

LESZEK LINDNER i WŁODZIMIERZ R. KOWALSKI

Czwartorzędowe zasypanie rejonu Miedzianki koło Chęcín

QUATERNARY COVER AROUND MT. MIEDZIANKA IN THE HOLY CROSS MTS

STRESZCZENIE: W rejonie Miedzianki koło Chęcín (Góry Świętokrzyskie) młodotrzeciorzędowe i staroczwartorzędowe procesy erozyjne doprowadziły do utworzenia głębokich dolin rzecznych, które były wypełniane osadami piaszczysto-mułkowymi aż do momentu dwukrotnego przykrycia ich przez lądolód zlodowacenia krakowskiego. Zarówno podczas pierwszego jak i drugiego nasunięcia tego lądolodu kulminacje morfologiczne rejonu Miedzianki stanowiły oazy śródlodowe, będące miejscem akumulacji tarasów kemowych o charakterze limno- bądź fluwioglacjalnym. Podczas zlodowacenia środkowopolskiego badany rejon znajdował się w obrębie strefy ekstraglacjalnej i usytuowany był w odległości rzędu 7–9 km od czoła lądolodu.

WSTĘP

Rezultaty przeprowadzonych wierceń w rejonie Miedzianki koło Chęcín (Czarnocki 1928, 1931 i materiały archiwalne; Pałubicki 1955; Strych 1969; Rubinowski 1971) oraz obserwacje terenowe autorów pozwalają na odtworzenie warunków akumulacji nadzwyczaj charakterystycznych dla tego obszaru osadów piaszczystych, zachowanych na zboczach i przełęczach głównych kulminacji morfologicznych. W dotychczasowej literaturze osady te interpretowane były ogólnie jako utwory kemowe z okresu zaniku lądolodu zlodowacenia krakowskiego (Lindner 1971b, Radłowska & Mycielska-Dowgiałło 1972).

W świetle ostatnio prezentowanych poglądów (Halckenberg & Lindner 1971; Lindner 1971b; Łyczewska 1971, 1972; Filonowicz 1972; Różycki 1972b; Radłowska & Mycielska-Dowgiałło 1972; Lindner & Ziemińska-Tworzydło 1973) badany obszar objęty był zasięgiem jedynie lądolodu zlodowacenia krakowskiego, zaś w okresie zlodowacenia środkowopolskiego znajdował się w obrębie strefy ekstraglacjalnej.

Poglądy o przykryciu dorzecza Hutki przez łądolody dwóch zlodowaceń (krakowskiego i środkowopolskiego — Kortański 1959, Kalniet & Karaszewska 1972) wiążą się zapewne z tendencją do interpretowania każdego poziomu gliny zwałowej jako śladu odrębnego zlodowacenia (por. Żolnierz 1971).

Autorzy dziękują Dr inż. Z. Rubinowskiemu z Oddziału Świętokrzyskiego Instytutu Geologicznego CUG za udostępnienie materiałów rękopiśmiennych z rejonu Miedzianki oraz za interesującą dyskusję.

PODŁOŻE CZWARTORZĘDU

Podłoże osadów czwartorzędowych w rejonie Miedzianki reprezentowane jest przez zróżnicowany litologicznie (fig. 1 i 2) kompleks utworów paleozoicznych i mezozoicznych (Czarnocki 1928, 1938; Rubinowski 1971; Kowalski 1972). Najstarszymi, a jednocześnie najmniej odpornymi na procesy erozyjno-denudacyjne są tutaj (fig. 2) dolnokambryjskie łupki i mułowce tworzące jądro antykliny chęcińskiej. W skrzydłach tej antykliny występują wapienie środkowo- i górnodewońskie tworzące kulminacje morfologiczne; miejscami zachowane są także utwory karbonu i permu.

Duża wyrazistość kulminacji morfologicznych podkreślona jest bezpośrednim sąsiedztwem mało odpornych utworów dolnokambryjskich i dolnotriasowych (fig. 1 i 2). Na południe od góry Miedzianki, na obszarze wsi Miedzianka, łąki i płaskowce triasowe dają stosunkowo wąskie obniżenie oddzielające wapienie dewońskie od kuestowych wychodni wapieni jurajskich. Natomiast na północ od Koziego Grzbietu utwory dolnego triasu występują w obniżeniu morfologicznym oddzielającym wapienie dewońskie od niewielkiej kuesty wapieni retu.

Poza zróżnicowaniem litologicznym, duży wpływ na rozwój procesów erozyjno-denudacyjnych wywarła gęsta sieć uskoków, grupujących się wzdłuż dwóch zasadniczych kierunków: WNW-ESE oraz NNE-SSW. W młodszym trzeciorzędzie uskoki te były wielokrotnie odnawiane (Lindner 1971a) doprowadzając do strzaskai wykorzystywanych przez zjawiska krasowe i młodszą sieć erozyjną (Hakenberg & Lindner 1971). Najprawdopodobniej z młodotrzeciorzędowymi zjawiskami krasowymi należy także wiązać początek formowania się jaskini w masywie Koziego Grzbietu (Wódkowski 1971) oraz lejów i fug krasowych w masywie Miedzianki i Ołowianki.

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Stratygrafię osadów czwartorzędowych na badanym obszarze ustalono w oparciu o klimatyczną interpretację zjawisk geologicznych w nawiązaniu do szczegółowo poznanych profili: na obszarach sąsiednich (Hakenberg & Lindner 1971, Lindner 1971b, Lindner & Braun 1972, Filonowicz 1972, Lindner & Ziemińska-Tworzydło 1973).

Preplejstocen, zlodowacenie podlaskie (G I) oraz interglacjał przasnyski (J I/II)

W rejonie Miedzianki najstarszymi osadami czwartorzędowymi są przemieszczone gliny i ropy zwięzłelinowe, zawierające miejscami znaczne ilości rumoszu wapiennego (warstwa 1 na fig. 2). Powstały one w wyniku intensywnego wietrzenia

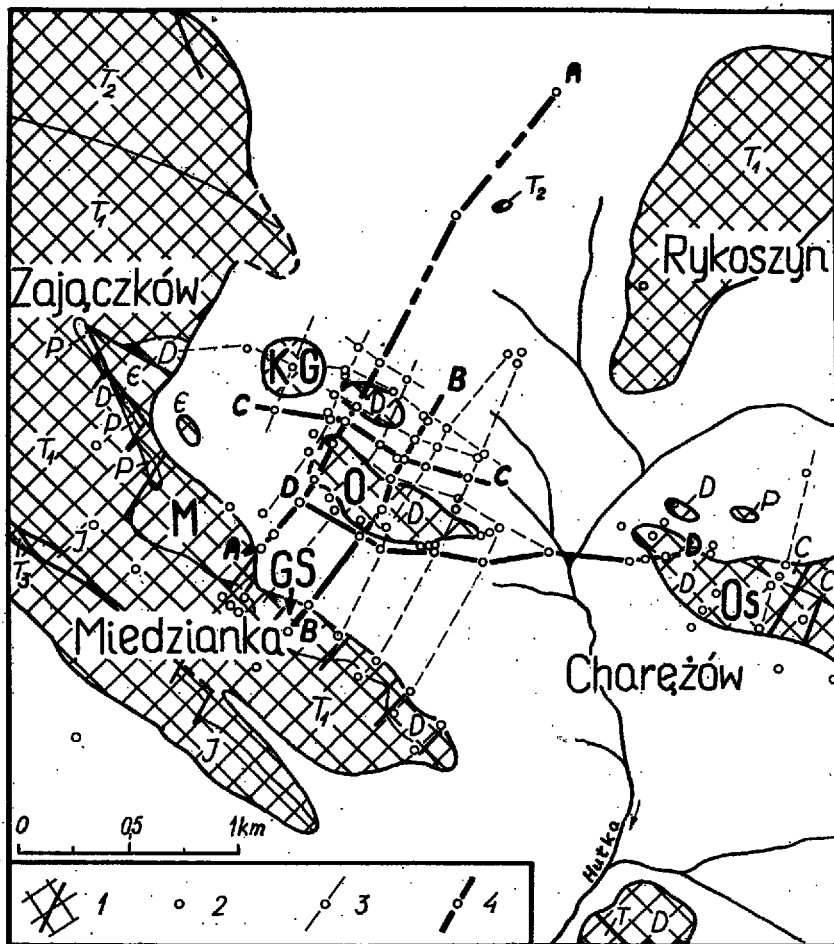


Fig. 1

Szkic lokalizacyjno-geologiczny rejonu Miedzianki koło Chećcin

1 wychodnie skał przedczwartorzędowych; e — łupki i mułowce kambru, D — wapień dewonu, C — łupki karbonu, P — zlepieńce permu, T₁ — skały ilasto-piaskowcowe triasu dolnego, T₂ — wapień triasu środkowego, T₃ — łowce triasu górnego, J — wapień jury; 2 wiercenia; 3 linie roboczych przekrojów; 4 linie przekrojów geologicznych (A, B, C, D — vide fig. 2); M — G.Miedzianka, GS — G.Sowy, KG — Kozł Grzbiet, O — Ołowianka, Os — Ostrówka

Geological sketch of the Miedzianka area near Chećcin

1 outcrops of pre-Quaternary rocks: e — Cambrian slates and siltstones, D — Devonian limestones, C — Carboniferous slates, P — Permian conglomerates, T₁ — Lower Triassic, clay-sandstone rocks, T₂ — Middle Triassic limestones, T₃ — Upper Triassic claystones, J — Jurassic limestones; 2 boreholes; 3 field sections; 4 geological cross-sections (A, B, C, D — vide Fig. 2); M — Mt.Miedzianka, GS — Mt.Sowy, KG — Mt.Kozł Grzbiet, O — Ołowianka, Os — Ostrówka

chemicznego skał węglanowych w młodszym trzeciorzędzie, a podczas najstarszego czwartorzędu, na skutek zubożenia szaty roślinnej, uległy splywom soliflukcyjnym do obniżeni morfologicznych systemu pra-Hurki. Osady te zawierają wyłącznie materiał lokalny, zaś największą ich miąższość (prawie 10 m) stwierdzono w wierceniach na południowych stokach Koziego Grzbietu i Ołowianki oraz w obniżeniu je przedzielającym. Pojawianie się w obrębie tych utworów znacznych ilości ostrokrawędzistego gruzu wapiennego przemawia za uruchamianiem zwietrzeń również w warunkach wietrzenia mrozowego. W dorzeczu środkowej Nidy analogiczne pokrywy zwietrzelinowe (Hakenberg & Lindner 1971) były przemieszczane stokowo w warunkach peryglacialnych zlodowacenia podlaskiego.

Z rozprzestrzenienia i wysokości występowania młodszych, podglinowych osadów zlodowacenia krakowskiego (fig. 2) oraz z sytuacji w dolinie pra-Nidy (Hakenberg & Lindner 1971) wynika, że dna dolin staroczwartorzędowych (przedkrakowskich) układały się tu na wysokości 215—225 m n.p.m.

Zlodowacenie krakowskie (G II)

Zlodowacenie krakowskie na badanym obszarze reprezentowane jest przez piaski i żwiry podglinowe (warstwa 2 na fig. 2), dwie gliny zwałowe (warstwy 4 i 9), rozdzielone osadami piaszczysto-żwirowymi (warstwa 7), przechodzącymi w osady akumulacji zastoiskowo-kemowej (warstwy 6 i 8).

Podglinowe osady piaszczysto-żwirowe (warstwa 2 na fig. 2), o miąższości od 2 do 10 m, najpełniej są wykształcone w dolinach położonych na północ i wschód od Koziego Grzbietu i Ołowianki. Z uwagi na wyraźne zmniejszenie się ilości materiału grubszego w górnej części ich profilu, należy sądzić, iż stanowią one przejście od akumulacji typowo dolinnej do zastoiskowej, wyrażonej wyżej leżącymi szarymi mułkami z wkładkami łów oraz przewarstwieniami piasków (fig. 2D).

Akumulacja mułków (warstwa 6 na fig. 2) częściowo wyprzedzała moment pierwszego wstąpienia lądolodu, który osadził dolną glinę zwałową (warstwy 3 i 4) oraz piaski i żwiry kopalnych moren czołowych (warstwa 5), częściowo zaś trwała w momencie jego maksymalnego zasięgu, a nawet w czasie szybko postępującego zaniku.

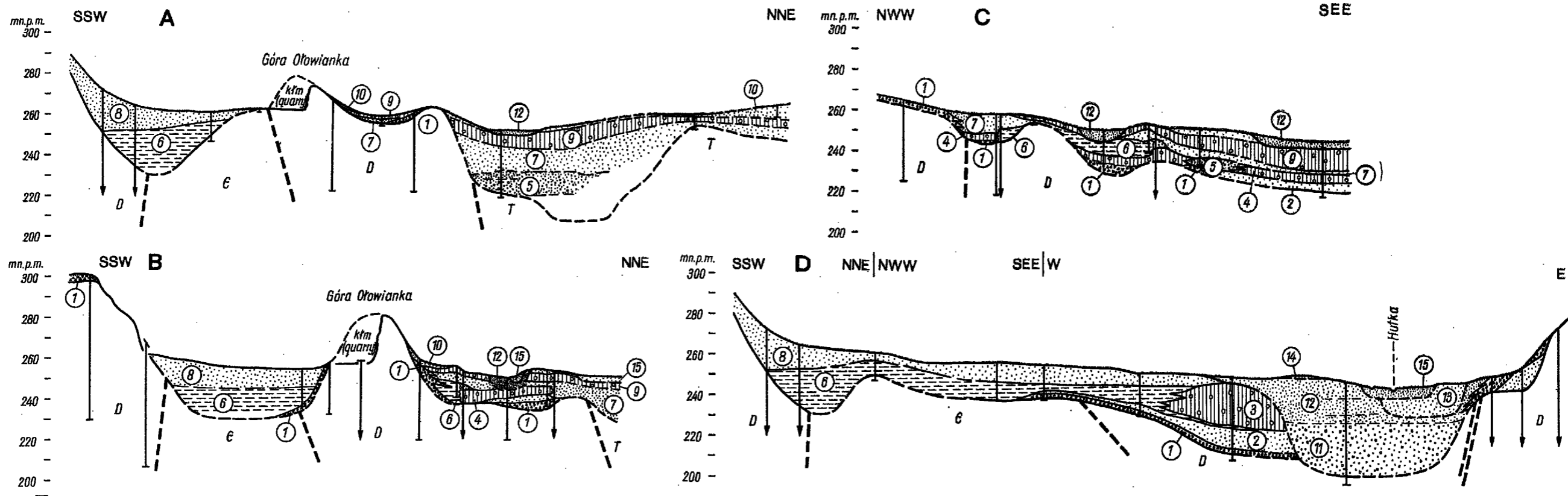
Podobną akumulację obserwowano w dolinie środkowej Nidy (Hakenberg & Lindner 1971) i w dorzeczu dolnej i środkowej (Bobrzy (Filonowicz 1972, Lindner & Braun 1972). Akumulacja ta odbywała się w obniżeniach stopniowo zabarykadowanych przez transgredujący lądolód. Ponieważ w rejonie Miedzianki, dolna glina zwałowa jedynie częściowo przykrywa mułki, sądzić można, że już w starszej części zlodowacenia lądolód stworzył tu warunki dla akumulacji zewnętrznych, limnoglacialnych tarasów kemowych (por. Niewiarowski 1963, Baraniecka 1969).

Dolna glina zwałowa (warstwa 4 na fig. 2) wraz z ograniczającymi ją od zachodu piaszczysto-żwirowymi osadami kopalnych moren czołowych (warstwa 5), wyznacza zasięg lądolodu w czasie pierwszej transgresji. Miąższość tej gliny waha się od 3 do 6 m; odznacza się ona szarą lub ciemnoszarą barwą, silnym zapiaszczeniem oraz znaczną przewagą glazników lokalnych (głównie wapieni i krzemieni) nad materiałem skandynawskim. W stropie gliny nie stwierdzono śladów rozmywania erozyjnego, co świadczy o stosunkowo szybkim jej przykryciu przez wyżej leżące utwory.

Powyżej dolnej gliny zwałowej i ponad mułkami leżą międzyglinowe osady piaszczysto-żwirowe (warstwa 7 na fig. 2) z materiałem skandynawskim. Odznaczają się one zmienną miąższością (od 1 do 12 m) i reprezentują akumulację zarówno z okresu zaniku lądolodu, jak i jego młodszej transgresji.

Na południowy zachód od Koziego Grzbietu i Ołowianki osady międzyglinowe przechodzą w piaski (warstwa 8 na fig. 2), które w obniżeniu na północ od Miedzian-

Przekroje geologiczne (A, B, C, D—por. fig. 1) w rejonie Miedzianki
 Geological cross-sections (A, B, C, D—cf. Fig. 1) through the Miedzianka area



Podłoże przedtrzciorzędowe: e — kambryj, D — dewon, T — trias. Trzciorzęd i najstarszy czwartorzęd: 1 — gliny i ropy zwietrzelinowe (częściowo krasowe) z rumoszem głównie wapieni — miejscami przemieszane stokowo; Zlodowacenie krakowskie (G II): 2 — piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste ze żwirami skał lokalnych, 3 — glina zwalowa (nierozdzielona), 4 — glina zwalowa dolna, głównie z materiałem lokalnym, 5 — piaski i żwirny akumulacji czołowo-morenowej, 6 — mułki i ropy akumulacji zastolskowo-kamowej, 7 — piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste ze żwirami skał lokalnych i skandynawskich akumulacji fluwioperyglacialnej i fluwioglacjalnej (międzyglinowe), 8 — piaski drobno- i średnioziarniste akumulacji kamowej, 9 — glina zwalowa górna ze znaczną ilością materiału skandynawskiego, 10 — piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami akumulacji fluwioperyglacialnej i fluwioglacjalnej (z okresu deglacjalji); Interglacjal wielki (J III/III): 11 — żwirny i piaski rzeczne z materiałem lokalnym i skandynawskim; Zlodowacenie środkowopolskie (G III): 12 — piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami oraz spływami glin zwietrzelinowych i gruzem skał lokalnych, akumulacji fluwioperyglacialnej (wodnozoboczwowej); Interglacjal esmski (J III/IV) i zlodowacenie bałtyckie (G IV): 13 — piaski i żwirny skał lokalnych akumulacji rzecznej i fluwioperyglacialnej, 14 — piaski wydymowe; Holocen: 15 — piaski, żwirny i mady rzeczne, skala pozioma 1 : 11 200

Pre-Tertiary substrate: e — Cambrian, D — Devonian, T — Triassic. Tertiary and oldest Quaternary: 1 — weathering loams and clays (in part of karst origin) with mostly limestone waste, locally redeposited along the slope; Cracow (Mindel) Glaciation: 2 — fine-, medium-, and coarse-grained sands with gravels of local rocks, 3 till (nonsubdivided), 4 — lower till with rich local material, 5 — front-moraine sands and gravels, 6 — stagnant-lake-kame silts and clays, 7 — fluvial-periglacial and fluvioglacjal (intermoraine) fine-, medium-, and coarse-grained sands with gravels of Scandinavian and local rocks, 8 — kame fine- and medium-grained sands, 9 — upper till with rich Scandinavian material, 10 — medium- and coarse-grained sands with fluvioperyglacial and glaci-fluvial gravels (from deglaciation time); Great (Hoistein) Interglacjal: 11 — fluvial gravels and sands with local and Scandinavian materials; Mid-Polish (Riss) Glaciation: 12 — medium- and coarse-grained sands with fluvioperyglacial gravels, stumps of weathering loams, and waste of local rocks; Eemian Interglacjal and Baltic (Wärm) Glaciation: 13 — fluvial and fluvioperyglacial sands and gravels of local rocks, 14 — dune sands; Holocene: 15 — river sands, gravels, and muds horizontal scale 1 : 11 200

ki i góry Sowy podścielone są mułkami zastoisłowymi kopalnego tarasu limnoglacialnego. Piaski te zawierają drobne okruchy skał skandynawskich oraz cienkie wkładki zwietrzelin wapiennych. Miąższość piasków waha się od 15 m u podnóża Miedzianki i góry Sowy do 2—5 m na zboczach i przełęczach kulminacji, gdzie leżą w postaci oderwanych płyt bezpośrednio na cienkiej zwietrzelinie skał przedczwartorzędowych, sięgając do wysokości około 320 m n.p.m.

Górna glina zwałowa (warstwa 9 na fig. 2), będąca śladem drugiej transgresji lądolodu, charakteryzuje się brązowo-szarą barwą, jest lekko piaszczysta oraz zawiera znacznie więcej materiału skandynawskiego niż glina dolna; miąższość jej waha się od 2 do 12 m. W okolicy Koziego Grzbietu i Ołowianki glina ta sięga do wysokości 260—270 m n.p.m., natomiast na południe od Miedzianki i koło Zajęczkowa występuje do wysokości 300 m n.p.m. Rozprzestrzenienie górnej gliny zwałowej oraz różnicowanie hipsometryczne jej położenia, przy jednoczesnym jej braku w obniżeniu między Miedzianką, górą Sowy, Kozim Grzbietem i Ołowianką świadczy o możliwości pozostawania tego obniżenia wolnym od lodu w czasie całego zlodowacenia. Omawiana glina przykryta jest cienką warstwą piasków (warstwa 10), które reprezentują zarówno młodszą akumulację fluwioglacialną, w okresie zlodowacenia krakowskiego, jak również redeponowane wówczas w warunkach fluwioperyglacialnych osady kemowe otulające masyw Miedzianki — góry Sowy.

Powyższa interpretacja, w nawiązaniu do rozprzestrzenienia górnej gliny, pozwala scharakteryzować osady piaszczyste (warstwa 8 na fig. 2) nadbudowujące stoki i przełęcze Miedzianki oraz góry Sowy jako utwory osadzone pomiędzy masami lodowymi opływającymi masyw Miedzianki (fig. 3), przy głównym nacisku lądolodu od strony zachodniej (por. Radłowska & Mycielska-Dowgiałło 1972). W świetle prac W. Niewiarowskiego (1963) i M. D. Baranieckiej (1966) omawiane osady piaszczyste reprezentowałyby drugą generację zewnętrznych, tym razem fluwioglacialnych tarasów kemowych nakładających się na zbliżonej genezy starsze osady mułkowe.

Porównanie przedstawionych wyżej osadów z analogicznymi utworami zachowanymi na obszarach sąsiednich nie upoważnia do interpretacji dwóch wyróżnionych tu glin zwałowych jako odpowiedników zlodowacenia krakowskiego i środkowopolskiego. W świetle zebranych materiałów wynika, że obie gliny osadzone zostały w dwóch kolejnych fazach zlodowacenia krakowskiego.

Interglacja wielki (J II/III)

Utworami reprezentującymi interglacja wielki są żwiry i piaski z otoczkami i okruchami skał lokalnych i skandynawskich (warstwa 11 na fig. 2), o miąższości dochodzącej do 20 m. Osady te wypełniają głęboko wciętą (na 20—50 m) dolinę rozcinającą starsze utwory czwartorzędowe i podłoże paleozoiczne. Dno tej doliny leży na wysokości około 202—206 m n.p.m., zaś z analizy paleogeomorfologicznej wynika, że pochyła się ono ku południowi, stamowiac górną część doliny interglacialnej pra-Hutki (fig. 3) kierującej swe wody do ówczesnej doliny pra-Nidy (Hakenberg & Lindner 1971).

Poza procesami erozyjno-akumulacyjnymi w dolinie pra-Hutki, interglacja wielki zaznaczył się również śladami erozji rozcinającej obszar wyżyny nadbudowanej osadami zlodowacenia krakowskiego.

Zlodowacenie środkowopolskie (G III)

Analiza ostatnio zebranych materiałów (Hakenberg & Lindner 1971, Łyczewska 1971, Różycki 1972a, Radłowska & Mycielska-Dowgiałło 1972, Lindner & Braun 1972) wskazuje, że lądolód zlodowacenia środkowopolskiego nie dotarł do dorzecza górnej

Hutki, a jego czoło nieznacznie tylko przekroczyło rejon Łopuszna-Mieczyna dając na swym przedpolu szereg wyraźnych powierzchni odpływu fluwioglacjalnego (L. Lindner — materiały rękopiśmienne). Poglądy o dalszym zasięgu tego zlodowacenia w zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Kotafski 1959, Żołniercz 1971, Kalniet & Karaszewska 1972) często oparte były jedynie na sugestiach autorów, a nie na materiale dowodowym.

Stosunkowo bliska odległość badanego rejonu od strefy brzeżnej łądolołu środkowopolskiego (rzędu 7—9 km) zaznaczyła się stokowym uruchomieniem pokryw zwietrzelinowych oraz wysoko zachowanych utworów kemowych. Rezultatem działalności tych procesów było zasypianie płaszczyste (warstwa 12 na fig. 2) sięgające do wysokości 245—255 m n.p.m. Z całości zebranych materiałów wynika, że w okresie zlodowacenia środkowopolskiego sytuacja morfologiczna dorzecza górnej Hutki uniemożliwiała zbieranie wód fluwioglacjalnych od czoła łądolołu.

Interglacjał eemski (J III/IV), zlodowacenie bałtyckie (G IV) oraz holocen

Z uwagi na małą ilość wierceń w obrębie współczesnej doliny Hutki trudno jest ustalić, do jakiej głębokości sięgała tu erozja rzeczna w optimum interglacjał eemskiego. Sytuacja na sąsiednich obszarach (Hakenberg & Lindner 1971, Lindner & Braun 1972, Lindner & Ziemińska-Tworzydło 1973) wskazuje, że erozja interglacjałna sięgała do głębokości 15—20 m poniżej powierzchni tarasu zalewowego.

Utworzone wówczas doliny, w poptymalnej części interglacjału oraz w czasie zlodowacenia bałtyckiego były zasypywane utworami pochodzącymi głównie z niszczenia otaczających obszarów wyżynnych. W okresie maksymalnego rozwoju warunków peryglacjałnych zlodowacenia bałtyckiego, w rejonie świętokrzyskim akumulacja ta doprowadziła do utworzenia powierzchni tarasowej wznoszącej się od 3 do 8 m ponad średni poziom rzek.

W rejonie Miedzianki twory odpowiadające akumulacji eemsko-bałtyckiej (warstwa 13 na fig. 2) zachowane są najwyraźniej w obrębie doliny Hutki, gdzie koło Chareżowa ich górna część tworzy powierzchnię tarasu o wysokości względnej około 3 m. Z młodszym plejstoceniem wiąże się także rozwój procesów eolicznych (warstwa 14 na fig. 2), którym ulegały przede wszystkim twory najdrobniejsze, a więc już wówczas szczątkowo zachowane osady kemowe Miedzianki i góry Sowy.

Holocen zaznaczył się w rejonie Miedzianki procesami erozyjno-akumulacyjnymi warunkującymi utworzenie powierzchni tarasu zalewowego Hutki (warstwa 15 na fig. 2) oraz bocznych dolinek.

UWAGI KOŃCOWE

Przedstawiona charakterystyka zasypiania czwartorzędowego rejonu Miedzianki koło Chęcín przemawia za intensywnym rozwojem procesów erozyjnych w okresie poprzedzającym zlodowacenie krakowskie. Procesy te doprowadziły do utworzenia rzeźby o deniwelacjach rzędu 100—150 m, które musiał pokonać wkraczający łądoloł zlodowacenia krakowskiego.

Znaczna akumulacja poprzedzająca pierwsze nasunięcie łądolołu zlodowacenia krakowskiego świadczy o zabarykadowaniu dolnych odcinków dolin i tworzeniu w nich jeziorzysk zaporowych, które w niektórych przypadkach, nie będąc pokryte lodem, sprzyjały powstawaniu kopalnych ta-

rasów kemowych. Ponowne nasunięcie lądolodu zlodowacenia krakowskiego wiązało się najprawdopodobniej ze zmianą kierunku ruchu mas lodowych, które tym razem wkraczały na powierzchnię bardziej wyrównaną. Ruch lądolodu był znacznie szybszy, co z kolei sprzyjało pozostawia-

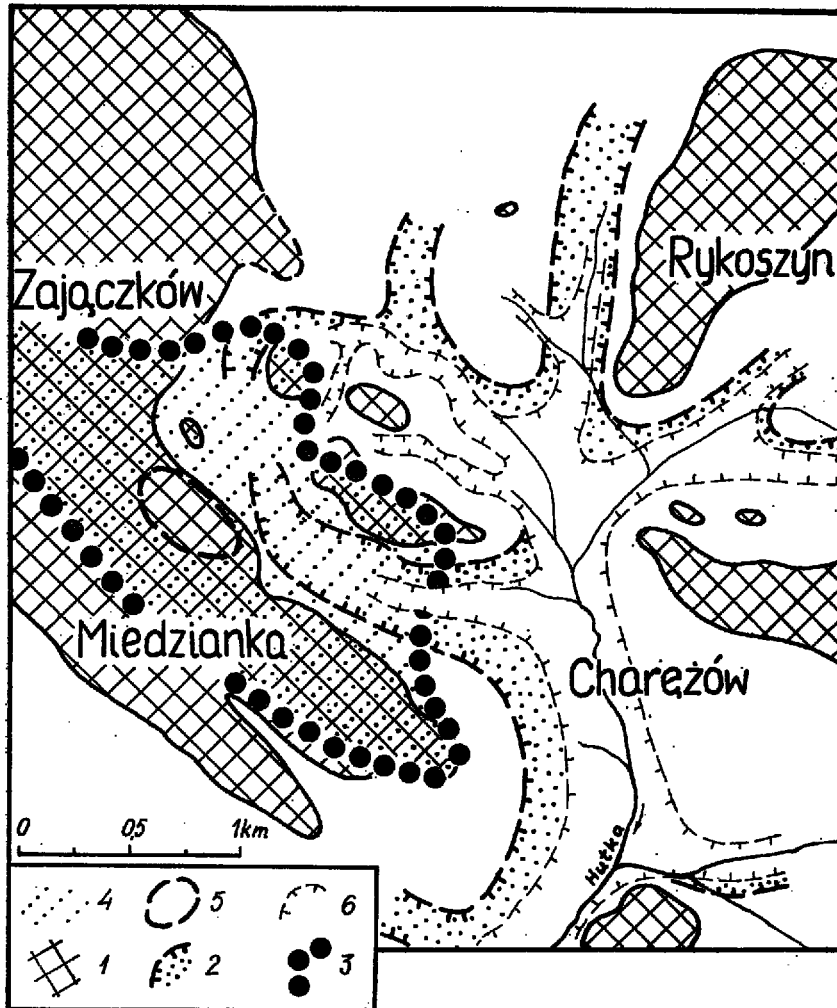


Fig. 3

Szkic paleogeomorfologiczny rejonu Miedzianki

1 wychodnie skał przedczwartorzędowych (jak na fig. 1); 2 zarys staroczwartorzędowych dolin rzecznych (sprzed zlodowacenia krakowskiego, G II); 3 zasięg drugiego (maksymalnego) nasunięcia lądolodu zlodowacenia krakowskiego (G II); 4 strefa akumulacji osadów tarasu kemowego; 5 prawdopodobny kontur nunataku; 6 zarys dolin rzecznych z okresu interglacjalu wielkiego (J II/III)

Paleogeomorphic sketch of the Miedzianka area

1 outcrops of pre-Quaternary rocks (explanations as in Fig. 1); 2 outline of early Quaternary (pre-Mindel) river valleys; 3 extent of the second (maximum) transgression of Cracow (Mindel) ice-sheet; 4 zone of deposition of kame terraces; 5 inferred outline of an ice-oasis; 6 outline of river valleys from the Great (Holstein) Interglacial.

niu wolnych oaz śródlodowych w strefie cienia wyraźnych przeszkód morfologicznych (fig. 4). Podobnie jak w przypadku Jury Polskiej (por. Różycki 1960), również w regionie świętokrzyskim należy liczyć się z ewen-

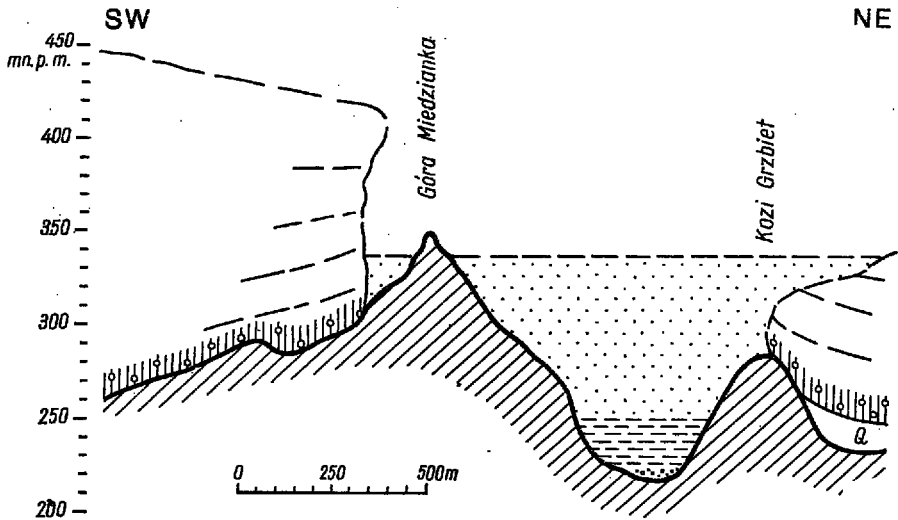


Fig. 4

Schemat przedstawiający warunki akumulacji osadów tarasu kemowego w rejonie Miedzianki w czasie zlodowacenia krakowskiego (G II)

Scheme showing sedimentary environment of kame terraces in the Miedzianka area during Cracow (Mindel) Glaciation

tualnością opływania przez lądolód zlodowacenia krakowskiego takich przeszkód, które swą dłuższą osią zorientowane były równoległe do kierunku ruchu lodu (por. Różycki 1965, 1972a, b). Należy jednak zaznaczyć, że tego rodzaju interpretacja nie wyklucza możliwości powstawania kemów wewnętrznych (o genezie przetaśnawowej) w pasmach wzniesień zorientowanych prostopadle do kierunku ruchu lądolodu.

*Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
02-089 Warszawa, Al. Zwirki i Wigury 93
Warszawa, w lutym 1973 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BARANIECKA M. D. 1969. Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji (Classification of kame forms in the light of types and of dynamic stage of deglaciation). — *Kwartalnik Geol.*, vol. 13, no. 2. Warszawa.
- CZARNOCKI J. 1928. O budowie zachodniej części fałdu Chęcińskiego (Sur la structure de la partie occidentale de l'anticlinal de Chęciny). — *Pos. Nauk. PIG (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 21. Warszawa.
- 1931. Dyluwjum Gór Świętokrzyskich (Diluvium der Święty Krzyż Gebirge).

- Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), vol. 7. Kraków.
- 1938. Kielce (ogólna mapa geologiczna Polski). Warszawa.
- FILONOWICZ P. 1972. Plejstocen na obszarze południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Pleistocene deposits in the SW part of the Holy Cross Mts.). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), vol. 42, no. 1, Kraków.
- HAKENBERG M. & LINDNER L. 1971. Stratygrafia osadów czwartorzędowych w dolinie środkowej Nidy (Quaternary deposits of the middle Nida valley). — Acta Geol. Pol., vol. 21, no. 2. Warszawa.
- KALNIET A. & KARASZEWSKA U. 1972. Mapa geomorfologiczna Polski. Warszawa.
- KOTAŃSKI Z. 1959. Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. Wydawn. Geol. Warszawa.
- KOWALSKI W. R. 1972. Budowa geologiczna okolic Zajączkowa (Góry Świętokrzyskie). Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej Uniw. Warsz. (niepublikowane — unpublished). Warszawa.
- LINDNER L. 1971a. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Pleistocene stratigraphy and palaeogeomorphology of the north-west margin of the Holy Cross Mountains, Poland). — Studia Geol. Pol., vol. 35. Warszawa.
- 1971b. Wyspa lessowa Oblegorka koło Kielc (Loess deposits at Oblegorek near Kielce, Holy Cross Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. 21, no. 2. Warszawa.
- LINDNER L. & BRAUN J. J. 1972. Stratygrafia czwartorzędu i rozwój geomorfologiczny doliny Bobrzyzki w rejonie Jaskini Raj. — Rocznik Świętokrzyski. [w druku — in press].
- & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1973. Występowanie osadów interglacjału eemskiego w Zakruczu koło Małogoszcza. — Kwartalnik Geol. [w druku — in press]. Warszawa.
- ŁYCZEWSKA J. 1971. Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego (The Quaternary of the Góry Świętokrzyskie Region). — Prace Inst. Geol., vol. 64. Warszawa.
- 1972. Niektóre problemy czwartorzędu regionu Świętokrzyskiego (Problems of Quaternary Investigations in the Holy Cross Mts.). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), vol. 42, no. 1. Kraków.
- NIEWIAROWSKI W. 1963. Types of kames occurring within area of the last glaciation in Poland as compared with kams known other regions. — Report of the Vith INQUA Congress, vol. 3. Łódź.
- PAŁUBICKI R. 1955. Dokumentacja geologiczna złóż wapieni „Ostrówka — Sowie Górki”.
- RADŁOWSKA C. & MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1972. Uwagi o deglacjacji zachodniej części Gór Świętokrzyskich w okolicach Chećcin (Comments on deglaciation in W part of Święty Krzyż Mountains, near Chećciny). — Przegląd Geogr., vol. 44, no. 4. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. 1960. Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów (Quaternary of the Częstochowa Jura Chain and the adjacent area). — Przegląd Geol., vol. 8, no. 8. Warszawa.
- 1965. Traits principaux de la stratigraphie et de la paléomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. — Report of the Vith INQUA Congress, vol. 1. Łódź.
- 1972a. Problemy czwartorzędu Gór Świętokrzyskich (Problems of Quaternary deposits of the Holy Cross Mts., Southern Poland). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), vol. 42, no. 1. Kraków.
- 1972b. Plejstocen Polski środkowej. Wyd. II. Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.

- RUBINOWSKI Z. 1971. Rudy metali nieżelaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogeniczna (The non-ferrous metals ores of the Świętokrzyskie Mountains and their metallogenic position). — *Biul. Inst. Geol.* 247. Warszawa.
- STRYCH M. 1969. Dokumentacja złoża wapieni dewońskich „Ostrówka-Ołowianka”.
- WÓDKOWSKI A. 1971. Fragment jaskini z fauną czwartorzędową w okolicach Miedzianki — Góry Świętokrzyskie (Fragment d'une caverne à ossement de la faune pleistocène aux environs du mont Miedzianka — Montagnes de St. Croix). — *Speleologia*, vol. 6, no. 1—2. Warszawa.
- ZOŁNIERZ A. 1971. Kemowe formy w Pasmie Przedborsko-Małopolskim (Kames structures in the Przedbórz-Małopolszcz Range). — *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie* nr 40, *Prace Geogr.* nr 5. Kraków.

SUMMARY

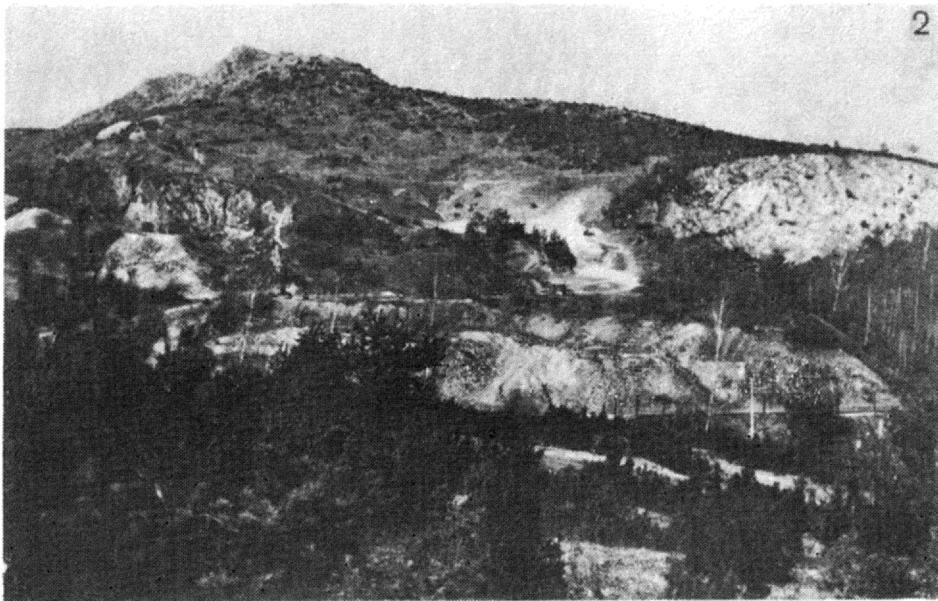
The area studied is situated at SW margins of the Paleozoic core of the Holy Cross Mts, at the western part of Chęciny anticline. The core of the anticline is built of Cambrian shales and siltstones, whereas its limbs of Devonian limestones markedly more resistant to weathering, also as compared to clay-sandy Lower Triassic rocks that contact the limbs from the south (cf. Figs 1—2). The structure of the anticline is also markedly influenced by a dense network of faults of two predominating directions, *viz.* WNW-ESE and NNE-SSW, which were repeatedly reactivated during the late Tertiary time (Lindner 1971a). These lithological and tectonic factors resulted in the formation of deep river valleys discharging waters towards the south in the late Tertiary and early Quaternary time (denivelations may be estimated at 100—150 m). The oldest Quaternary deposits are represented in valleys by weathering clays (Fig. 2), up to 10 m thick, and directly covering the Devonian limestones.

The Cracow (Mündel) Glaciation is represented by two series of tills, indicating twofold entering of the icesheet (cf. Figs 2—3). Data from numerous boreholes show that the icesheet never covered the whole area but rather was stopped by the hills. This gave rise to an oasis surrounded by ice and sheltered by those hills (Figs 3—4), and in which deposition of silts and afterwards of sands took place.

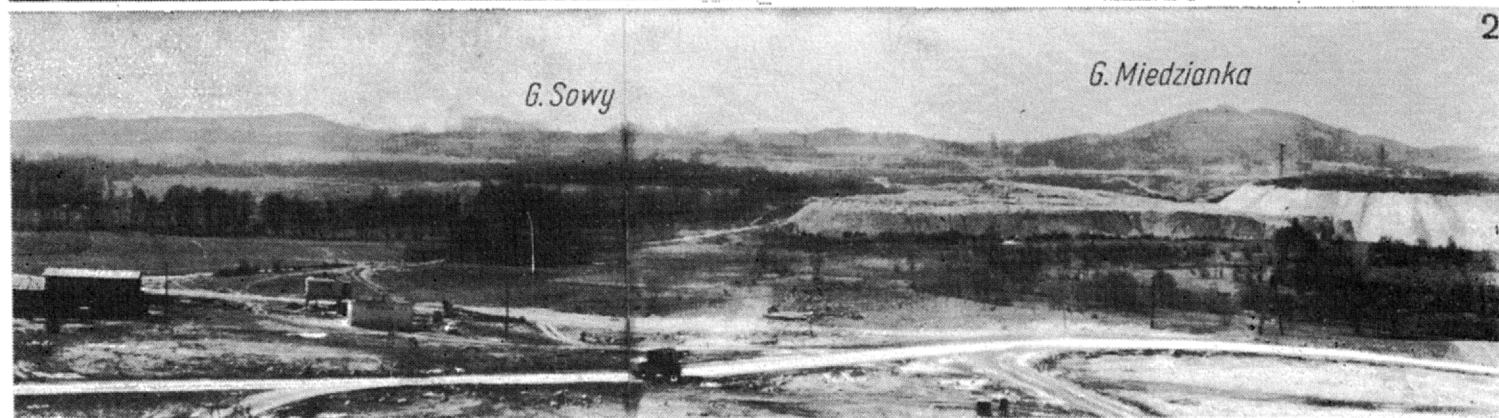
During the Great (Holstein) Interglacial, an extensively deep valley (30 to 50 m deep) was formed and subsequently filled by vast amount of gravels and sands (Fig. 2); it discharged waters towards the south, into the contemporaneous pre-Nida river valley (Hakenberg & Lindner 1971).

Mid-Polish (Biss) icesheet was stopped at the distance of 7—9 km NW of the region. The morphological analysis shows that drainage basin of the upper Hutka river could not discharge waters from the front of the icesheet, and it was the time of acceleration of slope processes. A valley eroded 15—20 m down the present water level in the river was presumably formed during the optimum Eem Interglacial. This valley was buried during the post-optimum part of the Eem Interglacial and Baltic (Würm) Glaciation time. The subsequent erosion resulted in the formation of a terrace situated about 3 m above the present water level, and it was accompanied by intense eolian processes. The final erosional and depositional processes in the Hutka valley, active during the Holocene, are responsible for the development of the flood-plain.

*Institute of Geology
of the Warsaw University
02-089 Warszawa, Al. Zwirki i Wigury 93
Warsaw, February 1973*



- 1 — Widok na górę Miedziankę od strony pn.-zachodniej; na pierwszym planie odsłonięcie piasków kemowych.
- 2 — Widok na górę Miedziankę od strony wschodniej; w obniżeniu między kamieniołomami widoczny płat piasków kemowych.
- 1 — Mt. Miedzianka seen from the NW side; outcrop of kame sands in the foreground.
- 2 — Mt. Miedzianka seen from the E side; a patch of kame sands in the depression between two quarries (Devonian limestones).



- 1 — Widok poprzez dolinę rzeki Hutki na górę Miedziankę i górę Ołowiankę (od strony wschodniej)
 2 — Widok poprzez dolinę rzeki Hutki na górę Miedziankę i górę Sowy (od strony pn.-wschodniej).
 1 — Mt. Miedzianka and Mt. Ołowianka seen from the east, across the Hutka river valley.
 2 — Mt. Miedzianka and Mt. Sowy seen from the NE, side across the Hutka river valley.