrywa lessowa wewnątrz Płaskowyżu nie jest ciągła. Zwracano uwagę na brak lessu w tak zwanej niecce karmanowickiej oraz wzdłuż doliny Bystrej — na spłaszczeniach kredowych wznoszących się od kilkunastu do trzydziestu kilku metrów nad dnem doliny (7, 9, 10).

W opracowaniu przedstawiono zachodnią część Płaskowyżu Nałęczowskiego (po południk Nałęczowa na wschodzie) wraz z przyległymi częściami Małego Mazowsza i Równiny Bełżyckiej (ryc. 1). Całość obszaru liczy około 200 km<sup>2</sup>, w tym ponad 120 km<sup>2</sup> przypada na sam Płaskowyż. Wykorzystano około 1000 punktów badawczych (średnio 5/km<sup>2</sup>) przeważnie studni kopanych, w mniejszej ilości wierceń hydrogeologicznych. Biorąc pod uwagę niejednakową wartość zebranych materiałów, wyselekcjonowano do opracowania zasadniczych elementów map i przekrojów niektóre tylko, najbardziej wiarygodne. Były to głównie wiercenia i nieliczne studnie kopane. Pozostałe materiały, po skontrolowaniu w odniesieniu do punktów uznanych za reperowe, wykorzystano do przeprowadzenia in-





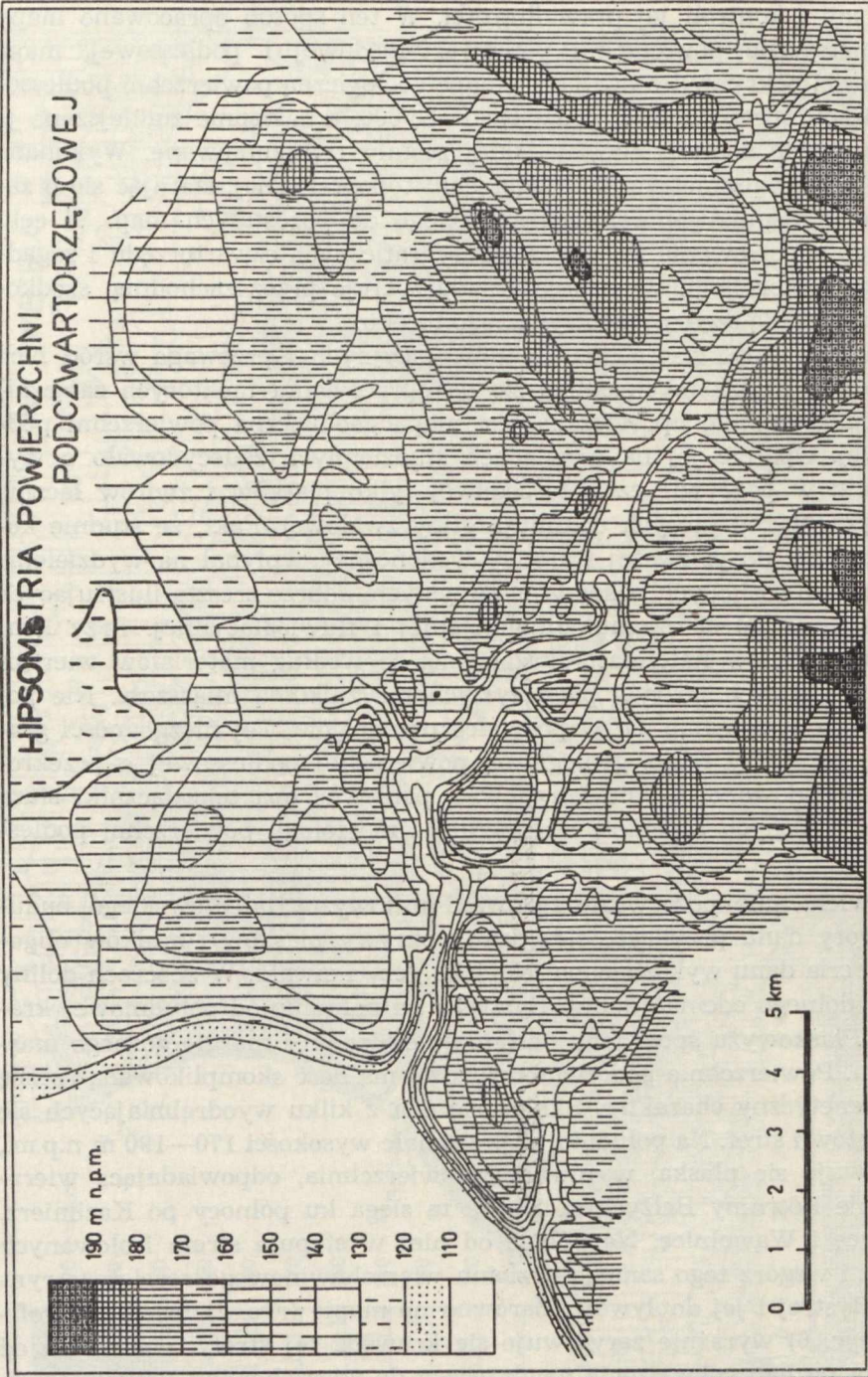
Ryc. 1. Mapa hipsometryczna  
Hypsometric map

terpolacji i kontroli jej prawidłowości. W ten sposób opracowano mapy hipsometryczne powierzchni podczwartorzędowej i podlessowej, mapę miąższości pokrywy lessowej oraz mapę geologiczną powierzchni podlessowej. Mapy opracowano w podziałce 1 : 25 000, a następnie zmniejszono je fotograficznie do podziałki, w jakiej zostały reprodukowane. Wykonano także mapę hipsometryczną powierzchni topograficznej, starając się o zachowanie stopnia generalizacji zbliżonego do pozostałych map. W celu lepszego zilustrowania zagadnień stratygraficznych czwartorzędu i zagadnień paleomorfologii wykonano trzy przekroje przez zachodnią, środkową i wschodnią część opracowywanego terenu.

Niejednolitość materiałów dokumentacyjnych i przewaga wśród nich wywiadów studziennych odbiła się na opracowaniu niektórych załączników. Maksymalnie uproszczona jest mapa geologiczna powierzchni podlessowej. Oparcie jej na wywiadach studziennych zadecydowało o wydzieleniu w pokrywie czwartorzędowej tylko piasków i żwirów łącznie oraz glin (wśród których dominują gliny zwałowe). Fakt, że studnie kopane sięgają do pierwszej warstwy wodonośnej, wpłynął na wydzielenie stosunkowo rozległych pokryw piaszczystych, dobrze zresztą ilustrujących kierunkowość stref akumulacji glacialnej i fluwioglacialnej. Przy konstrukcji profilów natomiast okazało się, że według materiałów wiertniczych wiele tych pokryw piaszczystych ma znikomą miąższość. Nie pozwoliło to uwzględnić ich w podziałce przekrojów. Tej niezgodności graficznej pomiędzy mapą geologiczną powierzchni podlessowej a przekrojami zdecydowano się nie korygować, ponieważ oba te załączniki służą ilustracji różnych aspektów stratygrafii i morfologii powierzchni podlessowej.

Powierzchnię podczwartorzędową Płaskowyżu Nałęczowskiego budują utwory danu przykryte strzępami pokrywy piasków i mułków oligocenu. Seria danu wykształcona jest jako gezy i siwaki. W zboczach doliny Wisły, dolnego odcinka doliny Bystrej i na południe od południowej krawędzi Płaskowyżu spod danu odsłaniają się opoki i margle górnego mastrychtu. Powierzchnia podczwartorzędowa ma dość skomplikowaną rzeźbę i poligenetyczny charakter. Składa się ona z kilku wyodrębniających się elementów i stref. Na południu, w przedziale wysokości 170—190 m n.p.m., zarysowuje się płaska, wyrównana powierzchnia, odpowiadająca wierzchowinie Równiny Bełzyckiej. Strefa ta sięga ku północy po Kazimierz, Rzeczycę i Wąwolnicę. Na północ od niej występuje strefa izolowanych płatów i wzgórz tego samego poziomu wierzchowinowego rozciętego rynnami Bystrej i jej dopływów. Zarówno na mapie (ryc. 2), jak i na profilach (ryc. 6) wyraźnie zarysowuje się krawędź tej strefy, obcinająca od północy poziom spłaszczenia nawiązujący do wierzchowiny Równiny Bełzyckiej. Krawędź ta biegnie lewym zboczem doliny Bystrej od Bochotni-





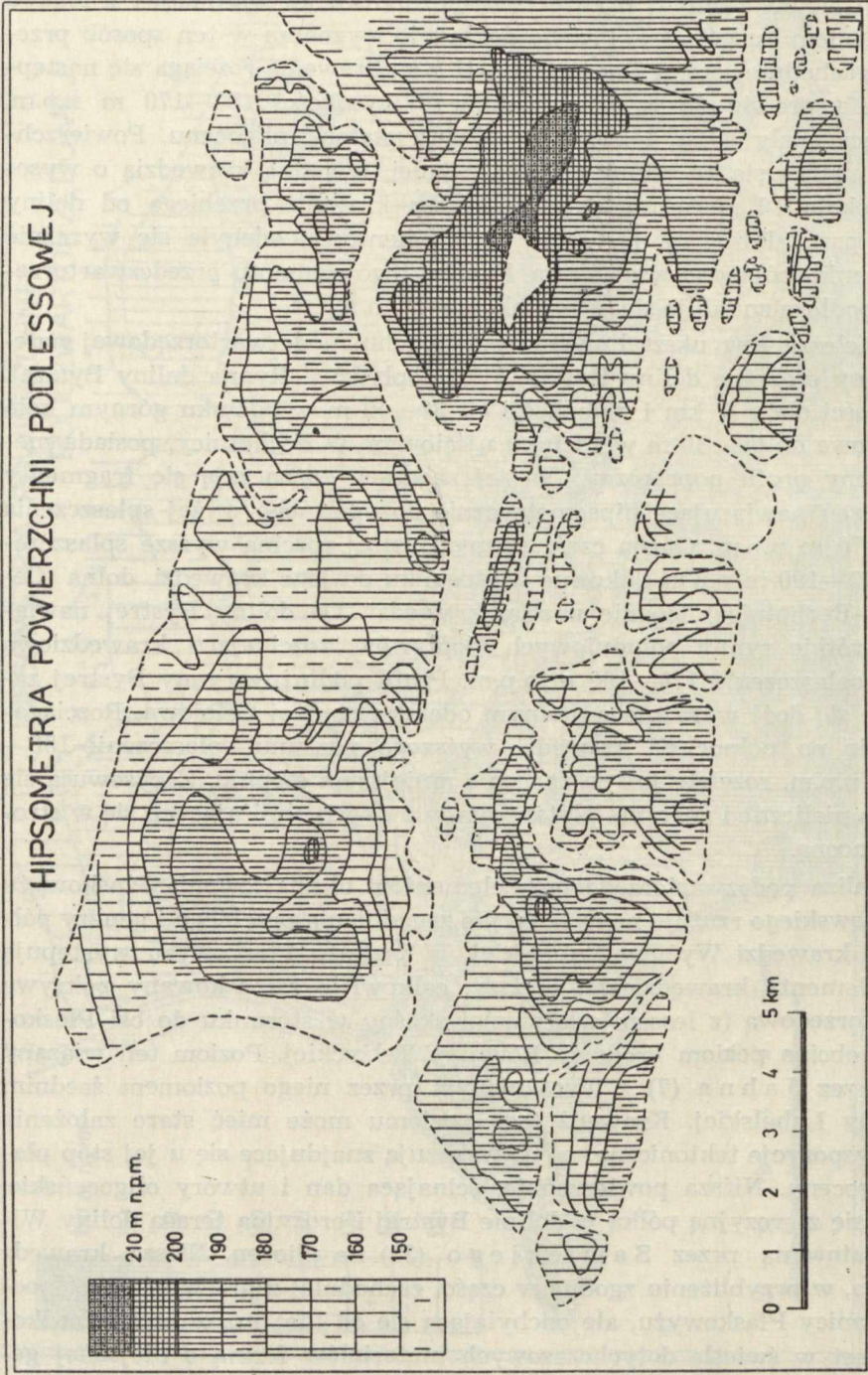
Ryc. 2. Mapa hipsometryczna powierzchni podczwartorzędowej  
Hypsometric map of the sub-Quaternary surface

cy po Celejów i potem prawie równoleżnikowo ku wschodowi z lekkim odchyleniem ku północy. Prawie dokładnie wyznacza w ten sposób przekątną zachodniej części Płaskowyżu. U stóp krawędzi rozciąga się następna strefa: prawie płaska powierzchnia o wysokości 150—170 m n.p.m. ścinająca skały danu, lokalnie przykryte płatami oligocenu. Powierzchnia ta urywa się na północy drugą z kolei, wyraźną krawędzią o wysokości około 10 m (względnej). Ta niższa krawędź przebiega od doliny Wisły przez Pożóg, a następnie od Klementowic odchyła się wyraźnie w kierunku północno-wschodnim. Poniżej tego elementu przedczwartorzędowe podłoże znajduje się na wysokości 140 m n.p.m.

Do elementów ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej należą rynny erozyjne doliny Bystrej i jej dopływów. Rynna doliny Bystrej, szerokości około 1 km i głębokości od 30—40 m w odcinku górnym koło Nałęczowa do 60—80 m w odcinku ujściowym w Bochofnicy, posiada nieregularny profil poprzeczny. Na jej zboczach zaznaczają się fragmenty spłaszczeń nawiązujące hipsometrycznie do opisanego wyżej spłaszczenia 150—170 m n.p.m. Górna część rynny Bystrej rozcina wyższe spłaszczenie (170—190 m n.p.m.) ukośnie w stosunku do jego krawędzi, dolna (Celejów—Bochofnica) biegnie u stóp krawędzi. Do doliny Bystrej nawiązują krótkie rynny południowych dopływów rozcinające krawędziową strefę spłaszczenia 170—190 m n.p.m. Profil podłużny rynny Bystrej załamuje się dość wyraźnie w dolnym odcinku poniżej Celejowa. Rozciągające się na północ od krawędzi wyższego poziomu spłaszczenie 150—170 m n.p.m. rozcięte jest w znacznie mniejszym stopniu. Zarysowują się na nim nieliczne i znacznie płytsze rynny o dnach obniżających się w stronę północną.

Analiza podczwartorzędowych elementów ukształtowania Płaskowyżu Nałęczowskiego rzutuje na dyskusyjne zagadnienia przebiegu i genezy północnej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. W podłożu Płaskowyżu występują dwa elementy krawędziowe: wyższy, całkowicie zamaskowany pokrywą czwartorzędową (z lessem włącznie) i skośny w stosunku do osi Płaskowyżu, obcina poziom kredowy Równiny Bełżyckiej. Poziom ten wiązany jest przez J a h n a (7) z wyróżnionym przez niego poziomem średnim Wyżyny Lubelskiej. Krawędź tego poziomu może mieć stare założenia i predyspozycje tektoniczne, na co wskazują znajdujące się u jej stóp płyty oligocenu. Niższa powierzchnia, ścinająca dan i utwory oligoceńskie, wiąże się z erozyjną półką w dolinie Bystrej i erozyjną terasą doliny Wisły, datowaną przez S a w i c k i e g o (33) na pliocen. Niższa krawędź podłoża, w przybliżeniu zgodna w części zachodniej z przebiegiem północnej granicy Płaskowyżu, ale odchylająca się od niej już w części środkowej, jest w świetle dotychczasowych materiałów formą o niejasnej genezie.





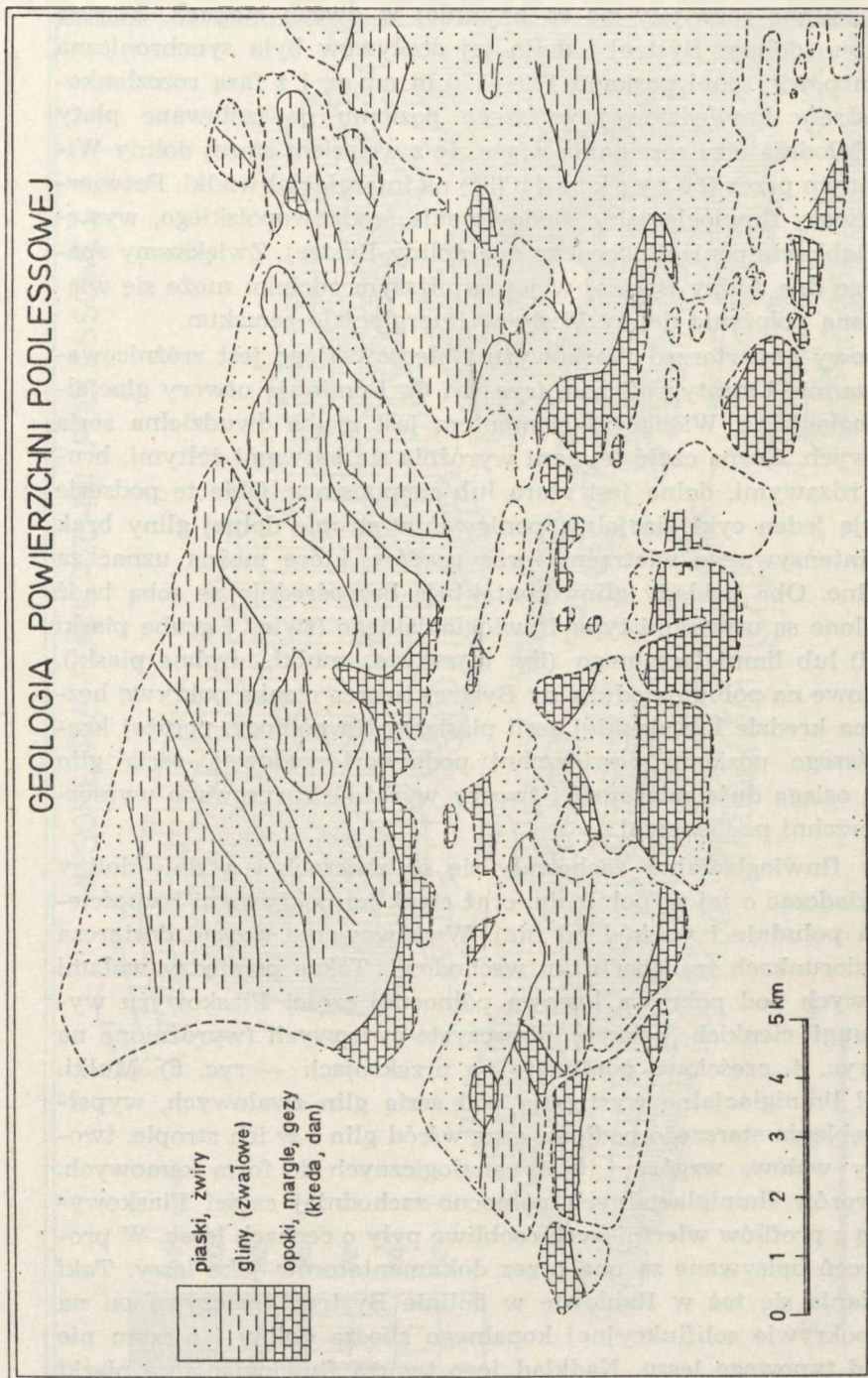
Ryc. 3. Mapa hipsometryczna powierzchni podlessowej  
Hypsometric map of sub-loees surface



Rynny dolinne rozwijały się co najmniej w dwóch etapach. Starsza faza rozwoju doliny Bystrej i dolin jej dopływów była synchroniczna z rozwojem powierzchni poziomu 150—170 m n.p.m. i z fazą rozczłonkowania strefy krawędziowej wyższego poziomu na izolowane płyty i wzgórza. Młodsza faza rozcinania wiąże się z wcięciem starej doliny Wisły, datowanym przez R ó ż y c k i e g o (31) na interglacjał wielki. Potwierdzają to utwory fluwioglacjalne zlodowacenia środkowopolskiego, występujące w Rąbłowie poniżej obecnego dna doliny Bystrej. Zwiększony spadek skalnego dna doliny Bystrej w jej najniższym odcinku może się wiązać ze zmianą położenia doliny Wisły w interglacjale eemskim.

Podlessowy czwartorzęd Płaskowyżu Nałęczowskiego jest zróżnicowany przestrzennie i stratygraficznie (ryc. 4 i 6). Dominują utwory glacialne i fluwioglacjalne. Wiodącym elementem jest gruba dwudzielna seria glin zwałowych. Górna część tej serii wyróżnia się barwami żółtymi, brunatnymi i rdzawymi, dolna jest szara lub ciemnoszara. Obie te podserie reprezentują jeden cykl glacialny, ponieważ w stropie dolnej gliny brak dowodów intensywnego wietrzenia oraz osadów, które można uznać za interglacjalne. Oba pokłady gliny kontaktują bezpośrednio ze sobą bądź też rozdzielone są utworami typu fluwioglacjalnego (żwiry i grube piaski ze żwirami) lub limniglacjalnego (iły warwowe, mułki, drobne piaski). Gliny zwałowe na południe od doliny Bystrej tworzą cienką pokrywę bezpośrednio na kredzie lub cienkiej serii piasków. Na północy, poniżej krawędzi wyższego poziomu powierzchni podczwartorzędowej, seria glin zwałowych osiąga dużą miąższość i tworzy wyraźnie zarysowane wyniosłości powierzchni podlessowej.

Utwory fluwioglacjalne zachowały się na zboczach i w dnie doliny Bystrej, świadcząc o jej wypełnieniu, oraz cienkimi pokrywami rozpościerając się na południe i wschód od niej. Warstwowanie skośne dostarcza danych o kierunkach transportu ku wschodowi. Także pomiędzy wałami glin zwałowych pod pokrywą lessową północnej części Płaskowyżu występują smugi cienkich pokryw piaszczysto-żwirowych (wyróżnione na mapie — ryc. 4, częściowo pominięte na przekrojach — ryc. 6). Mułki, iły i piaski limniglacjalne występują pod serią glin zwałowych, wypełniając zagłębienia starszego podłoża, oraz wśród glin i w ich stropie, tworząc formy wałów, wzgórz i teras analogicznych do form kemowych. Wśród utworów limniglacjalnych północno-zachodniej części Płaskowyżu znane są z profilów wiertniczych osobliwe pyły o cechach lessu. W profilach wierceń opisywane są one przez dokumentatorów jako lessy. Taki utwór odsłania się też w Rąbłowie w dolinie Bystrej. Spoczywa on na gruzowej pokrywie soliflukcyjnej kopalnego zbocza doliny i niczym nie różni się od typowego lessu. Nadkład jego tworzą fluwioglacjalne piaski ze żwirami. O ile utwór ten nie jest lessiem typowym, to w każdym razie



Ryc. 4. Mapa geologiczna powierzchni podlessowej. Objasnienia sygnatur od góry: piaski i żwiry, gliny zwałowe, skały kredy i danu (opoki, margle, gezy)

Geological map of the sub-loess surface. Explanation of the signatures from the top: sands and gravels, boulder clay, Cretaceous and Danian rocks (the opokas, marls and gaizes)



reprezentuje fację deluwialną lub limniczną w środkowopolskim lub starszym okresie lessotwórczym. Czwartorzęd podlessowy reprezentują też piaski rzeczne i stokowe, występujące na zboczach i spłaszczeniach terasowych doliny Bystrej i budujące terasę w dolinie Wisły.

Zgodnie z danymi o czwartorzędzie doliny Wisły i północnego przedpola Wyżyny Lubelskiej, utwory zwałowe, fluwioglacjalne i limniglacjalne Płaskowyżu Nałęczowskiego powiązać można z maksymalnym stadiem zlodowacenia środkowopolskiego (7, 10, 28, 29, 31, 35, 37). Przez obszar Płaskowyżu przebiegała strefa marginalna tego stadiała, predysponowana rzeźbą starszego podłoża. Zasięg maksymalny lądolodu przekraczał dolinę Bystrej, ale było to zjawisko epizodyczne. Dłuższy postój czoła lodowca uwarunkowany był jego oparciem się o krawędź wyższego poziomu powierzchni podczwartorzędowej. W czasie tego postoju zachodziły pewne oscylacje, udokumentowane zdwojeniem i spiętrzeniem serii zwałowej w północno-zachodnim narożniku Płaskowyżu (patrz górny profil na ryc. 6) oraz występowaniem utworów fluwioglacjalnych i limniglacjalnych pomiędzy pokładami glin zwałowych. Główną rynną marginalną tego stadiała była dolina Bystrej, z tym że wobec zatarasowania jej wylotu przez łob lodowca wchodzący w dolinę Wisły odpływ odbywał się ku wschodowi. O ostatecznym ukształtowaniu akumulacyjnej rzeźby środkowopolskiej Płaskowyżu Nałęczowskiego zadecydował sposób deglacjacji stadiała maksymalnego tego zlodowacenia. Deglacjacja odbywała się na omawianym terenie arealnie, co było uwarunkowane urozmaiconą rzeźbą starszego podłoża. Pomiedzy bryłami martwego lodu utworzyły się formy kemów sięgające wysokości 190—200 m n.p.m., gdy piaski i żwiry pokrywy fluwioglacjalnej na południe od czoła lodowca nie przekraczają zasadniczo wysokości 180 m n.p.m.

W początkowej fazie opracowania tych zagadnień (5), na podstawie strefowego występowania pokryw piaszczystych, wysunięto przypuszczenie o powstaniu na tym obszarze szeregu rynien fluwioglacjalnych. Po zebraniu dodatkowych materiałów wiertniczych okazało się, że — z wyjątkiem doliny Bystrej — fluwioglacjalne piaski ze żwirami tworzą cienkie pokrywy typu sandrowego. Formy równoleżnikowych wałów piaszczystych utworzone są natomiast z piasków drobnych i pylastych warstwowanych i przeławianych mułkami. Nie wypełniają one rynien, lecz wprost przeciwnie — nadbudowują wyniosłości podłoża i krawędzie. Są to cechy typowe dla kemów. Podobne piaski i mułki budują terasy kemowe, przytulone od północy do wzgórz strefy krawędzi wyższego poziomu podczwartorzędowego (ryc. 6). U stóp tych teras i pomiędzy wzgórzami istniały zagłębienia bezodpływowe, być może wytopiskowe, które wypełnione zostały drobnoziarnistymi utworami osadzonymi w środowisku bagiennym (w okolicy Klementowic, gdzie wywiady studzienne infor-

mują o występowaniu „atramentowych ilów”, „cuchnącej gliny” i „czarnoniebieskiego, cuchnącego mułu”). Rzeźba akumulacyjna zlodowacenia środkowopolskiego miała ogólnie nieregularny układ wzgórz i płaskich, szerokich obniżzeń. Zaznaczyła się jednak pewna kierunkowość (ryc. 4) w przebiegu głównych elementów tej rzeźby. Wykazują one w północno-zachodniej części Płaskowyżu kierunek WSW-ENE, przechodzący ku wschodowi w jeszcze bardziej równoleżnikowy.

Bardzo trudna jest ocena wpływu interglacjału eemskiego na rzeźbę podlessową. Wobec braku datowanych osadów tego wieku na Płaskowyżu Nałęczowskim, o roli ostatniego interglacjału można wnioskować tylko pośrednio. W tym czasie nastąpiło przesunięcie ku wschodowi doliny Wisły (28, 31) w wyniku zabarykadowania starej rynny przez utwory środkowopolskie. Ta nowa dolina Wisły — aczkolwiek nie tak głęboka jak starsza rynna z interglacjału wielkiego: 110 m n.p.m. wobec 70 m n.p.m. w starej rynnie — stała się bazą dla żywych procesów erozyjnych na Płaskowyżu. Dolina Bystrej wyprzątnięta została z osadów starszych, a na odcinku od Bochotnicy do Celejowa uległo pogłębieniu nawet skalne dno doliny. Wyprzątnięte zostały także doliny: Grodarza, dopływów Bystrej, a na zboczach nowo uformowanej doliny Wisły, także na zboczach doliny Bystrej i jej dopływów, powstało szereg drugorzędnych rozcięć erozyjnych. Geologiczne dowody formowania się tych rozcięć można odnaleźć w dzisiejszych wąwozach, które na ogół powtarzają te starsze założenia. Rozcięcia tego typu (z wyjątkiem największych) nie mogły być uwzględnione na załączonej mapie powierzchni podlessowej ze względu na podziałkę (ryc. 3).

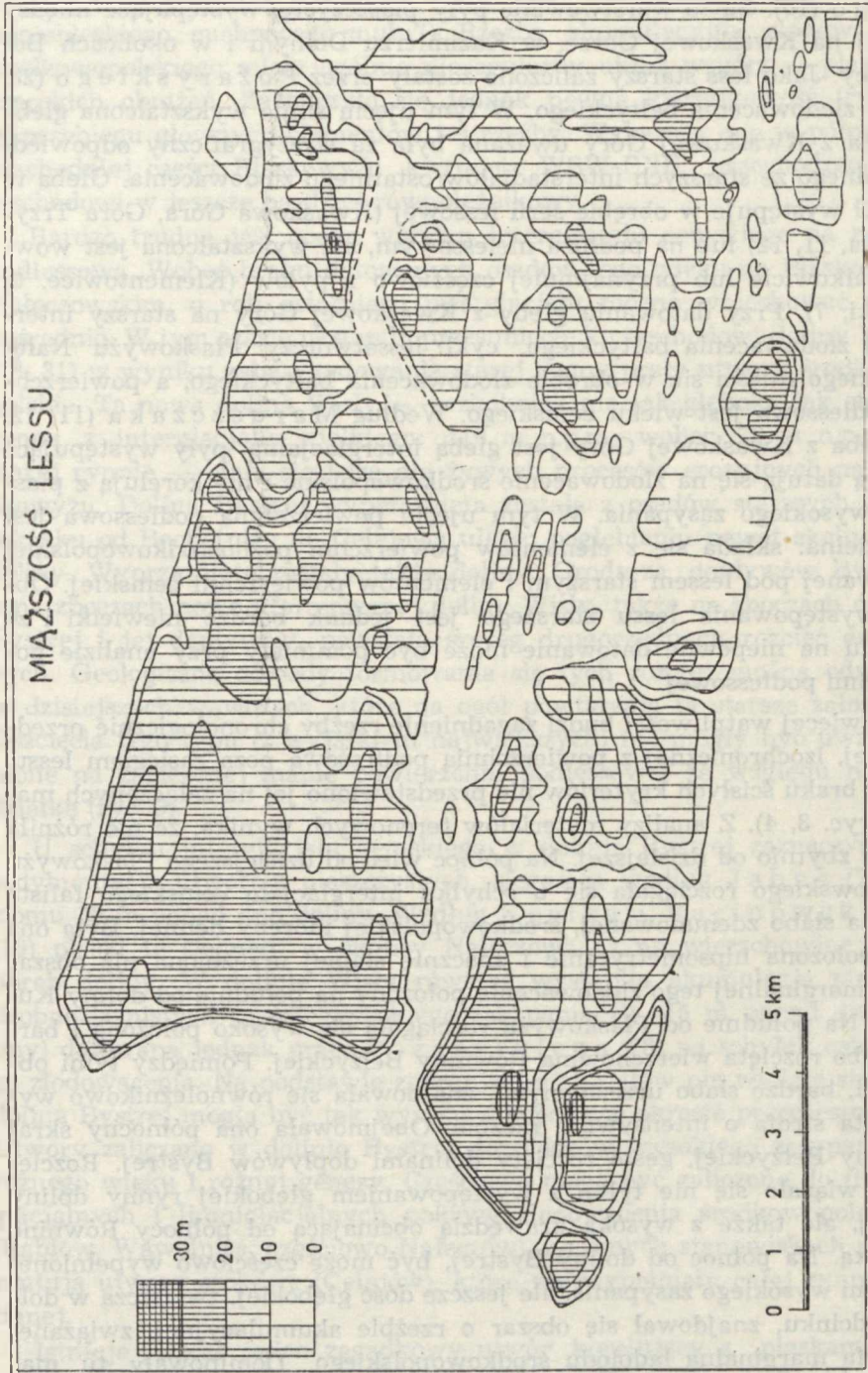
U schyłku interglacjału eemskiego w dolinie Bystrej zaznaczyła się sedymentacja utworów piaszczystych, sięgająca według J a h n a (7) poziomu 35 m ponad dno doliny. Według K ę s i k a i R a c i n o w s k i e g o (10) piaski te sięgnęły w okolicy Nałęczowa aż na wierzchowinę, poza obręb doliny. W dolinie Wisły również wystąpiła akumulacja piasków drobnoziarnistych (piaski wysokiego zasypania 10—15 m ponad dno doliny) datowana jednak przez P o z a r y s k i e g o (28) na schyłek ostatniego zlodowacenia. Na podstawie zebranych materiałów nie wydaje się, aby dolina Bystrej mogła być tak wysoko zasypana w okresie przedlessowym. Utwory zaliczane w dolinie Bystrej do piasków wysokiego zasypania są różnego wieku i różnej genezy. Częściowo mogą być zaliczone do fluwio-glacialnych i limniglacialnych pokryw zlodowacenia środkowopolskiego (Rąblów, Wąwolnica, częściowo Nałęczów), na innych stanowiskach reprezentują utwory stokowe (Celejów), które nie wypełniały całej rynny dolinnej.

Istnieje jeszcze jeden zagadkowy utwór, korelujący z „piaskami wysokiego zasypania” w ujęciu J a h n a (7) oraz K ę s i k a i R a c i n o w-



skiego (10). Są to warstwowane pyły piaszczyste, występujące między innymi na Kwaskowej Górze, w Kazimierzu Dolnym i w okolicach Bochochnicy. Jako less starszy zaliczone zostały przez P o ż a r y s k i e g o (28, 29) do zlodowacenia bałtyckiego. W tym ujęciu silnie wykształcona gleba kopalna z Kwaskowej Góry uważana była za stratygraficzny odpowiednik jednego ze starszych interstadiałów ostatniego zlodowacenia. Gleba ta na ogół występuje w obrębie serii lessowej (Kwaskowa Góra, Góra Trzykrzyska, 11, 12) lub na podłożu nielessowym, ale wykształcona jest wówczas całkowicie lub przynajmniej częściowo z pyłów (Klementowice, 6; Łopatki, 7). Przy datowaniu gleby z Kwaskowej Góry na starszy interstadiał zlodowacenia bałtyckiego, cykl lessotwórczy Płaskowyżu Nałęczowskiego mieści się w obrębie zlodowacenia bałtyckiego, a powierzchnia podlessowa jest wieku eemskiego. Według M a r u s z c z a k a (11, 12, 22) gleba z Kwaskowej Góry jest glebą interglacialną, pyły występujące pod nią datują się na zlodowacenie środkowopolskie i nie korelują z piaskami wysokiego zasypania. W tym ujęciu powierzchnia podlessowa jest dwudzielna: składa się z elementów powierzchni późnośrodkowopolskiej zachowanej pod lessem starszym i elementów powierzchni eemskiej. Obszar występowania lessu starszego jest jednak bardzo niewielki i ze względu na niepewne datowanie może być pominięty przy analizie powierzchni podlessowej.

Najwięcej wątpliwości budzi zagadnienie rzeźby chronologicznie przedlessowej, izochronicznej z powierzchnią podlessową poza zasięgiem lessu. Wobec braku ścisłych kryteriów nie przedstawiono jej na załączonych mapach (ryc. 3, 4). Z analizy materiałów terenowych wynika, że nie różniła się ona zbytnio od dzisiejszej. Na północ więc od dzisiejszego Płaskowyżu Nałęczowskiego rozciągała się u schyłku interglacjalu eemskiego falista równina słabo zdenudowanej, środkowopolskiej moreny dennej. Była ona niżej położona hipsometrycznie i znacznie słabiej urzeźbiona niż obszar strefy marginalnej tego zlodowacenia położony na południe od doliny Kurówki. Na południe od Płaskowyżu rozciągała się wysoko położona i bardzo słabo rozcięta wierzchowina Równiny Bełżyckiej. Pomiędzy tymi obszarami, bardzo słabo urzeźbionymi, znajdowała się równoleżnikowo wyciągnięta strefa o intensywnej rzeźbie. Obejmowała ona północny skraj Równiny Bełżyckiej, gęsto rozcięty dolinami dopływów Bystrej. Rozcięcie to wiązało się nie tylko z występowaniem głębokiej rynny doliny Bystrej, ale także z wysoką krawędzią obcinającą od północy Równinę Bełżycką. Na północ od doliny Bystrej, być może częściowo wypełnionej piaskami wysokiego zasypania, ale jeszcze dość głębokiej, zwłaszcza w dolnym odcinku, znajdował się obszar o rzeźbie akumulacyjnej, związanej ze strefą marginalną lądolodu środkowopolskiego. Dominowały tu masywne pagóry morenowe oraz ostrzej zarysowane wzgórza i wały kemo-



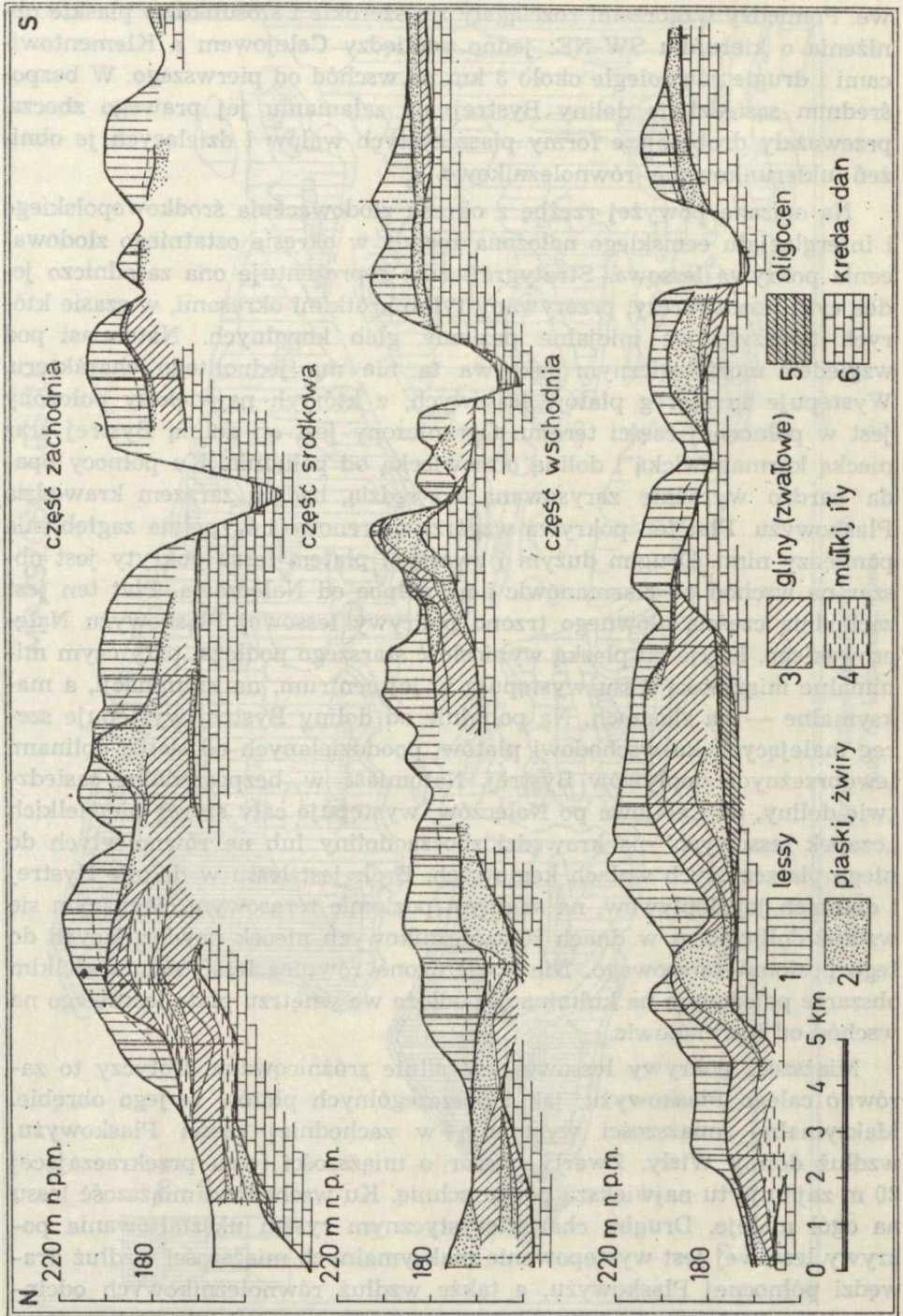
Ryc. 5. Mapa miąższości lessu  
Map of loess thickness



we. Pomiędzy wzgórzami rozciągały się szerokie i stosunkowo płaskie obniżenia o kierunku SW-NE: jedno pomiędzy Celejowem a Klementowcami i drugie równoległe około 3 km na wschód od pierwszego. W bezpośrednim sąsiedztwie doliny Bystrej, na załamaniu jej prawego zbocza, przeważały drobniejsze formy piaszczystych wałów i dzielących je obniżenia ukierunkowane równoleżnikowo.

Na opisaną powyżej rzeźbę z okresu zlodowacenia środkowopolskiego i interglacjału eemskiego nałożona została w okresie ostatniego zlodowacenia pokrywa lessowa. Stratygraficznie reprezentuje ona zasadniczo jeden cykl lessotwórczy, przerywany tylko krótkimi okresami, w czasie których tworzyły się inicjalne poziomy gleb kopalnych. Natomiast pod względem morfologicznym pokrywa ta nie ma jednolitego charakteru. Występuje tu szereg płatów lessowych, z których największy położony jest w północnej części terenu. Ograniczony jest on doliną Bystrej oraz niecką karmanowicką i doliną olszowiecką od południa. Ku północy opada bardzo wyraźnie zarysowaną krawędzią, będącą zarazem krawędzią Płaskowyżu. Płat ten pokrywa wzgórze morenowe i wypełnia zagłębienia pomiędzy nimi. Drugim dużym i zwartym płatem lessu pokryty jest obszar na wschód od Karmanowic i na północ od Nałęczowa. Płat ten jest zachodnią częścią głównego trzonu pokrywy lessowej Płaskowyżu Nałęczowskiego. Kryje on płaską wyniosłość starszego podłoża, przy czym minimalne miąższości lessu występują w jej centrum, na kulminacji, a maksymalne — na zboczach. Na południe od doliny Bystrej występuje szereg malejących ku wschodowi płatów, poddzielanych od siebie dolinami lewobrzeżnych dopływów Bystrej. Natomiast w bezpośrednim sąsiedztwie doliny, od Celejowa po Nałęczów, występuje cały szereg niewielkich „czapek lessowych” na krawędzi zbocza doliny lub na równoległych do niego piaszczystych wałach kemowych. Brak jest lessu w dolinie Bystrej i dolinach jej dopływów, na skalnym poziomie terasowym ciągnącym się wzdłuż doliny oraz w dnach równoleżnikowych niecek nawiązujących do tego poziomu terasowego. Nie stwierdzono również lessu na niewielkim obszarze położonym na kulminacji podłoża we wnętrzu płata lessowego na wschód od Karmanowic.

Miąższość pokrywy lessowej jest silnie zróżnicowana. Dotyczy to zarówno całego Płaskowyżu, jak i poszczególnych płatów w jego obrębie. Maksymalne miąższości występują w zachodniej części Płaskowyżu, wzdłuż doliny Wisły. Zwarty obszar o miąższości lessu przekraczającej 20 m zajmuje tu największą powierzchnię. Ku wschodowi miąższość lessu na ogół maleje. Drugim charakterystycznym rysem ukształtowania pokrywy lessowej jest występowanie maksymalnych miąższości wzdłuż krawędzi północnej Płaskowyżu, a także wzdłuż równoleżnikowych odcinków dolin. Widoczne to jest zwłaszcza w środkowym odcinku doliny Gro-





darza oraz w dolinie olszowieckiej, gdzie miąższość lessu przekracza 30 m (ekstremalne wartości na Płaskowyżu). Wartości te są wynikiem schodzenia pokrywy lessowej na kopalne zbocza tych dolin. Stosunkowo najmniejsze miąższości lessu występują we wschodniej, słabo urzeźbionej części badanego terenu. Mała jest również miąższość lessu na niewielkich, izolowanych wzgórzach wzdłuż doliny Bystrej. Tak więc pokrywa lessowa maskując drobne formy podłoża powtórzyła zasadnicze elementy jego urzeźbienia. Maksymalne miąższości pokrywy wystąpiły w strefach największych gradientów hipsometrycznych podłoża. Interesującym i bardzo istotnym zagadnieniem jest fakt przetrwania większych form dolinnych z okresu przedlessowego. Wynika z tego, że doliny te były czynne w okresie akumulacji pokrywy lessowej, są w stosunku do niej niejako antecendentne. Niektóre elementy pokrywy lessowej Płaskowyżu Nałęczowskiego przypominają pierwotne formy ukształtowania — wały brzegowe, przykrawędziowe i gredy (30, 31). Pierwotne jest także położenie krawędzi, granic płątów lessowych zarówno głównych, jak i drugorzędnych, wewnętrznych.

Przedstawione opracowanie nie jest w literaturze polskiej pierwszą próbą analizy rozprzestrzenienia i miąższości płąta lessowego. S a m s o n o w i c z (32) w r. 1924 opracował izarytmiczną mapę miąższości lessów płąta sandomierskiego. Zwrócenie szczególnej uwagi na zagadnienie rzeźby i budowy geologicznej podłoża lessu umożliwiło sformułowanie szeregu interesujących wniosków. Na obszarze Płaskowyżu Nałęczowskiego, pod pokrywą utworów czwartorzędowych, kryją się elementy strefy krawędziowej Wyżyny Lubelskiej. Strefa ta składa się z dwóch stopni podłoża kredowego, przebiegających prawie równoleżnikowo i znajdujących analogie w elementach krawędzi obszarów położonych dalej na wschodzie. Wyższy stopień biegnie po przekątnej zachodniej części Płaskowyżu, niższy odpowiada (jednak niezupełnie dokładnie) północnej krawędzi Płaskowyżu. Krawędź wyższa posiada predyspozycje tektoniczne, być może jeszcze przedoligocenijskie (odpowiada zasięgowi osadów oligocenu, 7), a na pewno miocenijskie (27). Ostatecznie ukształtowana została wyższa krawędź podłoża przez czynniki denudacyjne w trakcie formowania się niższej powierzchni ścinającej na przedpolu utwory kredowe i oligocenijskie, jeszcze w okresie przedplejstocenijskim lub eoplejstocenijskim. Spłaszczenie u stóp

Ryc. 6. Przekroje geologiczne: od góry — przez część zachodnią Płaskowyżu, przez część środkową i przez część wschodnią: 1) lessy, 2) piaski, żwiry, 3) gliny (zwałowe), 4) mułki, ily, 5) piaski glaukonitowe (oligocen), 6) kreda—dan (nie rozdzielone litologicznie)

Geological profiles: from the top — through the western part of the Plateau, through the middle part and through the eastern part: 1) loesses, 2) sands and gravels, 3) boulder clays, 4) silts, loams, 5) glauconite sands (Oligocene), 6) Cretaceous-Danian (lithologically not divided)

wyższej krawędzi odpowiada niskiemu poziomowi Wyżyny Lubelskiej według J a h n a (7) i plioceńskiej terasie Wisły według S a w i c k i e g o (33, 34). Na pewno pochodzi ono sprzed interglacjału wielkiego, bo na ten okres przypada jego rozcięcie doliną Bystrej. Stąd wynika, że również dolina Bystrej, na której zboczach zachowały się fragmenty terasy związanej z omawianym spłaszczeniem, jest w swoich pierwotnych założeniach elementem starym.

Zlodowacenie krakowskie, które pokryło cały omawiany teren, nie pozostawiło po sobie wyraźniejszych śladów. Prawdopodobnie zostały one zniszczone w okresie interglacjału wielkiego. Decydujący wpływ na ukształtowanie powierzchni podlessowej Płaskowyżu Nałęczowskiego miało zlodowacenie środkowopolskie. Przebiegała tędy strefa marginalna maksymalnego stadiału tego zlodowacenia, przynajmniej częściowo predysponowana istnieniem krawędzi starszego podłoża. Ukształtowanie starszego podłoża wpłynęło także na arealny sposób deglacjacji tego lądolodu — na tworzenie się kemów, teras kemowych i zagłębień wytopiskowych. Zlodowacenie środkowopolskie pozostawiło na powierzchni niższego stopnia starszego podłoża strefę urozmaiconej rzeźby, złożonej z wypukłych form morenowych i kemowych oraz wklęsłych rynien marginalnych i zagłębień wytopiskowych. Obszar ten kontrastował ze znacznie spokojniej urzeźbionym i niżej położonym obszarem na północy — wewnątrz strefy marginalnej. Kulminacje wzgórz strefy czołowo-morenowej sięgały wysokością poziomu wierzchowiny Równiny Bełżyckiej, której silnie rozcięta krawędź, wraz ze strefą marginalną zlodowacenia, utworzyła prawie równoleżnikowy pas silniejszego urzeźbienia. Pas ten ograniczały po obu stronach obszary o rzeźbie równinnej lub prawie równinnej. Deniwelacje strefy krawędziowej podkreślone zostały w interglacjale eemskim, kiedy dzięki powstaniu nowej rynny Wisły zaczęła się ponownie wcinąć Bystra i jej dopływy. Powstała wówczas także zachodnia krawędź Płaskowyżu. W interglacjale eemskim akumulacyjna, glacialna rzeźba środkowopolska przekształcona została nieco przez czynniki denudacyjne. Świadczy o tym odpreparowanie skał starszego podłoża wzdłuż doliny Bystrej i w południowej części Płaskowyżu. O tym samym świadczy też brak prostej zależności pomiędzy budową geologiczną (ryc. 4) a hipsometrią powierzchni podlessowej (ryc. 3). Jednak procesy te nie wpłynęły w zasadniczym stopniu na układ głównych jednostek rzeźby przedbełżyckiej.

W okresie ostatniego zlodowacenia strefa intensywnego urzeźbienia przykryta została lessem, podczas gdy na obu towarzyszących jej strefach słabiej urzeźbionych less nie osadził się. Tłumaczy to regularny zasięg płata lessowego Płaskowyżu i zarazem potwierdza tezę o związku akumulacji lessu z ukształtowaniem podłoża wymuszającym turbulencje prądów powietrznych (22). Nie zauważa się natomiast żadnej zależności



zasięgu lessów od litologii podłoża, co nie potwierdza, przynajmniej na omawianym terenie, tezy C e g ły (2, 3) o związku akumulacji lessu z występowaniem w podłożu utworów drobnoziarnistych, nieprzepuszczalnych. Z rzeźbą podłoża wiąże się nie tylko ogólny zasięg pokrywy lessowej, ale także wiele szczegółów jej ukształtowania. Rozmieszczenie drobnych czapek i grzęd lessowych w centralnej części obszaru, jak też zróżnicowanie miąższości lessu zależą od gradientów hipsometrycznych, od układu wzniesień i obniżen decydujących o kierunkach wiatrów lokalnych i ich turbulencji. Od ukształtowania podłoża zależy w pewnym stopniu charakter krawędzi Płaskowyżu. Krawędź północna wiąże się konsekwentnie z dość wyniosłym, choć niejednorodnym wałem podłoża. Niższa krawędź południowa jest obsekwentna w stosunku do rozciętego skłonu Równiny Bełżyckiej. Równoleżnikowe ukierunkowanie starszych elementów rzeźby podłoża i strefy marginalnej zlodowacenia środkowopolskiego wpłynęło również w pewnym stopniu na równoleżnikowy układ krawędzi i innych elementów pokrywy lessowej. Sama jednak regularność i prostoliniowość obu krawędzi nie znajduje wyjaśnienia ani w rzeźbie, ani w budowie geologicznej podłoża. Jedynym możliwym wyjaśnieniem jest powiązanie układu krawędzi ze stałym kierunkiem wiatrów lessotwórczych. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że, aczkolwiek kierunki wiatrów były zmienne w ciągu roku czy nawet znacznie krótszych okresów, proces sedymentacji eolicznej musiał się wiązać z określonymi sytuacjami pogodowymi i odpowiednimi typami cyrkulacji.

#### LITERATURA

1. Areń B.: Trzeciorzęd. Regionalna Geologia Polski. T. II, Kraków 1956, ss. 70—89.
2. Cegła J.: Sedymentacja lessów Polski (Sedimentation of Loess in Poland). Acta Univ. Vratislaviensis, St. Geogr., t. XVII, Wrocław 1972.
3. Cegła J.: Prawidłowości sedymentacji lessów na przykładzie lessów Dolnego Śląska. Przew. Symp. Kraj. Stratygrafia i Litologia Lessów, Warszawa 1972, ss. 70—73.
4. Chałubińska A., Wilgat T.: Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. Przew. V Ogólnopol. Zjazdu PTG, Lublin 1954, ss. 3—44.
5. Harasimiuk M., Henkiel A.: Analiza pokrywy lessowej zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego. Przew. Symp. Kraj. Stratygrafia i Litologia Lessów, Warszawa 1972, ss. 50—53.
6. Harasimiuk M., Henkiel A., Mazurkiewicz A.: Profil lessowy w Klementowicach. Przew. Symp. Kraj. Stratygrafia i Litologia Lessów, Warszawa 1972, ss. 165—168.
7. Jahn A.: Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). PAN, Inst. Geogr., Prace Geogr., nr 7, Warszawa 1956.

8. Jersak J.: Główne kierunki wiatrów osadzających less w czasie ostatniego piętra zimnego (*Les directions des ventes prédominants accumulant les loess au cours du dernier étage froid*). Problemy Czwartorzędu, Soc. Sc. Lodzensis, Acta Geogr. Lodzienia, nr 24, Łódź 1970, ss. 225—239.
9. Kęsik A.: Vallées des terrains loessiques de la partie Ouest du Plateau de Nałęczów. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XV, Lublin 1961, ss. 123—153.
10. Kęsik A., Racinowski R.: Utwory czwartorzędowe okolic Nałęczowa (*Formations quaternaires des environs de Nałęczów*). Fol. Soc. Sc. Lubliniensis, vol. 5/6, Lublin 1966, ss. 23—29.
11. Konecka-Betley K., Maruszczak H.: Profil lessowy na Kwaskowej Górze w Kazimierzu nad Wisłą. Przew. Symp. Kraj. Stratygrafia i Litologia Lessów, Warszawa 1972, ss. 161—164.
12. Konecka-Betley K., Maruszczak H.: Profil lessowy na Górze Trzykrzyskiej w Kazimierzu nad Wisłą. Przew. Symp. Kraj. Stratygrafia i Litologia Lessów, Warszawa 1972, ss. 161—164.
13. Krisztafowicz N. J.: Hidrogeologiczeskoje opisanije tierritorii goroda Lublina i jego okriestnostiej. Zapiski Nowo-Aleksandrijskogo Inst., nr XV, Warszawa 1902, ss. 1—293.
14. Lindner L.: Warunki akumulacji lessów młodszych w zachodniej części regionu świętokrzyskiego. Przew. Symp. Kraj. Stratygrafia i Litologia Lessów, Warszawa 1972, ss. 41—42.
15. Malicki A.: Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polsce (*The Origin and Distribution of Loess in Central and Eastern Poland*). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. IV, Lublin 1949, ss. 195—228.
16. Malicki A.: Lessy na obszarze Polski i ich związek z czwartorzędem. Czwartorzęd Polski, PWN, Warszawa 1967, ss. 372—396.
17. Malinowski J.: Wyniki badań geotechnicznych lessu między Kazimierzem Dolnym a Nałęczowem (*Results of Geotechnical Investigations of Loess between Kazimierz Dolny and Nałęczów — Lublin Upland*). Kwart. Geol., t. III, z. 2, Warszawa 1959, ss. 425—456.
18. Maruszczak H.: Le relief des terrains de loess sur le Plateau de Lublin (*Rzeźba obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej*). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XV, Lublin 1961, ss. 93—122.
19. Maruszczak H.: Wind Directions during the Sedimentation Period of the Upper Loess in the Vistula Basin. Bull. de l'Acad. Pol. des Sc., sér, des sci. géol, et géogr., vol. XI, No 1, Warszawa 1963, ss. 23—28.
20. Maruszczak H.: Kierunki wiatrów w okresie akumulacji lessu młodszego w wschodniej części Europy Środkowej (*Wind Directions during the Accumulation of the Younger Loess in East-Central Europe*). Rocznik PTGeol., t. XXXVII, z. 2, Kraków 1967, ss. 177—188.
21. Maruszczak H.: Srawnitielnyj analiz usłowij nakoplenija lossa w Polsce i w bassiejnie niżniego Dunaja. Acad. Bulgare des Sciences, Bull. de l'Institut de Géographie, t. XIV, Sofia 1970, s. 159—174.
22. Maruszczak H.: Podstawowe cechy genetyczne i stratygraficzne lessów Polski południowo-wschodniej. Przew. Symp. Kraj. Stratygrafia i Litologia Lessów, Warszawa 1972, ss. 89—136.
23. Maruszczak H.: Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. Geomorfologia Polski, t. I, Warszawa 1972, ss. 340—384.



24. Mieczysławski T.: Gleby województwa lubelskiego (Soil Map of the Department of Lublin). Monografia statystyczno-gospodarcza województwa lubelskiego, t. I, Lublin 1932, ss. 39—89.
25. Mojski J. E.: Stratygrafia lessu w dolinie dolnej Huczwy (Loess Stratigraphy in the Drainage Basin of the Lower Huczwa River in the Lublin Upland). Biul. Inst. Geol. nr 189, Warszawa 1965, ss. 145—216.
26. Mojski J. E.: Outline of Loess Stratigraphy in Poland. Biul. Peryglacjalny, t. XVII, Łódź 1968, ss. 149—170.
27. Pożaryski W.: Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich. Biul. Państw. Inst. Geol., nr 75, Warszawa 1951.
28. Pożaryski W.: Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe (The Pleistocene in the Vistula Gap across the Southern Uplands). Prace Inst. Geol., t. XI, Warszawa 1953.
29. Pożaryski W.: Czwartorzęd. Zachodni brzeg Wyżyny Lubelskiej. Regionalna Geol. Polski, t. II, Kraków 1956, ss. 123—148.
30. Różycki S. Z.: The Directions of Winds Carrying Loess Dust as Shown by Analysis of Accumulative Loess Forms in Bulgaria. Comptes Rendu INQUA, VII Congress Bouldier 1965.
31. Różycki S. Z.: Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa 1972.
32. Samsonowicz J.: O loessie wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur le loess dans la partie orientale des montagnes de S-te Croix). Wiad. Archeologiczne, t. IX, Warszawa 1924, ss. 1—18.
33. Sawicki L.: Przełom Wisły przez Średniogórze Polski (Der Mittelpolnische Weichseldurchbruch). Inst. Geogr. Univ. Jagiell., Prace, t. IV, Kraków 1925, ss. 1—68.
34. Sawicki L.: Przyczynek do znajomości dyluwium oraz morfogenezy przełomu Wisły pod Puławami (Contribution à la connaissance du Quaternaire et de la morphogenèse de la vallée de la Vistula près de Puławy). Przegląd Geogr., t. XIII, Warszawa 1933, ss. 158—169.
35. Trembaczowski J.: Profil dyluwialny w Klementowicach koło Puław (Diluvial Profil in Klementowice bei Puławy). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. VII, Lublin 1955, ss. 53—92.
36. Wojtanowicz J.: Wyspa lessowa koło Krzeszowa nad Sanem. (The Loess Island near Krzeszów on San). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXVI, Lublin 1973, ss. 66—88.
37. Zaborski B.: Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiedzkich (Étude sur la morphologie glaciaire de la Podlasie et des régions limitrophes). Przegląd Geogr., t. VII, Warszawa 1937, ss. 1—52.

#### OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

Fot. 1. Wierzchowina lessowa rozcinana przez wąwozy na N od Bochołnicy (fot. A. Henkiel).

Fot. 2. Dolina Bystrej w okolicy Wierzchoniowa (fot. A. Henkiel).

Fot. 3. Prawe zbocze doliny Bystrej w odcinku ujściowym do doliny Wisły. Widoczne kamieniołomy założone w 50-metrowej terasie skalnej (fot. A. Henkiel).

Fot. 4. Zbocza dolnego odcinka doliny Grodarza w Kazimierzu (fot. A. Henkiel).

Fot. 5. Prawe zbocze doliny Bystrej w okolicy Celejowa. Widoczna terasa nadbudowana pokrywą lessową (fot. M. Harasimiuk).

Fot. 6. Prawe zbocze doliny Bystrej między Wąwolnicą a Celejowem. Wyraźnie widoczne izolowane wzgórza z pokrywą lessową (fot. M. Harasimiuk).

Fot. 7. Izolowane grzędy lessowe na krawędzi zbrocza doliny Bystrej na wschód od Celejowa (fot. A. Henkiel).

Fot. 8. Izolowana grzęda lessowa. Na pierwszym planie bezlessowe dno niecki karmanowickiej (fot. M. Harasimiuk).

## РЕЗЮМЕ

Наленчовское возвышение — один из субрегионов Люблинской возвышенности расположенный в северно-западной части. Северный, особенно ярко выраженный уступ возвышения, является одновременно западным участком северного уступа Люблинской возвышенности. Рассматриваемый регион является наиболее обособленным лёссовым пластом в пределах возвышенности.

На основании многих буровых скважин и гидрогеологических данных составлено несколько карт для западной части Наленчовского возвышения, иллюстрирующих рельеф, геологическое строение и рельеф подлёссовой и дочетвертичной поверхности а также мощность лёссового покрова.

Главным элементом геологического строения, на котором залегают четвертичные отложения являются породы мелового и палеоценового (дан) возраста. Лишь локально присутствуют маломощные пласты олигоценых отложений. Дочетвертичная поверхность характерна разнообразием рельефа. Южная часть исследованного района — довольно выравненная представляет продолжение к северу Белжицкой равнины, не прикрытой здесь лёссом (рис. 2). В придолинной зоне р. Быстрой эта поверхность рассечена левыми притоками реки, благодаря этому имеются некоторые изолированные холмы. Уступ этой зоны высотой около 20 м довольно отчетливый простирается почти широтно — от устья р. Быстрой через Целеёв и далее к востоку с небольшим отклонением к северу. Севернее этого уступа отмечаются два довольно выравненные ступени разделенные друг от друга около 10 метровым уступом простирающимся приблизительно аналогично простираению северного уступа Наленчовского возвышения. Ось всего региона составляет глубоко врезанная долина р. Быстрой, связанная с глубокой долиной Вислы, которая по мнению Ружицкого (30) образовалась во время большого интергляциала (Миндель/Рисс).

На меловых, данских и олигоценых отложениях залегают мощная, стратиграфически дифференцированная, сложная литологически серия четвертичных отложений. Западная часть Наленчовского возвышения во время среднепольского оледенения (Рисс) находилась в зоне максимального простираания материкового льда. В это время отложились: двучехловый покров валунных образований и сложная литологически серия флювио- и лимногляциальных отложений. Севернее долины р. Быстрой валунные образования слагают массивные холмы (рис. 3 и 6) местами имеющие характер даже напорных морен. В зоне вдоль долины Быстрой, в связи с развитым рельефом основания дегляциация имела ареальный характер. Здесь образовался ряд холмов сложенных водноледниковыми и озерноледниковыми отложениями. Эти холмы, имеющие характер кемов, связаны обычно с выпуклыми формами основания. Южнее долины р. Быстрой залегают маломощный покров водноледниковых отложений, имеющих характер зандровых конусов выноса или зандров. Однако и здесь имеются локальные малой мощности пятна моренных глин, свидетельствующие о том,



что во время какой-то осцилляции (кратковременной) материковый лед вторгался южнее долины р. Быстрой.

Время ээмского межледникового (Рисс/Вюрм) отражено в пределах долины в начале процессами эрозии, а потом отлагания песчанистых образований, на водораздельных пространствах в тоже время имели место денудационные процессы, которые однако не привели к разрушению черт ледникового рельефа.

Все время последнего оледенения (Вюрм) — это фазы аккумуляции лёсса затухающие в межстадиальные времена, когда развивались почвы сохранившиеся во многих разрезах в виде ископаемых почв. Аккумуляция лёссов в значительной степени замаскировала элементы рельефа как дочетвертичного так и времени среднепольского оледенения. Лёссовый покров однако не имеет однородного характера. Южнее долины р. Быстрой намечается ряд изолированных лёссовых пластов, отчётливо связанных с выпуклыми формами основания. Самая долина р. Быстрой и связанный с ней уровень высокой террасы, днища широтно простирающихся мульд связанные с этой террасой, а также донья долин притоков Быстрой лишены лёссового покрова. В придольной зоне намечаются лишь небольшие „лёссовые шапки” связанные с уступами в основании или с песчанистыми кемовыми валами. К северу от долины Быстрой, между долиной Вислы а Клементовицами простирается обширный лёссовый пласт. Подобный пласт имеется в восточной части исследованного района.

Мощность лёссового покрова сильно дифференцированная. Максимальные средние мощности (более 20 м) в основном простираются вдоль долины Вислы, а также вдоль северного краевого уступа возвышения и вдоль широтных долин рек (где отмечаются экстремальные величины для всего возвышения — более 30 м лёсса).

Таким образом лёссовый покров повторяет в общих чертах главные элементы рельефа основания. Максимальные мощности покрова сопутствуют самым большим гипсометрическим градиентам поверхности основания. Более значительные долинные формы — такие как долина Быстрой и долины ее притоков (левых) продержались от предлёссового времени и поэтому их можно считать как антецедентные по отношению к лёссовому покрову. Что касается положения уступов и границ лёссовых пластов как главных так и второго ранга, то они имеют первичный характер — не обусловленный формами рельефа основания. Можно сделать общее заключение, что лёссовый покров покрывает районы с более интенсивным расчленением рельефа, чем остальные более монотонные гипсометрически поверхности. Таким образом Наленчовское возвышение как регион обусловлено лишь присутствием лёссового покрова. Рельеф подстилающий лёссовый покров не мог бы служить основой до выделения этого региона.

#### ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ И ФОТОГРАФИЙ

Рис. 1. Гипсометрическая карта.

Рис. 2. Гипсометрическая карта дочетвертичной поверхности.

Рис. 3. Гипсометрическая карта подлёссовой поверхности.

Рис. 4. Геологическая карта подлёссовой поверхности. Объяснения знаков сверху: пески и гравий, валунные глины, меловые и датские породы (опоки, мергели, гезы).

Рис. 5. Карта мощности лёсса.

Рис. 6. Геологические разрезы: сверху — через западную часть возвышения, через срединную и восточную части. 1) лёссы, 2) пески, гравий, 3) глины (валунные), 4) суглинки, илы, 5) глауконитовые пески (олигоцен), 6) мел-дан (не разделенные литологически).

Фото 1. Приводораздельная лёссовая поверхность рассечённая оврагами к северу от Бохотницы (фото А. Хенкель).

Фото 2. Долина Быстрой в окрестности Вешхонёва (фото А. Хенкель).

Фото 3. Правый склон долины Быстрой в устьевом отрезке до долины Вислы. Видны каменеломни в 50-метровой скалистой террасе (фото А. Хенкель).

Фото 4. Склоны нижнего участка долины р. Гродажа в г. Казимеж (фото А. Хенкель).

Фото 5. Правый склон долины Быстрой в окрестности Целеёва. Видна терраса с лёссовым покровом (фото М. Харасимюк).

Фото 6. Правый склон долины Быстрой между Вонвольницей а Целеёвом. Видны отчётливо изолированные хомы с лёссовым покровом (фото М. Харасимюк).

Фото 7. Изолированные лёссовые гряды на уступе склона долины Быстрой на В от Целеёва (фото А. Хенкель).

Фото 8. Изолированная лёссовая гряда. На первом плане безлёссовое дно кармановицкой мульды (фото М. Харасимюк).

#### SUMMARY

The Nałęczów Plateau is one of the subregions of the Lublin Upland and lies in its North-West part. The northern margin of the Plateau, particularly distinctly marked, forms simultaneously the western part of the northern margin of the Upland.

On the basis of numerous borings and hydrographical interviews a number of maps has been constructed illustrating the relief and geological structure of the western part of the Plateau as well as the configuration of the subloess and sub-Quaternary surface.

The main elements in the geological structure of Quaternary substratum are the rocks of Cretaceous and Palaeocene (Danian) age. Thin patches of Oligocene formation occur only locally. The sub-Quaternary surface is characterized by quite diversified relief. The southern part of the area investigated forms a levelled surface that is the northward continuation of the Równina Bełżycka plateau (Fig. 2). The surface is dissected by the left-side tributaries of the Bystra river within the zone along the river valley, hence many isolated hills occur there. The margin of the zone, about 20 m high, is rather distinct and occurs nearly parallel — from the Bystra—Vistula confluence through village Celejów farther to the East with a light deviation to the North. Northward from the margin occur two rather levelled steps separated by an approximately 10 m high margin, running almost in the same way as the Nałęczów Plateau northern margin. The axis of the whole region is the deeply cut Bystra river valley, connected with the Vistula valley and according to S. Różycki (30) dating from the great Mindel/Riss interglaciation,



On the Cretaceous, Danian and Oligocene formations lies a series of Quaternary formations, diversified stratigraphically and lithologically. The western part of the Plateau was during the Riss glaciation within the zone of the maximum extent of the continental glacier. There were deposited at that time: a dual cover of boulder clay deposits and a lithologically differentiated series of fluvio- and limniglacial deposits. Northward from the Bystra valley boulder clay deposits build massive hills (Figs. 3 and 6), showing in places even the character of an accumulated moraine. However, in the zone at the Bystra valley in connection with a very differentiated relief of the bedrock, the deglaciation had an areal character. A range of heights built from fluvio- and limniglacial deposits came into existence. The heights, having the appearance of kames, are usually connected with the eminences of Quaternary bedrock. Southward from the Bystra valley occurs a relatively thin cover of fluvioglacial deposits, having the character of outwash cones or of outwash. Locally, however, thin patches of moraine clays occur here, showing that the continental glacier crossed the Bystra valley in a transitory oscillation.

The Emian interglacial period (Riss/Würm) appeared within the valleys initially with the erosional processes and then with the accumulation of sandy deposits, whereas within the zone of the watersheds denudation processes took place, having however, not obliterated, the features of glacial relief.

The whole last glaciation (Würm) consisted of phases of loess accumulation, interrupted in the interstadial periods, when the soils were formed, now preserved in many profiles as the levels of fossil soils. The loess accumulation obliterated in a great measure smaller elements of pre-Quaternary and Middle-Polish glaciation relief. Loess cover has not, however, a uniform character. Southward from the Bystra river valley exist many isolated loess patches, connected distinctly with the eminences of the bedrock. The Bystra river valley itself as well as the high terrace connected with it, the bottoms of the parallel closed depressions referring to the terrace, and the bottoms of the valleys of the Bystra tributaries are deprived of loess. Within the zone along the valley occur only some "loess caps" connected with the edges in the bedrock or with the sandy kame banks. Northward from the Bystra river valley, between the Vistula valley and Klementowice village, occurs a large loess patch. A similar patch occurs in the eastern part of the investigated terrain.

The thickness of the loess cover is strongly differentiated. The maximum mean thickness (more than 20 m) occurs mainly along the Vistula river valley and also along the northern margin of the Plateau as well as along the parallel segments of the valleys (where the extreme values for the whole Plateau occur — more than 30 m of loess).

So the loess cover reproduced in basic features the main elements of the substratum relief. The maximum thickness of the cover occur in the zones of the greatest hypsometrical gradients in the substratum. The larger valley forms — such as the Bystra valley and the valleys of its left tributaries have survived from the pre-loess period and hence they are, to a certain extent, antecedent in relation to the loess cover. However the situation of the edge and of the main loess patches, as well as of the minor ones, has an original character, not conditioned by similar forms of the substratum. One can state that the loess cover was deposited on an area with more intensive relief than that of the neighbouring regions, characterized by more hypsometrically monotonous landscape. Thus the Nałęczów Plateau as a region is conditioned only by the existence of the loess cover. The sub-loess relief would not allow us to delimitate it as a region.

## EXPLANATION TO PHOTOGRAPHS

Photo. 1. Loess watershed area dissected by the ravines northward from the village of Bochoznica (photo. A. Henkiel).

Photo. 2. The Bystra river valley near the village Wierzchniów (photo. A. Henkiel).

Photo. 3. Right slope of the Bystra valley near the confluence with the Vistula valley. Visible quarries in 50 m high rock terrace (photo. A. Henkiel).

Photo. 4. The slopes of the lower part of the Grodarz river valley in Kazimierz (photo. A. Henkiel).

Photo. 5. Right slope of the Bystra river valley near the village Celejów. Visible terrace overbuilt with loess cover (photo. M. Harasimiuk).

Photo. 6. Right slope of the Bystra river valley between Wąwolnica and Celejów villages. Distinctly visible isolated hills with loess cover (photo. M. Harasimiuk).

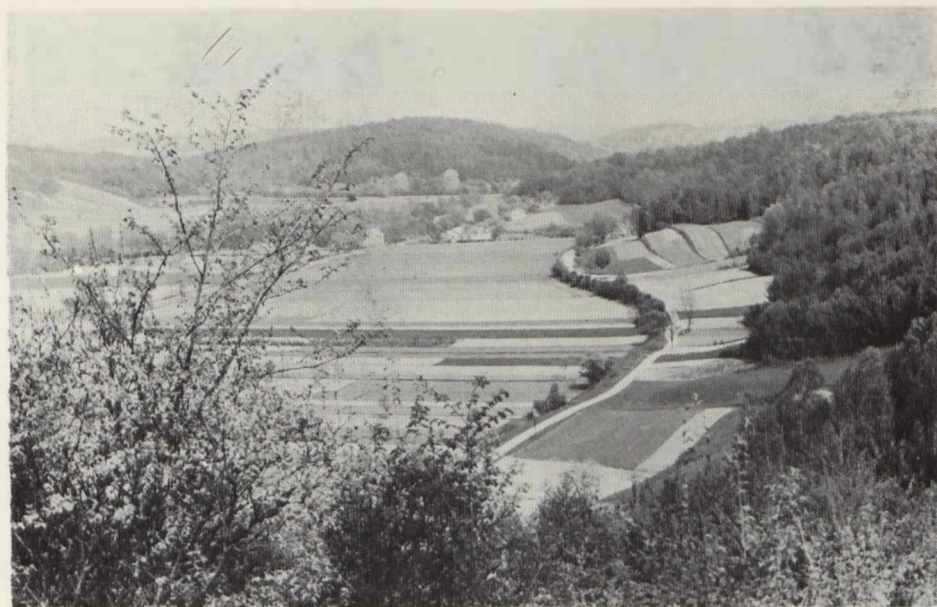
Photo. 7. Isolated loess humps on the edge of the slope of the Bystra valley eastward from the village Celejów (photo. A. Henkiel).

Photo. 8. Isolated loess hump. In the foreground loess-less bottom of the Karmanowice closed depression (photo. M. Harasimiuk).





Fot. 1

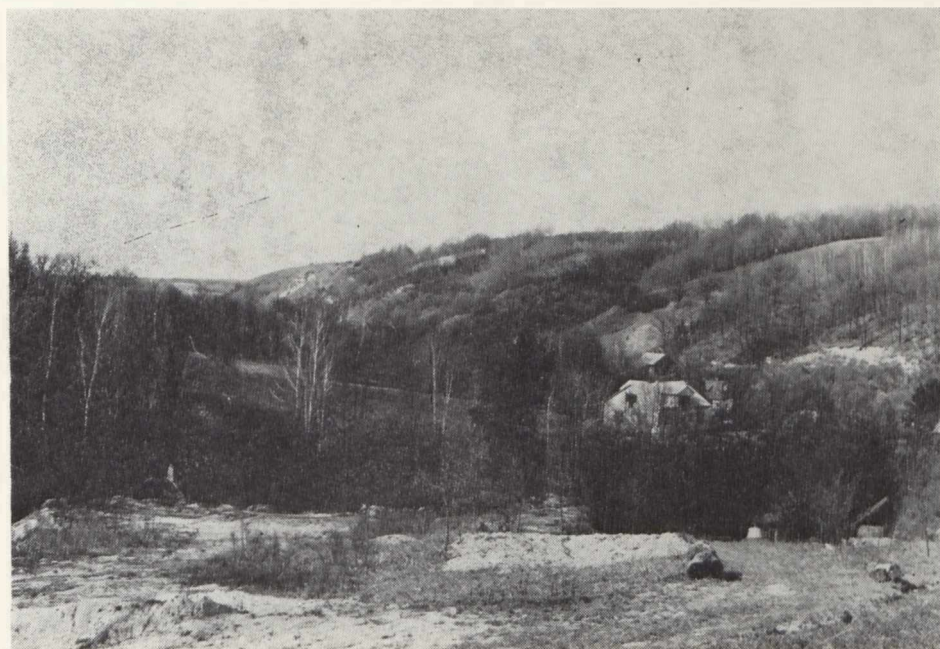


Fot. 2

Marian Harasimiuk, Andrzej Henkiel



Fot. 3



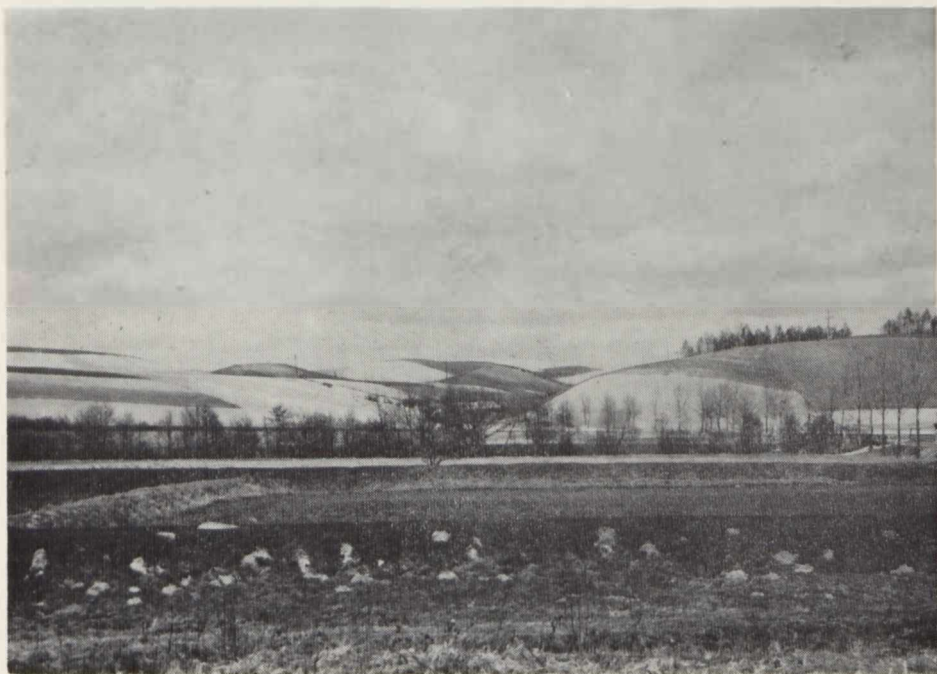
Fot. 4

Marian Harasimiuk, Andrzej Henkiel



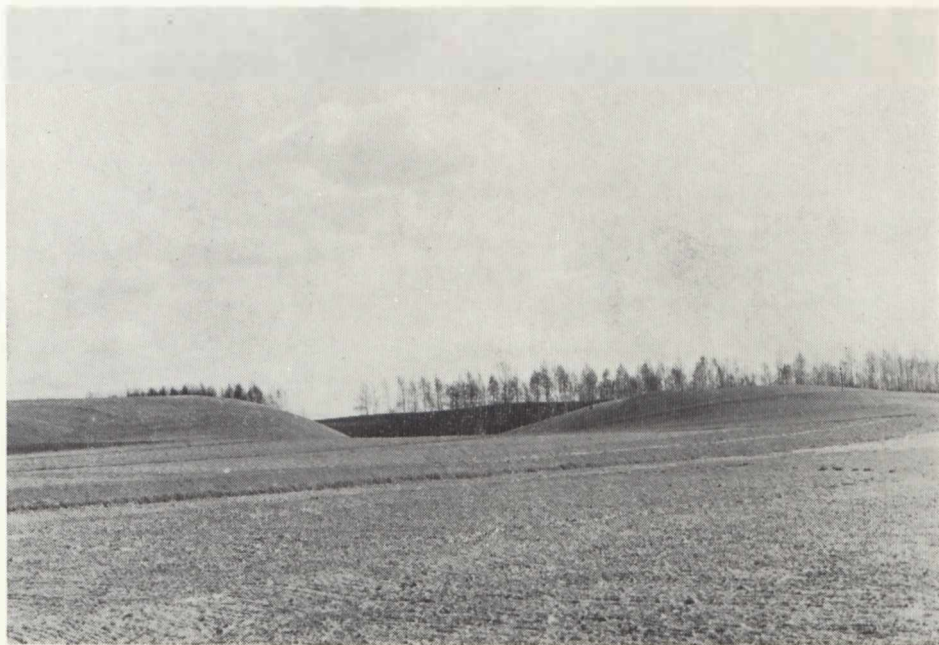


Fot. 5



Fot. 6

Marian Harasimiuk, Andrzej Henkiel



Fot. 7



Fot. 8