

MACIEJ HAKENBERG i LESZEK LINDNER

## Stratygrafia osadów czwartorzędowych w dolinie środkowej Nidy

### QUATERNARY DEPOSITS OF THE MIDDLE NIDA VALLEY

**STRESZCZENIE:** W oparciu o badania terenowe poparte analizą zdjęć lotniczych ustalono stratyografię osadów czwartorzędowych w dolinie środkowej Nidy pomiędzy Tokarnią a Sobkowem, której obszar przykryty został jedynie przez łądolość zlodowacenia krakowskiego (G II). W obrębie utworów wypełniających dolinę wyróżniono pięć głównych zespołów aluwialnych reprezentujących kolejno: interglacjał przasnyski (J I/II), interglacjał wielki (J II/III), interglacjał eemski (J III/IV), okres młodszego Dryasu, oraz osady współczesne.

#### WSTĘP

Rezultaty badań przedstawione w niniejszej pracy są częścią opracowania związanego z wykonywaniem arkusza Chęciny szczegółowej mapy geologicznej Polski. Profile wiertnicze, wykorzystane w pracy, zaczerpnięte zostały głównie z opracowań archiwalnych (Świdziński 1946, Świdziński & Sokołowski 1946). Częściowo wykorzystano także profile wierceń, sond i szurfów zawarte w dokumentacjach geologiczno-inżynierskich (Suślik, Berg & Migdał 1955; Łozińska-Stępień, Liszkowski & Hakenberg 1968). Dokonując porównania z obszarami sąsiednimi, wykorzystano również profil wiercenia w Skibach (Czarnocki 1922), który udostępniony został autorom dzięki uprzejmości Mgr K. Pawłowskiej.

Osady występujące w dolinie środkowej Nidy, pomiędzy Tokarnią a Sobkowem, były dotychczas analizowane głównie z punktu widzenia rezultatów sondowań geofizycznych (Stopiński 1959) oraz opracowań geologiczno-inżynierskich (Kowalski 1959; Łozińska-Stępień, Liszkowski & Hakenberg 1968). W zachodniej części regionu świętokrzyskiego osady wypełniające doliny rzeczne nie mają tak szczegółowego opracowania

stratygraficznego, jak utwory czwartorzędowe zachowane w sytuacjach wyżynnych (Czarnocki 1927, 1931). Dokonana ostatnio charakterystyka osadów wypełniających dolinę środkowej Nidy (Hakenberg 1970a, b) również dała jedynie syntetyczny obraz ich pozycji stratygraficznej. Znajomość problematyki czwartorzędowej tego odcinka doliny Nidy uzupełniają opracowania przyczynkowe (Michalska 1961, Kaźmierczak & Pszczołkowski 1967) oraz prace o charakterze bardziej ogólnym (Klimaszewski 1952, Łyczewska 1959, Mojski & Rühle 1965, Różycki 1967, Nowak 1970).

Na terenach sąsiadujących z obszarem badanym, stratygrafią osadów dolinnych zajmowano się dotychczas tylko z okazji wykonywania zdjęć geologicznych (Filonowicz 1965, 1968; Łyczewska 1968, 1969a, b; Lindner 1971) lub opracowań geomorfologicznych (Lencewicz 1916, Flis 1956, Radłowska 1966).

Za omówienie problematyki zawartej w niniejszej pracy oraz za cenę rady i uwagi autorzy pragną serdecznie podziękować Prof. dr S. Z. Różyckiemu. Za interesującą dyskusję autorzy dziękują także Doc. dr E. Falkowskiemu.

#### CHARAKTERYSTYKA PODŁOŻA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Obszar objęty niniejszym opracowaniem stanowi fragment południowego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Utwory występujące w podłożu czwartorzędu należą tutaj do środkowego i górnego triasu, środkowej i górnej jury, środkowej i górnej kredy oraz być może trzeciorzędu (fig. 1); miejscami utwory te odsłaniają się spod osadów czwartorzędowych (fig. 2).

Bliższe dane odnoszące się do stratygrafii, litologii i tektoniki utworów mezozoicznych znajdują się w osobnych pracach (Czarnocki 1926, 1938; Świdziński 1932; Senkowicz 1959; Kutek 1968; Pszczołkowski 1970; Hakenberg 1970a, b). Zaznaczyć tutaj należy tylko, że drobnoklastyczne skały kajpru i batonu dają w morfologii partie obniżone, zaś węglanowe skały górnej jury zaznaczają się naprzemianległymi grzbietami i dolinkami. Wapienie turonu tworzą z kolei wyraźny grzbiet, przechodzący ku południowi w obniżenie, predysponowane obecnością margli i opok koniak, santonu i kampanu (fig. 1 i 2). Pod względem tektonicznym, rozważane utwory mezozoiczne ujęte są w trzy fałdy, przecięte licznymi uskoki i strefami spękań (fig. 1). Dyslokacjami o większym regionalnym znaczeniu są trzy uskoki poprzeczne w stosunku do osi fałdów, a przebiegające wzdłuż Nidy, Białej Nidy i Hutki, wzdłuż dolnego biegu Czarnej Nidy, oraz uskoki podłużny biegnący od Mostów w stronę Tokarni (por. fig. 1).

## CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA

Opisując charakter i przebieg procesów czwartorzędowych, autorzy dokonali podziału badanego obszaru na dwie zasadnicze jednostki geomorfologiczne: obszar wyżynny oraz dolinę Nidy.

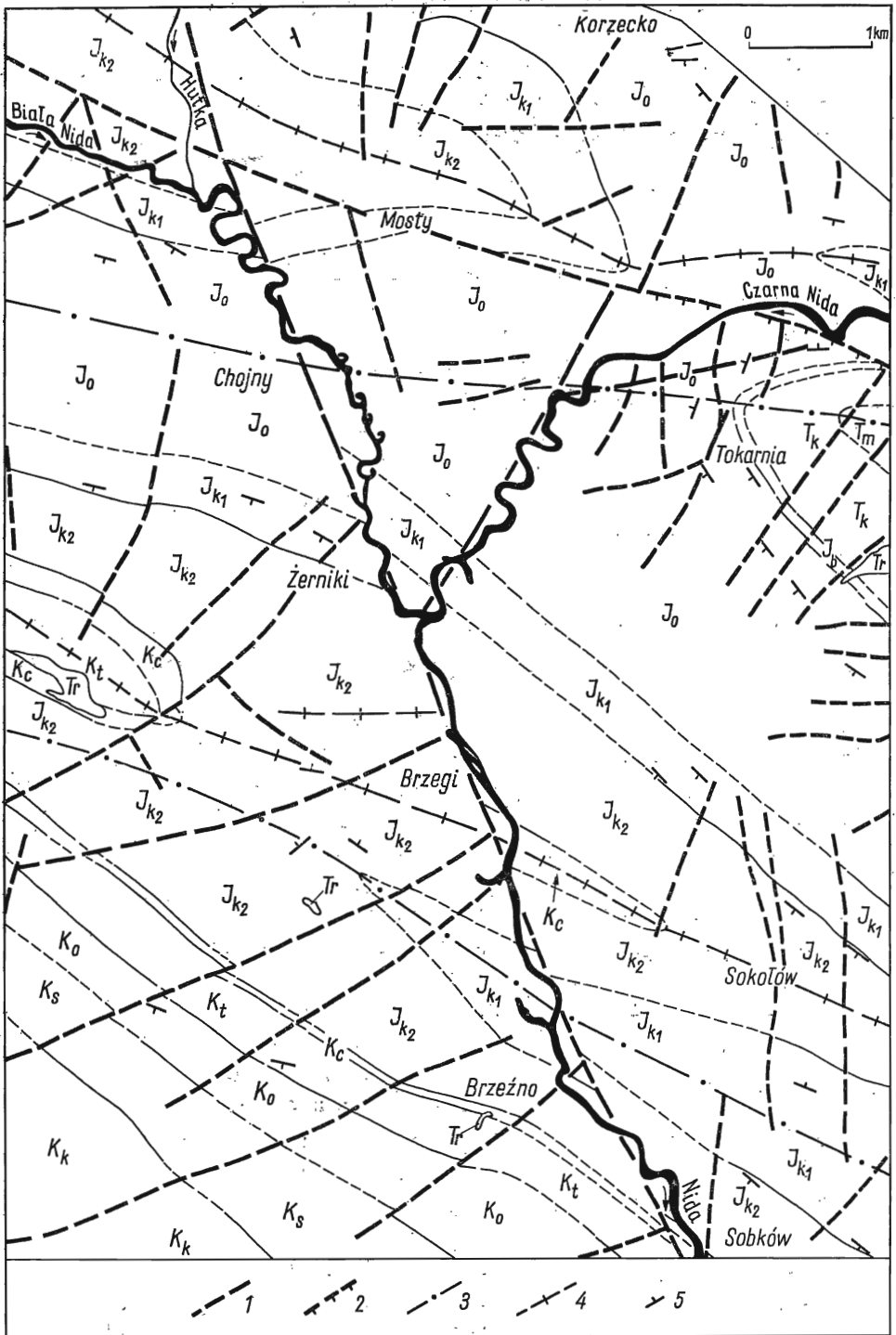
*Obszar wyżynny*

Badany obszar wyżynny rozcięty jest przez Nidę oraz Białą i Czarną Nidę na trzy jednostki niższego rzędu: Płaskowyż Jędrzejowski, Grzyw Korzeczkowski i Pogórze Szydłowskie (por. Flis 1956).

Od zachodu do doliny Nidy przylega północno-wschodni skraj Płaskowyżu Jędrzejowskiego, którego powierzchnia w obrębie badanego obszaru nie przekracza 282 m n.p.m., dając w porównaniu ze współczesnym dnem doliny Nidy deniwelacje około 70 m. Ukształtowanie powierzchni badanego wycinka Płaskowyżu jest wyraźnym odbiciem litologii i tektoniki utworów mezozoicznych (por. fig. 1 i 2). Dolinki o kierunku SW-NE rozwinięte są z reguły wzdłuż stref uskokowych i mają zarówno charakter konsekwentny jak i obsekwentny. Natomiast dolinki o kierunku NW-SE są wyraźnie uzależnione od litologii i rozciągłości struktur podłoża, posiadając tym samym charakter subsekwentny (na W od Chojn, pomiędzy Bizorendą a Brzegami, oraz na SW od Brzeźna). Boczne dolinki rozcinające Płaskowyż Jędrzejowski posiadają w większości założenia staroczwartorzędowe i wypełnione są częściowo osadami plejstocenijskimi.

Pasma Grzyw Korzeczkowskich położone jest na północ od opisywanego odcinka doliny Nidy, wznosząc się na wysokość około 100—120 m ponad jej współczesne dno. Grzbiet pasma znajduje się na wysokości 290—333 m n.p.m., przy czym szerokość jego w części zachodniej nie przekracza 0,5 km. W części wschodniej pasmo rozwidła się, co wiąże się z jednej strony z przebiegiem dyslokacji oraz struktur zbudowanych z utworów jurajskich (fig. 1), a z drugiej strony jest wynikiem nadbudowania północnego odcinka pasma przez utwory lessowe (fig. 2). Grzywy Korzeczkowskie rozcięte są niezbyt długimi dolinkami usytuowanymi na liniach stref dyslokacyjnych o przebiegu SW-NE. Dolinki te, podobnie jak w poprzedniej strefie, wypełnione są częściowo osadami czwartorzędowymi.

Badany fragment Pogórza Szydłowskiego przylega od wschodu do doliny Nidy. Powierzchnia jego nie przekracza wysokości 298 m n.p.m., co w porównaniu ze współczesnym dnem doliny daje maksymalne deniwelacje rzędu 85 m. Podobnie jak w przypadku poprzednich jednostek geomorfologicznych, tak i tu ukształtowanie powierzchni wyraźnie uzależnione jest od litologii i tektoniki utworów mezozoicznych, a sieć dolinek subsekwentnych jest nawet znacznie lepiej rozwinięta. Większa szerokość, długość i głębokość tych dolinek jest przede wszystkim wynikiem



pochylania się osi struktur fałdowych w kierunku NW (fig. 1). Szeroko rozwinięte dolinki subsekwentne stanowią lokalną bazę erozyjną dla rozcięć mniejszych, posiadających zarówno charakter konsekwentny jak i resekwentny czy obsekwentny (por. fig. 1 i 2). Wszystkie te dolinki wypełnione są częściowo osadami czwartorzędowymi.

### *Dolina Nidy*

Ponieważ zarówno w dolinie Nidy jak i w dolnych odcinkach dolin Białej i Czarnej Nidy przebiegały analogiczne procesy geologiczne i morfogenetyczne, doliny te zostaną potraktowane łącznie jako szeroko pojęta dolina środkowej Nidy.

W obrębie opisywanego odcinka, szerokość doliny środkowej Nidy waha się od 3 do 1,5 km i jedynie na wysokości Brzeźna zwęża się do około 1 km, co wiąże się wyraźnie z przelomowym jej charakterem (fig. 2). Na południe od przelomu, na wysokości Sobkowa, szerokość doliny Nidy dochodzi do 4 km. Południkowy przebieg doliny środkowej Nidy uwarunkowany jest tutaj generalną strefą uskokową przedłużającą się na północ w rejon doliny Hutki (fig. 1).

W oparciu o badania terenowe (Hakenberg 1970a, b) oraz analizę zdjęć lotniczych, wyróżniono w obrębie doliny środkowej Nidy cztery tarasy.

Najwyższym jest taras IV, którego powierzchnia znajduje się około 10—15 m nad poziomem Nidy i zachowana jest fragmentarycznie koło Chojn i Brzeźna (fig. 2, 4 i 6) oraz u wylotu doliny Hutki (fig. 2). Szerokość fragmentów tego tarasu nie przekracza 0,5 km, przy wysokości bezwzględnej jego powierzchni rzędu 222—226 m n.p.m. Powierzchnia tarasu IV przechodzi stopniowo w wyżej leżącą powierzchnię osadów piaszczystych wypełniających obniżenia podłoża na wyżynie, przy czym granica ta jest trudna do prześledzenia. Opisywany taras zbudowany jest z osadów piaszczysto-żwirowych, leżących na powierzchni erozyjnej utworzonej głównie w utworach zastoiskowych. Taras IV utworzony został podczas jednego z recesyjnych glacyetapów zlodowacenia środkowopolskiego, będąc wy-

Fig. 1

Szkic tektoniczny badanego obszaru  
(wg Hakenberga, 1970a, b; uzupełniony materiałami Kutka, 1968, i Pszczółkowskiego, 1970)

1 uskoki i strefy spekań, 2 nasunięcia, 3 osie antyklinali, 4 osie synklinali, 5 biegi i upady

Tectonic sketch of the investigated area  
(after Hakenberg, 1970a, b; supplemented by Kutka, 1968, and Pszczółkowski, 1970)  
1 faults and fracture zones, 2 overthrusts, 3 anticline axes, 4 syncline axes, 5 strike and dip

nikiem zazębiana się procesów peryglacialnych oraz działalności wód fluwioglacjalnych i ekstraglacjalnych (por. Łyczewska 1968). Taras ten nie był dotychczas tutaj wyróżniany.

Taras III, o wysokości względnej 7—8 m, zachowany jest po obu brzegach doliny, z wyjątkiem odcinka przełomowego, gdzie został usunięty w wyniku późniejszych procesów erozyjnych (fig. 2). Przeciętna jego szerokość wynosi 0,5 km i jedynie w strefach wylotu bocznych dolinek, gdzie nadbudowany jest stożkami napływowymi, szerokość jego dochodzi do 1 km; powierzchnia tarasu znajduje się na wysokości 215—211 m n.p.m. Akumulację osadów tarasu III wiązać należy z ostatnim zlodowaceniem (Filonowicz 1965, 1968; Radłowska 1966; Łozińska-Stępień, Liszkowski & Hakenberg 1968; Hakenberg 1970a, b).

Taras II, o wysokości względnej 3—4 m, podobnie jak poprzedni, nie jest oddzielony od wyższej powierzchni wyraźną strefą krawędziową. Powierzchnia tarasu II znajduje się na wysokości 211—209 m n.p.m. i tworzy listwę wzdłuż wschodniego brzegu doliny (fig. 2). Taras ten stwierdzono również w okolicy Mostów. Zdaniem autorów, okres akumulacji osadów tarasu II poprzedzony był okresem erozji wglębnej rozcinającej powierzchnię tarasu wyższego o kilka metrów. W oparciu o analizę zdjęć lotniczych i obserwacje terenowe można przypuszczać, że utworzenie opisywanej powierzchni mogło być wynikiem akumulacyjnej działalności rzeki dzikiej (według terminologii Falkowskiego, 1967) i odnosi się do najmłodszej części zlodowacenia bałtyckiego. Taras ten jest fragmentarycznie przykryty utworami madowymi, co jest związane z okresowym wykorzystywaniem tego poziomu jako wyższego tarasu zalewowego (Filonowicz 1965, 1968).

Współczesne dno doliny Nidy tworzy kilkustopniowy taras I (niższy

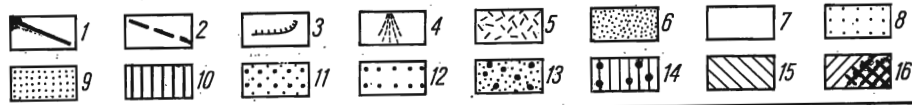
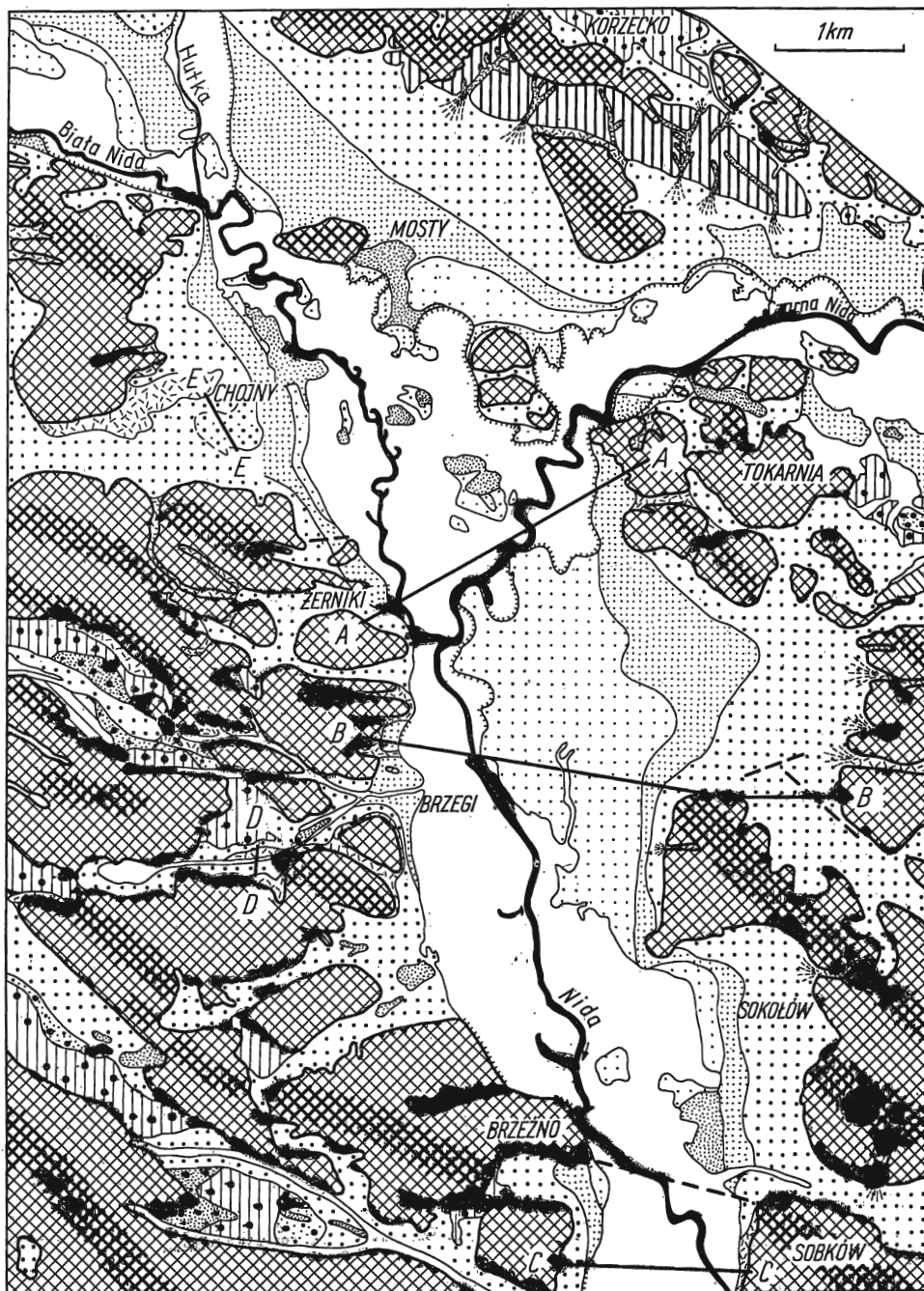
Fig. 2

Szkic morfologiczno-geologiczny badanego obszaru

1 linie przekrojów geologicznych (por. fig. 4—6), 2 linie roboczych przekrojów, 3 krawędzie erozyjne, 4 stożki napływowe, 5 pokrywy deluwialne, 6 wydmy i pola piasków rozwiewanych. Holocen: 7 taras I i dna bocznych dolinek. Młodszy Dryas: 8 taras II. Zlodowacenie bałtyckie (G IV): 9 taras III, 10 pokrywa lessowa. Zlodowacenie środkowopolskie (G. III): 11 taras IV, 12 mułki i piaski akumulacji zastoiskowej oraz piaski i żwiry akumulacji fluwioperiglacialnej. Zlodowacenie krakowskie (G II): 13 piaski fluwioglacjalne, 14 gliny zwałowe. Trzeciorzęd: 15 gliny, piaski, żwiry, 16 wychodnie osadów mezozoicznych, miejscami tworzące wyraźniejsze kulminacje morfologiczne (znaczone grubszymi liniami)

Morpho-geologic sketch of the investigated area

1 lines of geologic cross sections (cf. Figs 4—6), 2 field section lines, 3 erosion escarpments, 4 alluvial fans, 5 delluvial covers, 6 dunes and out-blown sand fields. Holocene: 7 1st terrace and floors of side valleys. Younger Dryas: 8 IIrd terrace. Baltic glaciation (G IV): 9 IIIrd terrace, 10 loess cover. Middle Polish glaciation (G III): 11 IVth terrace, 12 silts and sands of ice-barred accumulation, and sands and gravels of fluvioperiglacial accumulation. Cracovian glaciation (G II): 13 fluvioglacjal sands, 14 tills. Tertiary: 15 clays, sands and gravels, 16 Mesozoic substrate, locally forming distinct morphologic culminations



zalewowy) o wysokości względnej dochodzącej do 2 m. Znaczna szerokość tego tarasu (fig. 2), przy jego małej wysokości względnej oraz niewielkim spadku (0,5‰), sprzyja częstym wezbraniom powodziowym sięgającym, w wyjątkowych przypadkach, do powierzchni poprzedniego tarasu. Taras I zbudowany jest z osadów piaszczysto-madowych ze szczątkami roślin i wkładkami torfów. Na powierzchni tarasu zachowane są liczne starorzecza, z których część (jak wynika ze starych map) wykorzystywana była przez nurt jeszcze w ubiegłym wieku.

#### LITOLOGIA I STRATYGRAFIA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Na obszarze wyżynnym, bezpośrednio na podłożu zbudowanym ze skał mezozoicznych, leżą niezgodnie utwory żwirowo-piaszczysto-gliniaste, młodsze niewątpliwie od górnej kredy, a pozbawione materiału północnego. Tworzą one niewielkie izolowane płyty; większe z nich i nieco lepiej poznane występują w okolicy Brzeźna, Bizorendy i Tokarni (fig. 1 i 2). Materiał żwirowy w nich zawarty to głównie otoczaki rozmaitych krzemieni i kwarcu; wyjątkowo w okolicach Brzeźna znalezione zostały nieznaczne okruchy piaskowców glaukonitowych, pochodzących z cenomanu. Opisane utwory traktowane są jako strzępy lądowych osadów trzeciorzędu (Hakenberg 1970a, b). Nie jest wykluczonym jednak, że mogą to być osady preplejstocenijskie.

Zważywszy, że w dolinie środkowej Nidy oraz na terenach przyległych nie znaleziono dotychczas pewnie datowanych stanowisk interglacialnych lub interstadialnych, stratygrafię osadów czwartorzędowych ustalono tutaj w oparciu o klimatostratygraficzną interpretację zjawisk geologicznych, które zarejestrowane zostały nie tylko przez procesy akumulacji, lecz również przez procesy wietrzenia oraz erozji i denudacji (por. Różycki 1967).

#### Złodowacenie podlaskie (G I)

Przemieszczone gliny oraz ility zwietrzelinowe z rumoszem materiału lokalnego są przypuszczalnie najstarszymi osadami plejstocenijskimi na badanym obszarze. Osady te znane są głównie z wierceń wykonanych zarówno na wyżynie jak i w dolinie środkowej Nidy, gdzie leżą one bezpośrednio na utworach podczwartorzędowych lub ich zwietrzelinach i przykryte są przez młodsze utwory plejstocenijskie (fig. 4). Miąższość ich waha się od kilkudziesięciu centymetrów, w górnych częściach stoków kopalnych dolin, do około 4 m w dnie staroplejstocenijskiej doliny środkowej Nidy (fig. 4A, B, C, warstwy 1—4). Osady te nie zawierają materiału paleozoicznego oraz skandynawskiego, odznaczają się barwą szaro-żółtą lub żółto-zieloną oraz mniejszą lub większą domieszką niezsylikowanego rumoszu wapiennego. Niekiedy w obrębie nich pojawiają się soczewki piasku o doskonałe obtoczonych ziarnach oraz stokowo przemieszczone smugi białych iłów trzeciorzędowych. Pojawienie się w rozważanych osadach dość świeżego materiału rumoszowego, jak również wzrastająca miąższość



tych osadów w kierunku osi obniżen, przemawia za ówczesnym intensywnym rozwojem procesów wietrzeniowych zachodzących przy współdziałaniu dezintegracji mrozowej, oraz wskazuje na rozwój procesów stokowych typowych dla stref oddziaływania klimatu peryglacjalnego.

Gliniasto-gruzowe pokrywy zwietrzelinowe, nie będąc przytrzymywane przez szatę roślinną, spływały w dół i zapełniały przede wszystkim wszelkie obniżenia pochodzenia krasowego. W strefie późniejszej doliny Nidy, wypełniały one rozległe zagłębienia zapewne typu polii, których genezę należy wiązać z trzeciorzędowym wietrzeniem krasowym, wykorzystującym strefy strzaskań i rozluźnień dyslokacyjnych. Opisywane pokrywy zwietrzelinowe łączą w sobie cechy osadów peryglacjalnych i wydają się spełniać warunki, którym — zdaniem S. Z. Różyckiego (1967) — winny odpowiadać osady obszaru ekstraglacialnego w okresie zlodowacenia podlaskiego (G I).

Analogiczne pokrywy zwietrzelin lokalnych znane są także w strefie występowania utworów paleozoicznych (fig. 3) i opisywane były na sąsiednich obszarach (Czarnecki 1927, 1931; Bobrowski 1939), gdzie widziano w nich lokalne gliny zwalowe najstarszego zlodowacenia (Czarnecki 1931) lub osady przedkrakowskiego zlodowacenia lokalnego (Łyczewska, *vide* Różycki 1967).

### *Interglacjał prasnyski (J I/II)*

Piaski gruboziarniste z rumoszem oraz żwiru wapienne z tego okresu zajmują najniższe położenie w obrębie aluwiów wypełniających dolinę środkowej Nidy. Utwory te stwierdzono tylko jednym wierceniem usytuowanym w osiowej części doliny pomiędzy Żernikami a Tokarnią (fig. 4A); są one reprezentowane w dolnej części przez piasek gruboziarnisty z kanciastym rumoszem wapieni oolitowych i muszlowcowych kimerydu (warstwa 5), a w części górnej przez żwir tychże wapieni przemieszany z piaskiem (warstwa 6). Miąższość tych osadów wynosi co najmniej 4,5 m, a strop ich znajduje się na wysokości 185 m n.p.m. Rozpatrywane osady przykryte są cienką warstwą żółtego iłu zwietrzelinowego z rumoszem wapiennym (warstwa 7) oraz młodszymi aluwiami piaszczysto-rumoszowymi (fig. 4A, warstwa 9; fig. 4B, warstwa 8). Piaski gruboziarniste z rumoszem oraz żwiru tych najstarszych aluwiów nie zawierają zsylikowanego materiału lokalnego, tak typowego dla utworów trzeciorzędowych i preplejstoczeńskich, a jednocześnie charakteryzują się brakiem materiału północnego.

Ponieważ nie udało się prześledzić występowania tych osadów w południowej części opisywanego odcinka doliny Nidy, a badania elektrooporowe (Stopiński 1959) raczej wykluczają możliwość istnienia kopalnej doliny pomiędzy wierceniami, dlatego sądzić można, że mamy tu do czynienia z interglacialną doliną rzeczną o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Tym samym również nie można potwierdzić sugestii W. A. Nowaka (1970) dotyczącej istnienia południkowego odcinka doliny środkowej Nidy w okresie poprzedzającym zlodowacenie krakowskie. Wydaje się natomiast możliwym, że najstarsze osady rzeczne mogą odpowiadać wyróżnionym przez P. Filonowicza (1965, 1968) staroplejstoczeńskim osadom rzeczonym wypełniającym głębokie doliny na wschód od badanego terenu. Ku zachodowi, śladów staroplejstoczeńskich aluwiów szukać można w dnie rozległej formy dolinnej ciągnącej się po NE stronie Pasma Przedborsko-Małoskiego (Jurkiewiczowa 1965), lub też w dolinie pra-Nidy Białej (Nowak 1970)<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Z uwagi na to, że najstarsze plejstoczeńskie osady rzeczne regionu świętokrzyskiego występują w wielu przypadkach na różnych wysokościach bezwzględnych, wydaje się, iż nie można wykluczyć ich neotektonicznego przemieszczenia w starszym plejstocenie.

Być może, iż śladem procesów wietrzeniowych, rozwijających się na badanym obszarze w okresie najstarszego interglacjału, jest również poziom żółto-rdzawej gliny zwietrzelinowej, występującej w profilu wiercenia Skiby (fig. 3), poniżej kompleksu mułkowo-piaszczystego.

### Zlodowacenie krakowskie (G II)

Okres zlodowacenia krakowskiego jest na badanym obszarze reprezentowany przez: piaski i mułki, dwa poziomy gliny zwałowej wraz z osadami rozdzielającymi

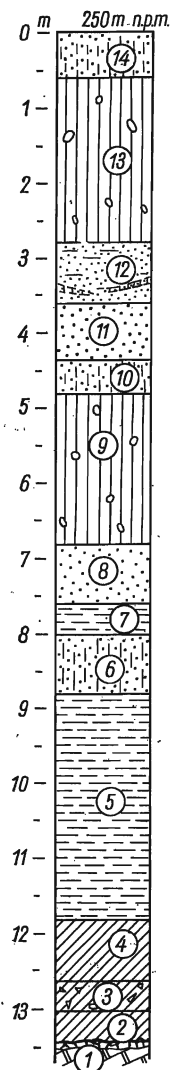


Fig. 3

Profil wiertniczy osadów czwartorzędowych w Skibach koło Chęciny (litologia wg Czarnockiego, 1922; interpretacja stratygraficzna wg autorów)

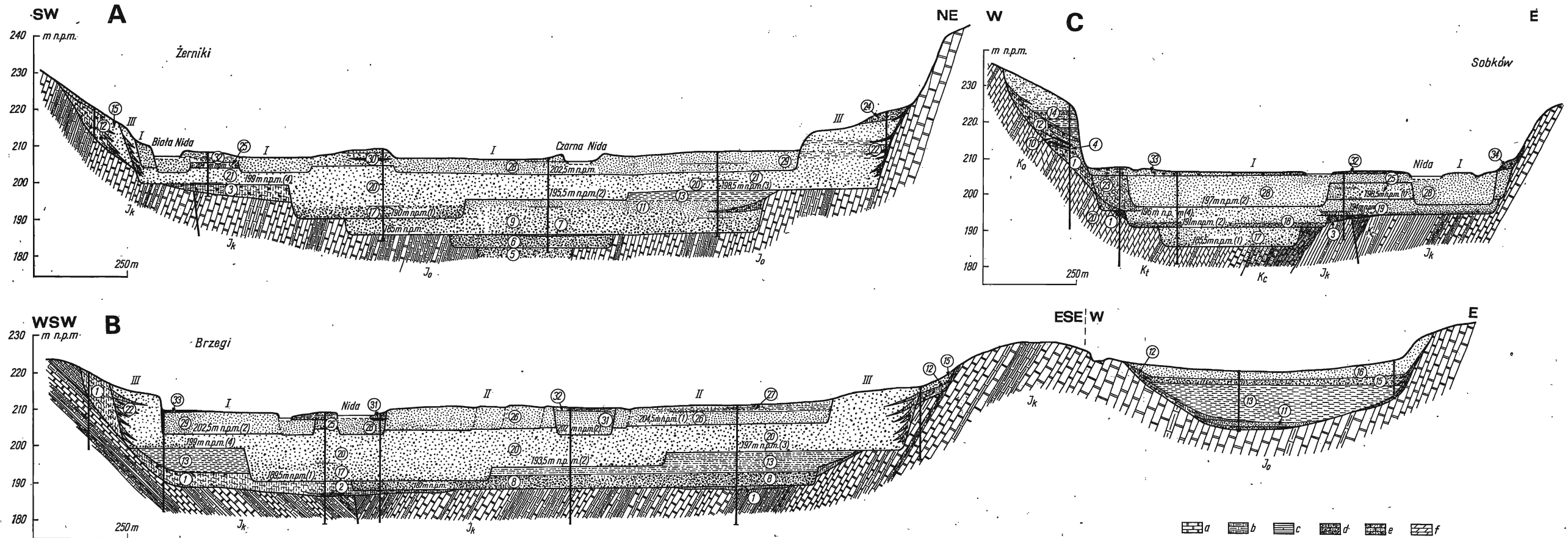
1 dolomit dewoński, 2 glina zwietrzelinowa (ciągliwa). Zlodowacenie podlaskie (G I): 3 glina zwietrzelinowa, warstwowana, wiśniowa z rumoszem skał lokalnych (przerobiona w warunkach peryglacialnych). Interglacjał przasnyski (J I/II): 4 glina zwietrzelinowa żółto-rdzawa, warstwowana (poziom wietrzeniowy?). Zlodowacenie krakowskie (G II): 5 mułek popielato-żółty, 6 piasek gliniasty, warstwowany, 7 mułek lessowaty, 8 piasek żółty, 9 glina zwałowa, żółta z materiałem lokalnym i skandynawskim, 10 piasek gliniasty, 11 piasek gruboziarnisty, 12 piasek mułkowy z wkładkami piasku gliniastego, 13 glina zwałowa czerwonobrazowa z materiałem lokalnym i skandynawskim, 14 piasek gliniasty

Quaternary deposits at Skiby near Chęciny (after Czarnocki, 1922; stratigraphic interpretation by the authors)

1 Devonian dolomite, 2 weathering clay. Podlasie glaciation (G I): 3 layered, cherry red weathering clay with local debris (reworked under periglacial conditions). Przasnysz interglacial (J I/II): 4 layered, yellowish-rusty weathering clay. Cracovian glaciation (G II): 5 grayish-yellow silt, 6 loamy sand, 7 loess-like silt, 8 yellow sand, 9 yellow till with local and Scandinavian material, 10 loamy sand, 11 coarse-grained sand, 12 silty sand with inliers of loamy sand, 13 brownish-red till with local and Scandinavian material, 14 loamy sand

oraz przez piaski fluwioglacialne bezpośrednio wiążące się z górną gliną zwałową. Osady te zachowały się tylko poza doliną, gdzie leżą bezpośrednio na utworach mezozoicznych lub ich zwietrzelinach, przerobionych niekiedy w warunkach peryglacialnych.

Przekroje geologiczne (A, B, C) przez dolinę Nidy — Geologic cross sections (A, B, C) through the Nida valley



Jo oksford, Jk kimeryd, Kc cenoman, Kt turon, Ko koniak, a wapień, b margle i wapień margliste, c łowce i mułowce, d zlepierce wapniste, e piaskowce wapniste, f opoki i gezy. Zlodowacenie podlaskie (G I): 1 gliny zwietrzelinowe biało-żółte, miejscami piaszczyste z rumoszem skał lokalnych (przerobione w warunkach peryglacialnych), 2 piasek drobnoziarnisty, 3 il żółto-zielony, zwietrzelinowy z rumoszem skał lokalnych (przerobiony w warunkach peryglacialnych), 4 il biały, zwietrzelinowy w dole z okruchami skał lokalnych. Interglacjał przasnyski (J I/II): 5 piasek gruboziarnisty z rumoszem skał lokalnych, 6 żwir wapienny z piaskiem. Interglacjał wielki (J II/III): 7 il zwietrzelinowy z rumoszem (spływ), 8 rumoż wapienny z piaskiem, 9 rumoż wapieni oraz piaskowców Kredowych i triasowych z piaskiem, 10 poziom wietrzelnowy. Zlodowacenie środkowopolskie (G III): 11 piasek drobnoziarnisty ze spływami rumożu gliniastego, 12 glina zwietrzelinowa z rumoszem, 13 mułki ilaste, miejscami piaszczyste, 14 piasek drobnoziarnisty z przewarstwieniami mułków, 15 piasek różnoziarnisty z rumoszem, 16 piasek drobnoziarnisty. Interglacjał emski (J III/IV) oraz zlodowacenie bałtyckie (G IV max.): 17 rumoż głównie wapienny z materiałem skandynawskim i piaskiem, 18 żwir wapienny z materiałem skandynawskim i piaskiem, przechodzący ku górze w piasek z rumoszem, 19 piasek średnioziarnisty z rumoszem w dole, 20 piasek różnoziarnisty z materiałem skandynawskim i rumoszem skał lokalnych, 21 piasek średnioziarnisty, 22 mułek piaszczysty oraz piasek różnoziarnisty z rumoszem i spływami glin zwietrzelinowych, 23 piasek gliniasty, 24 deluwia. Schyłek ostatniego glacjału (młodszy Dryas): 25 piasek różnoziarnisty z rumoszem, 26 piasek drobnoziarnisty, 27 mada piaszczysta. Holocen: 28 piasek drobnoziarnisty ze żwirkiem, 29 piasek drobnoziarnisty, 30 piasek różnoziarnisty z soczewkami torfu, 31 torf, 32 mada piaszczysta, 33 piasek humusowy, 34 deluwia

Jo Oxfordian, Jk Kimmeridgian, Kc Cenomanian, Kt Turonian, Ko Coniacian, a limestones, b marls, c claystones and siltstones, d limy conglomerates, e limy sandstones, f opokas and gaizes. Podlasie glaciation (G I): 1 white-yellowish weathering clays, sandy in places, with local debris (reworked under periglacial conditions), 2 fine-grained sand, 3 yellow-greenish clay with local material (reworked under periglacial conditions), 4 white, weathering clay with local material at bottom. Prasnysk interglacial (J I/II): 5 coarse-grained sand with local material, 6 limestone gravel with sand. Great interglacial (J II/III): 7 weathering clay with debris (slide), 8 limestone debris with sand, 9 limestone and sandstone debris consisting of Triassic and Cretaceous rocks mixed with sand, 10 weathering horizon. Middle Polish glaciation (G III): 11 fine-grained sand with slides of loamy debris, 12 weathering clay with debris, 13 clayey, locally sandy silts, 14 fine-grained sand with silty intercalations, 15 sand with debris, 16 fine-grained sand. Eemian interglacial (J III/IV) and Baltic glaciation (G IV max.): 17 debris, chiefly of limestones, with Scandinavian material and sand, 18 limestone gravel with Scandinavian material and sand, passing upward into sand with debris, 19 medium-grained sand with debris at bottom, 20 sand with Scandinavian and local material, 21 medium-grained sand, 22 sandy silt, and sand with debris and slides of weathering clays, 23 loamy sand, 24 deluvium. The last glacial (Younger Dryas): 25 sand with debris, 26 fine-grained sand, 27 sandy mud. Holocene: 28 fine-grained sand with gravel, 29 fine-grained sand, 30 sand with peat inliers, 31 peat, 32 sandy mud, 33 humus sand, 34 deluvium

cyjnych (fig. 5 i 6). Występują one też oderwanymi płatami na zboczach bocznych dolinek i działach wodnych lub wypełniają staroczwartorzędowe obniżenia nie wciągnięte w młodszą sieć odpływu (fig. 2).

Piaski i mułki leżące pod gliną stwierdzono na badanym obszarze jedynie wierceniami, przy czym występowanie ich ograniczone jest do północnej części terenu. W wielu przypadkach piaski (o miąższości 0,5—6 m) leżą poniżej kompleksu mułkowego i wówczas odznaczają się grubszą frakcją, brakiem materiału północnego oraz obecnością żwiru skał lokalnych i szaro-żółtą barwą (wiercenie Miedzianka — *vide* Czarnocki 1922). Niekiedy piaski tworzą przewarstwienia w kompleksie mułkowym i mają wówczas frakcję drobniejszą lub też stają się bardziej gliniaste (wiercenie Skiby — *vide* Czarnocki 1922). Gdy piaski występują w stropie kompleksu mułkowego, oddzielając go od wyżej leżącej gliny zwałowej, to charakteryzują się ponownie większą zawartością frakcji grubszej, a nawet żwirowej, oraz zawierają często znaczną domieszkę materiału północnego (Miąsowa).

Mułki leżące pod gliną (mające miąższość do ok. 5 m) charakteryzują się szarą i żółtoszarą barwą, często zawierają drobne okruchy skał północnych i w wielu przypadkach przypominają utwory lessowe akumulowane w środowisku wodnym (*por.* Czarnocki 1927, 1931).

Na badanym obszarze seria piasków i mułków przykryta jest miejscami przez dwie gliny zwałowe rozdzielone utworami piaszczystymi lub utworami mułkowo-ilastymi (wiercenie Skiby — *vide* Czarnocki 1922, oraz Miąsowa). Dolna glina zwałowa (o miąższości 1—10 m) odznacza się barwą żółtą lub szarą i zawiera poza gładkami północnymi również znaczne ilości materiału lokalnego oraz trzeciorzędowego. W rejonie Miąsowej glina ta zawiera również kilkunastocentymetrowe soczewki gliniastego piasku. Dolna glina zwałowa oddzielona jest od górnej żółtymi piaskami gruboziarnistymi z drobnym żwirem oraz nadległymi piaskami mułkowatymi, mułkami lub iltami warwowymi. Miąższość serii międzyglinowej waha się od 0,5 do 3 m. Górna glina zwałowa charakteryzuje się barwą brązową lub żółtobrązową i poza materiałem północnym oraz lokalnym zawiera znaczną domieszkę zsylikowanych skał jurajskich. Miąższość górnej gliny nie przekracza 5 m.

W najbliższym sąsiedztwie doliny Nidy, w wyniku działania młodszych procesów erozyjno-denudacyjnych, usunięta została górna glina zwałowa wraz z podścielającą ją serią międzyglinową i na glinie dolnej leżą bezpośrednio osady piaszczysto-mułkowe akumulowane tu w okresie zlodowacenia środkowopolskiego (fig. 5 i 6). Piaski fluwioglacjalne, osadzone na badanym obszarze w okresie zaniku łańdolodu zlodowacenia krakowskiego, występują z reguły w sytuacjach wododziałowych, leżąc z dala od doliny Nidy na wysokości powyżej 280 m n.p.m.

Analizując sytuację stratygraficzną podglinowych osadów piaszczysto-mułkowych oraz wyżej leżącego kompleksu gliniastego przykrytego utworami fluwioglacjalnymi wydaje się, że seria ta osadzona została w okresie zlodowacenia krakowskiego (G II), którego łańdólód pokrył cały badany obszar, a nie podczas trzech zlodowaceń (najstarszego, krakowskiego i środkowopolskiego), jak sądził J. Czarnocki (1931). Osady podglinowe, występując głównie w obniżeniach staroczwartorzędowych, reprezentują akumulację typową dla dolin śródgórskich zabarykadowanych przez transgredujący łańdólód (*por.* Lindner 1970a, b), który stopniowo spiętrzał wody dolinne i sprzyjał powstawaniu osadów zastoiskowych, aby ostatecznie przykryć je osadami fluwioglacjalnymi, a następnie gliną zwałową.

Lessopodobny charakter mułków podglinowych może być wynikiem ówczesnego rozwoju procesów lessotwórczych, które nasilają się w anaglacjalnych częściach zlodowaceń (*por.* Różycki 1967). Seria międzyglinowa swą rangą i rozprzestrzenieniem nie reprezentuje utworów interglacjalnych, lecz wskazuje na oddzielność interglacystadiálną, a być może — interglacyfazową (Klimaszewski 1952; Filonowicz 1965, 1968; Różycki 1967; Hakenberg 1970a, b; Lindner 1971).

### *Interglacjał wielki (J II/III)*

Rumosz wapienny oraz piasek z rumoszem stanowią młodszą serię aluwialną w obrębie doliny środkowej Nidy (fig. 4A, B, warstwy 8 i 9). Osady te występują ponad utworami aluwialnymi interglacjału przasnyskiego i oddzielone są od nich cienkim przewarstwieniem gliniasto-rumoszowym (fig. 4A, warstwa 7) reprezentującym zboczowy spływ osadów zwietrzelinowych, bądź też leżą bezpośrednio na dnie wyciętym w skałach mezozoicznych i przykrywających je utworach zwietrzelinowych (fig. 4A, B). Rozważane osady reprezentowane są przez jasne piaski drobno- i średnioziarniste z mniej lub bardziej obtoczonym rumoszem jurajskich krzemieni, wapieni oolitowych i drobnopłytkowych oraz z otoczkami piaskowców kredowych i triasowych. Osady te wypełniają formę dolinną, której dno pochyla się wyraźnie ku północy, znajdując się na wysokości 185—187 m n.p.m. (fig. 4). Miąższość ich waha się od blisko 4 m w części południowej (przekrój B na fig. 4) do około 5 m w części północnej (przekrój A na fig. 4), przy czym w pierwszym przypadku są one przykryte mułkami, a w drugim — osadami drobnopiaszczystymi, które reprezentują już akumulację zastoiskową w dolinie zatamowanej od północy przez zbliżający się łądółód zlodowacenia środkowopolskiego. W południowej części doliny (fig. 4C) analogicznych osadów nie znaleziono, co zdaje się przemawiać za tym, że zostały one usunięte w wyniku młodszego cyklu erozyjnego.

Analizując skład petrograficzny osadów piaszczysto-rumoszowych, pochylenie dna doliny wypełnionej nimi, oraz fakt przechodzenia ich ku górze w serię zastoiskową z okresu zlodowacenia środkowopolskiego sądzić można, iż mamy tu do czynienia z doliną istniejącą zapewne już w interglacjałach wielkim, a z całą pewnością — w anaglacjalnej części zlodowacenia środkowopolskiego. Wzajemny stosunek tej doliny do doliny młodszej, ukazuje profil podłużny (fig. 7) uwzględniający zarówno dna kopalnych dolin i cokoły erozyjne, jak i wysokości tarasów.

Na wschód od badanego terenu, okres interglacjału wielkiego reprezentowany jest tylko osadami jeziornymi (Filonowicz 1965, 1968). W przypadku odcinka doliny Nidy, położonego bardziej na południe, śladem przepływu w okresie interglacjału wielkiego jest listwa skalna podbudowująca osady z okresu zlodowacenia środkowopolskiego. Występowanie tej listwy w rejonie Pińczowa (Radiowska 1966), powyżej współczesnego dna doliny Nidy (dno w poziomie 190—188 m n.p.m.), przy niższej wysokości kopalnego dna doliny interglacjałnej pomiędzy Brzegami a Tokarnią (187—185 m n.p.m), potwierdza pogląd na ówczesne pochylenie doliny Nidy z południa ku północy.

Poza doliną Nidy, okres wielkiego interglacjału zaznaczył się intensywnym rozwojem procesów erozyjno-denudacyjnych, co przejawiało się nie tylko znacznym zniszczeniem osadów zlodowacenia krakowskiego, ale również rozcięciem niżej leżących utworów mezozoicznych (fig. 5). Zapewne powstaniem ówczesnego wietrzelnia chemicznego są ślady poziomu wietrzelnioowego, rozwiniętego na utworach zwietrzelinowych (fig. 4C, warstwa 10) i przykrytego piaszczysto-mułkowymi utworami osadzonymi w czasie zlodowacenia środkowopolskiego.

### *Zlodowacenie środkowopolskie (G III)*

Utworami reprezentującymi okres zlodowacenia środkowopolskiego są: osady piaszczysto-mułkowe ze spływami zwietrzelin oraz wyżej leżące piaski ze żwirem i rumoszem. Występują one ponad aluwiami wypełniającymi doliny wielkiego interglacjału lub pokrywają bezpośrednio osady zlodowacenia krakowskiego oraz odsłaniające się spod nich twory mezozoiczne.

W obrębie doliny środkowej Nidy wymienione osady znajdują się na wysokości od około 190 do około 230 m n.p.m. (fig. 4A, B, C, warstwy 11—16; fig. 6, warstwa 4). Najniższa ich część reprezentowana jest przez jasnożółte piaski drobnoziarniste, zawierające wkładki zwietrzelin spełnionych ze zboczy doliny w warunkach klimatu peryglacialnego, oraz przez szarożółte mułki. Miąższość ich waha się od 2 do 7 m,

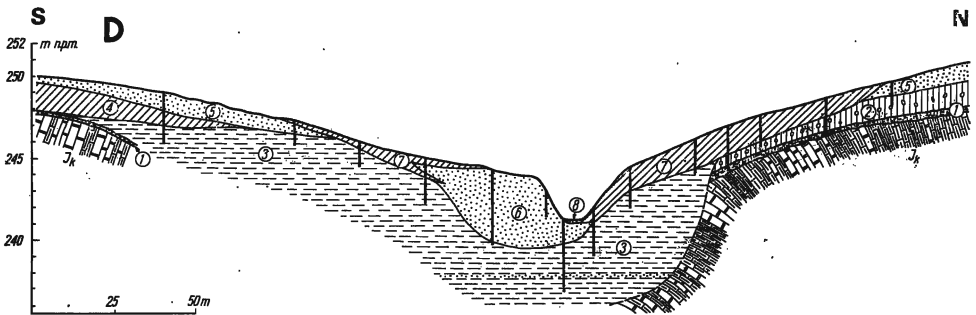


Fig. 5

Przekrój geologiczny (D-D) przez boczną dolinkę na W od Brzegów

Objaśnienie utworów przedczwartorzędowych jak na fig. 4. 1 glina zwietrzelinowa. Zlodowacenie krakowskie (G II): 2 glina zwałowa brązowa. Zlodowacenie środkowopolskie (G III): 3 mułki zastoiskowe, 4 deluwia gliniasto-piaszczyste, 5 piaski różnoziarniste akumulacji fluwioperyglacialnej. Zlodowacenie bałtyckie (G IV): 6 piaski drobnoziarniste, 7 deluwia gliniasto-piaszczyste. Holocen: 8 namuły

Geologic cross section (D-D) through a side valley, west of Brzegi

Explanation of pre-Quaternary deposits as in Fig. 4. 1 weathering clay. Cracovian glaciation (G II): 2 brown till. Middle Polish glaciation (G III): 3 ice-barred silts, 4 sandy-argillaceous delluvium, 5 fluvio-periglacial sands. Baltic glaciation (G IV): 6 fine-grained sands, 7 sandy-argillaceous delluvium. Holocene: 8 muds

w zależności od wielkości późniejszej erozji. Stanowią one swego rodzaju element przewodni przy ustalaniu stratygrafii utworów aluwialnych na badanym obszarze. Poza doliną Nidy, równowiekowymi osadami są naprzemianległe piaski i mułki, lub dość gruba seria mułkowa (fig. 4B, C; fig. 5). Z wysokości występowania tych osadów wynika, że akumulacja zastoiskowa sięgała tutaj do wysokości 248 m n.p.m., co przy uwzględnieniu położenia spągu równowiekowych osadów w dolinie Nidy daje zasypanie rzędu 50—60 m.

Zebrań na badanym obszarze obserwacje regionalne, analiza paleogeomorfologiczna (Hakenberg 1970a,b), oraz porównania z obszarami sąsiednimi (Filonowicz 1965, 1968; Lyczewska 1968, 1969a, b; Lindner 1971) pozwalają sądzić, że tak znaczna akumulacja zastoiskowa była tu możliwa jedynie w okresie transgresji i maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego, którego czoło przekroczyło nieznacznie okolice Łopuszna (Różycki 1967) i zamknęło od północnego zachodu ujścia dolin utworzonych w wielkim interglacjale. Zamykając doliny, masy lodowe sprzyjały powstawaniu w nich jeziorzyisk zaporowych, które w miarę transgresji lądolodu przemieszczały się coraz wyżej stwarzając sytuację podobną do tej, jaka istniała tutaj w czasie poprzedniego zlodowacenia. Sytuację tę można zresztą uznać za typową dla środkowopolskich zastoisk śródgórskich w północno-zachodniej części

regionu świętokrzyskiego (Lindner 1970a). Możliwe, że jednym z głównych źródeł drobnego materiału znoszonego wówczas do dolin mogły być starsze lessy pokrywające znaczne przestrzenie Wyżyny Małopolskiej (Różycki 1960; Jersak 1965; Filonowicz 1965, 1968; Lindner 1967).

Na badanym obszarze, głównie poza doliną Nidy, omawiane osady piaszczysto-mułkowe przykryte są różnoziarnistymi piaskami ze żwirami lokalnymi (fig. 4A, B, warstwy 12, 15, 16). Liczne odsłonięcia naturalne i sztuczne wykazały, iż piaski te osadzone były przez wody biejące przy dużym współdziałaniu procesów stokowych, rozwijających się w warunkach klimatu peryglacialnego. Piaski te zajmują znaczne przestrzenie (fig. 2) sięgając do wysokości około 280 m n.p.m., a miąższość ich przypuszczalnie nie przekracza 10 m. Poza doliną Nidy, piaski te leżą na kompleksie zastoiskowym, co wskazuje, iż zmiana facji zastoiskowej na fluwioperyglacialną (Lyczewska 1968) musiała być uwarunkowana z jednej strony stopniowym zbliżaniem się czoła lądolodu środkowopolskiego, a z drugiej strony występowaniem na południe od badanego obszaru działu wodnego, pozwalającego na spiętrzanie zastoiska jedynie do wysokości około 250 m n.p.m. Skład petrograficzny żwirów fluwioperyglacialnych wskazuje, że w akumulacji ich uczestniczyć musiały zarówno wody proglacialne jak i ekstraglacialne.

Zdaniem autorów, fakt występowania na badanym obszarze osadów fluwioperyglacialnych do wysokości około 280 m n.p.m. nie wskazuje na zasypanie piaszczyste równo do tego poziomu (por. Lyczewska 1968, 1969b), lecz na równoczesną

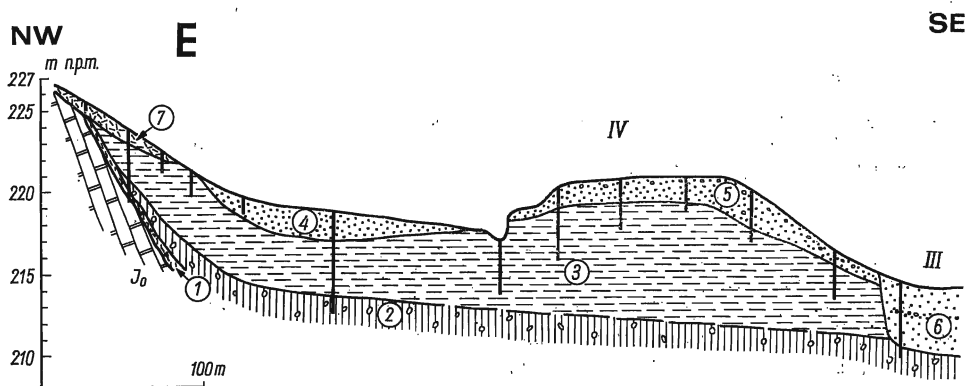


Fig. 6

Przekrój geologiczny (E-E) w okolicy Chojn

Objasnienie utworów przedczwartorzędowych jak na fig. 4. 1 glina zwietrzelinowa. Zlodowacenie krakowskie (G II): 2 glina zwałowa szarobrazowa. Zlodowacenie środkowopolskie (G III): 3 mułki zastoiskowe, 4 piasek różnoziarnisty akumulacji fluwioperyglacialnej, 5 piasek różnoziarnisty ze żwirami akumulacji fluwioperyglacialnej. Zlodowacenie bałtyckie (G IV): 6 piasek różnoziarnisty ze smugami żwiru, 7 deluwia

Geologic cross section (E-E) near Chojny

Explanation of pre-Quaternary deposits as in Fig. 4. 1 weathering clay. Cracovian glaciation (G II): 2 grayish-brown till. Middle Polish glaciation (G III): 3 ice-barred silts, 4 fluvioperyglacial sand, 5 fluvioperyglacial sand with gravel inliers. Baltic glaciation (G IV): 6 sand with gravel inliers, 7 deluvium

akumulację wodnozbończową w strefie głównego obniżenia oraz w dolnych i górnych częściach dolinek bocznych, przy zachowaniu ich charakteru nieckowatego, typowego dla strefy oddziaływania klimatu peryglacjalnego. Z zebranych materiałów wynika, że akumulacja fluwioperyglacjalna miała tutaj miejsce w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego oraz w początkowym momencie jego zaniku. Do tego typu osadów należą również zapewne piaski, które w wyniku diagenety dały piaskowiec czwartorzędowy w rejonie Korzecka (Kaźmierczak & Pszczółkowski 1967).

W dolinie środkowej Nidy, omówione osady zastoiskowe, po okresie rozcinania zostały nadbudowane przez cienką pokrywę piaszczysto-żwirową (fig. 6) dającą powierzchnię tarasu IV (fig. 2) wznoszącego się od 10 do 15 m nad poziom rzeki, a leżącego na wysokości 220—226 m n.p.m. Powierzchnia ta wykazuje pochylenie zgodnie z obecnym spadkiem rzeki (fig. 7). Utworzenie jej nastąpiło zapewne podczas dalej postępującego zaniku lądolodu środkowopolskiego i było wynikiem erozyjno-akumulacyjnej działalności rzeki, która odziedziczyła kierunek przepływu wód z okresu maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia.

Osady piaszczysto-żwirowe tworzące powierzchnię tarasu IV reprezentują młodszą serię fluwioperyglacjalną, której wiekowymi odpowiednikami mogą być z jednej strony wyższe tarasy marginalne w rejonie północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Lindner 1970b), z drugiej zaś — ślady akumulacji fluwioperyglacjalnej w dolinie Nidy koło Kliszowa (Michalska 1961) i Pińczowa (Radłowska 1966), oraz taras o wysokości względnej 10 m, zachowany koło Morawicy (Filonowicz 1965, 1968).

### *Interglacja eemski (J III/IV) i zlodowacenie bałtyckie (G IV)*

Osady z tego okresu reprezentowane są przez: rumosz bądź żwir wapienny z materiałem północnym, piaski różno- i średnioziarniste z rumoszem i spłytami glin deluwialnych, oraz przez piaski mułkowate (fig. 4A, B, C, warstwy 17—24). Osady te, w wyniku rozcięcia podłoża, spoczywają nieraz bezpośrednio na aluwjach interglacjału wielkiego lub nawet na utworach mezozoicznych i ich zwietrzelinach; miąższość ich waha się od 4 do 15 m, co jest wynikiem zarówno ich pierwotnego zróżnicowania jak i późniejszej erozji. Pierwotnie maksymalna miąższość tych osadów dochodziła w osi doliny Nidy do 25 m, zaś zakończenie ich akumulacji było jednocześnie momentem ostatecznego uformowania powierzchni tarasu III (fig. 4A, B). W obrębie rozważanych aluwii autorzy wyróżnili cztery cykle erozyjno-akumulacyjne (1—4), spośród których trzy pierwsze (1—3) najlepiej wykształcone są w odcinku przełomowym doliny Nidy (fig. 4C).

Najstarszy cykl (1) reprezentowany jest przez rumosz wapienny z piaskiem oraz materiałem północnym (fig. 4A, B, C, warstwa 17) pochodzącym głównie z rozmycia fluwioperyglacjalnych osadów zlodowacenia środkowopolskiego. Osady te (o miąższości 3—5 m) wypełniają dolinę, której dno w odcinku północnym znajduje się na wysokości 190 m n.p.m. (fig. 4A), zaś w południowym — na wysokości 185,5 m n.p.m., co daje pochylenie zgodne ze spadkiem współczesnej doliny Nidy (fig. 7). Zaiamianie profilu podłużnego dna kopalnej doliny na wysokości Brzeźna jest zapewne wynikiem pokonywania przez pra-Nidę odcinka przełomowego (fig. 2).

Następny cykl (2) jest w przypadku przekrojów południowych reprezentowany przez żwiry wapienne przechodzące ku górze w piaski z rumoszem (łączna miąższość do ok. 3 m — fig. 4C, warstwa 18). W przekrojach północnych cykl ten, jak i następne dwa, nie zaznacza się wyraźnym zróżnicowaniem materiału aluwialnego. Wyraźnie natomiast zarysowuje się jego cokół erozyjny, który jest wycięty w drobnopiasz-



czystych lub mułkowych osadach zastoiskowych. Drugi cykl zaznaczył się tu poszerzeniem doliny drogą erozji bocznej, a następnie akumulacją. Śledząc wysokość utworzonego wówczas cokołu erozyjnego otrzymujemy wartości od 195,5 m n.p.m. w górnym (północnym) odcinku doliny (fig. 4A) do 191 m n.p.m. w dolnym (fig. 4C), co daje spadek tego samego rzędu jak w przypadku przedprzełomowego dna doliny wypełnionej aluwiami cyklu 1 (fig. 7).

Kolejny cykl (3) także rozpoczyna się osadami gruboziarnistymi przechodzącymi ku górze w drobniejsze (fig. 4C, warstwa 19), których miąższość w sumie nie przekracza 2 m. W północnej części doliny rozważany cykl nie zaznacza się wyraźnym zróżnicowaniem litologicznym (por. fig. 4A, B oraz C). Cokół erozyjny tego cyklu znajduje się na wysokości od 198,5 m n.p.m. (fig. 4A) do 194 m n.p.m. (fig. 4C), wykazując ten sam spadek co cokół starszy (fig. 7).

Najmłodszy cykl (4) różni się wyraźnie od starszych. Reprezentują go bowiem osady piaszczysto-rumoszowe o miąższości blisko 15 m, które przewarstwione są deluwialnymi wkładkami glin zwietrzelinowych i piaskami mułkowatymi (fig. 4A, B, warstwa 22), a w strefach przykrawędziowych zawierają kopalne zsuwy (fig. 4C, warstwa 23) świadczące o poszerzaniu doliny w wyniku erozji bocznej. Cokół erozyjny tego cyklu wykazuje analogiczne pochylenie jak cokoły starsze, i znajduje się na wysokości od 199 m n.p.m., w odcinku północnym (fig. 4A), do 196 m n.p.m. w południowym (fig. 4C). Zakończeniem akumulacji rzecznej, a właściwie wodno-zbozowej, było utworzenie powierzchni tarasu III.

Z przedstawionego opisu widać, że analizowane aluwia są „włożone” w osady związane ze zlodowaceniem środkowopolskim. Reprezentują one interglacjał eemski oraz wstępującą i maksymalną część zlodowacenia bałtyckiego. W dotychczasowej literaturze rozpatrywane one były tylko ogólnie, jako związane ze zlodowaceniem bałtyckim (por. Flis 1956; Filinowicz 1965, 1968; Radłowska 1966; Łozińska-Stepień, Liszkowski & Hakenberg 1968; Hakenberg 1970a, b).

Zebrany materiał nie pozwala na pełne prześledzenie procesów zachodzących w dolinie Nidy w kataglacialnej części zlodowacenia środkowopolskiego oraz w starszej części interglacjału eemskiego. Tym niemniej porównując pochylenie powierzchni tarasu IV z pochyleniem dna doliny eemsko-bałtyckiej (fig. 7) wydaje się, że rzeka formująca tę dolinę odziedziczyła kierunek po odpływie fluwioperyglacialnym

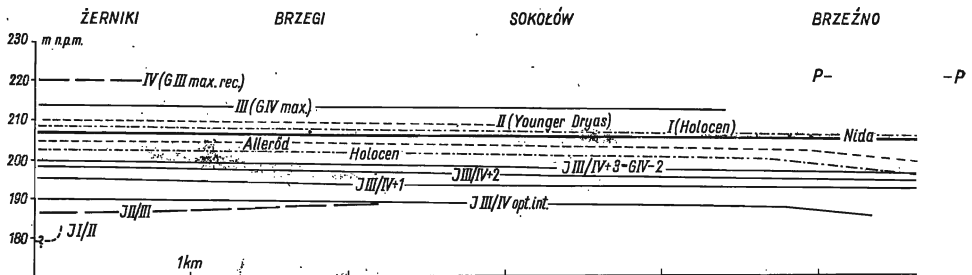


Fig. 7

Profil podłużny tarasów (I—IV) oraz kopalnych cokołów erozyjnych w dolinie środkowej Nidy (P-P przełomowy odcinek doliny)

Long profiles of terraces (I—IV) and erosion bottoms in the Nida valley (P-P gap segment of the valley)

z okresu zlodowacenia środkowopolskiego<sup>2</sup>. Podobnie jak w przypadku poprzedniego interglacjału, tak i w czasie interglacjału eemskiego, główny rozwój erozji wgłębnej przypada na okres optimum klimatycznego (Różycki 1961). W okresie tym głębokość doliny Nidy wahała się od 30 do 40 m. Jedną z głównych przyczyn tak intensywnego rozwoju procesów erozyjnych była z jednej strony duża ilość opadów, a z drugiej — bujny wzrost szaty leśnej hamującej procesy stokowego spłukiwania i zmywania osadów. Wydaje się mało prawdopodobnym, aby ówczesne skrócenie drogi rzek do morza (w wyniku transgresji eemskiej aż po okolice Grudziądza) mogło warunkować rozwój erozji wgłębnej w badanym odcinku doliny Nidy<sup>3</sup>. W dolinie tej, podobnie jak w dorzeczu środkowej Wisły (Różycki 1967), poptymalna część interglacjału eemskiego zaznacza się wzmożoną akumulacją.

Charakteryzując warunki akumulacji osadów eemsko-bałtyckich, autorzy porównywali procesy zachodzące wówczas w dolinie Nidy z procesami warunkującymi akumulację osadów interglacialnych w kotlinie Gołkowa k. Warszawy, które były przedmiotem szczegółowej analizy sedymentacyjno-paleogeomorfologicznej (Różycki 1968).

Osady najstarszego cyklu (I), wypełniające dolinę Nidy z okresu optimum interglacialnego, reprezentują pierwsze ochłodzenie poptymalne (*J III/IV opt. int./+1*) sprzyjające znacznemu dopływowi materiału z sąsiednich wyżyn. W osadach jeziornych kotliny Gołkowa również zaznacza się wówczas większy dopływ materiału, a w sąsiedztwie zbiornika pojawia się kosodrzewina (Różycki 1968).

Osady cyklu drugiego wypełniają dolinę utworzoną w wyniku erozji bocznej odpowiadającej pierwszemu poptymalnemu polepszeniu warunków klimatycznych (*J III/IV+1*), czyli kalidostadiałowi Drny (Różycki 1961). Ocieplenie to odznaczało się znacznym rozwojem szaty roślinnej uniemożliwiającej intensywne spłukiwanie, zaś ówczesny wzrost opadów sprzyjał zabagnianiu obniżeni (Różycki 1968). Osady rzeczne drugiego cyklu reprezentują akumulację podczas drugiego ochłodzenia poptymalnego (*J III/IV+1/2*), które w osadach jeziornych Gołkowa wyraża się akumulacją mulasto-piaszczystą oraz większą ilością roślin zielnych (Różycki 1968).

Osady cyklu trzeciego leżą na cokole erozyjnym świadczącym o dalszym poszerzaniu doliny w okresie drugiego poptymalnego polepszenia klimatu (*J III/IV+2*), czyli kalidostadiałowi Drzasy (Różycki 1961). Akumulacja osadów tego cyklu jest natomiast wynikiem przewagi dostaw materiału detrytycznego nad zdolnością transportową ówczesnej Nidy, co podobnie jak w dwu poprzednich przypadkach świadczy o okresie kolejnego ochłodzenia klimatu (*J III/IV+2/3 = G IV-2*). Okres ten odpowiada jednocześnie pierwszemu cyklowi akumulacji lessów młodszych, co w przypadku zamkniętych zbiorników wyraża się dostawą pyłu (Różycki 1968)<sup>4</sup>.

Osady cyklu najmłodszego (4), kończące plejstoceńską akumulację rzeczną, wypełniają dolinę, której poszerzenie musiało być spowodowane polepszeniem klimatycznym (*J III/IV+3 = G IV-2/1*) w okresie interstadiału Hrubieszowa (Różycki

<sup>2</sup> W tym znaczeniu obecny przełom doliny w okolicy Brzeźna ma charakter epigenetyczny i w swym rozwoju zbliżony jest do opisanego przez E. Passendorfera (1946) z doliny Wilii.

<sup>3</sup> Według E. Mycielskiej-Dowgiałło (1969), maksymalny rozwój erozji wgłębnej w dolinie Wisły koło Tarnobrzega przypada na interglacjał eemski lub najpóźniej interstadiał Brørup. Zdaniem W. Laskowskiej-Wysoczańskiej (1970) przypada on na przełom kataglacialnej części zlodowacenia środkowopolskiego i interglacjału eemskiego.

<sup>4</sup> Brak frakcji pylastej w osadach reprezentujących trzeci cykl eemsko-bałtyckich aluwidów Nidy można by uznać za fakt potwierdzający przypuszczenie, że najstarszy less würmski na obszarach sąsiednich nie osadzał się wcale (por. Lindner 1967, 1971).

1961, 1967). W osadach interglacialnych Gołkowa ocieplenie to zaznaczyło się stopniowym zanikiem akumulacji pylastej na korzyść sedymentacji organogenicznej (Różycki 1968). W profilach lessowemu okresowi temu odpowiadają gleby kopalne typu *lessivé* (Konecka-Betley 1968, Lindner 1970a). Znaczna miąższość osadów czwartego cyklu w dolinie Nidy jest z jednej strony wynikiem intensywnej dostawy materiału, uruchamianego w warunkach wietrzenia peryglacialnego (*por.* Mycielska-Dowgiało 1969), a z drugiej strony uwarunkowana jest stosunkowo długim okresem akumulacji odpowiadającym dwóm młodszym stadiom lessowemu (*G IV+1; G IV max. tr.*). Zakończenie akumulacji i tym samym utworzenie powierzchni tarasu III przypada mniej więcej na maksymalny rozwój procesów peryglacialnych (*G IV max.*). Wkładki piaszczysto-mułkowe, pojawiające się w górnej części omawianego cyklu, odpowiadają przyspuszczalnie młodziej sedymentacji lessowej, której śladem poza doliną są osady lessowe występujące we wschodnim cieniu pasma Grzyw Korzeczkowskich (fig. 2) oraz drzewdzielne lessy okolic Oblęgorka (Lindner 1971).

### *Schyłek zlodowacenia bałtyckiego i holocen*

Z okresem schyłku zlodowacenia bałtyckiego wiąże się powstanie tarasu II, który zbudowany jest z piasków różnoziarnistych z rumoszem i drobnym żwirem oraz z piasków droбноziarnistych i mądów (fig. 2 i 4, warstwy 25—27). Miąższość wymienionych osadów wynosi około 5 m.

Osady tarasu II w wielu miejscach przykryte są utworami powodziowymi (fig. 4B), lub też zawierają wkładki osadów utworzonych w starorzeczach. Powierzchnia tego tarasu z reguły nie tworzy wyraźnych krawędzi z powierzchnią tarasu wyższego, natomiast miejscami osady rozważanego tarasu (II) tworzą ostańce erozyjne powyżej powierzchni tarasu I (fig. 2) lub też przykryte są osadami tego ostatniego tarasu (fig. 4A, B, C). Analizując pochylenie dna doliny wypełnionej osadami tarasu II widać, iż jest ono zgodne z pochyleniem dna doliny eemskiej (fig. 7) i znajduje się na wysokości od 204 do 198,5 m n.p.m. (fig. 4A, C). Podobnie jak w przypadku erozji wgłębnej w okresie optimum klimatycznego ostatniego interglacjalu tak i u schyłku zlodowacenia zarysowywało się wyraźne załamanie spadku w przełomowym odcinku doliny Nidy (fig. 7). Zdaniem autorów, rozcinanie powierzchni tarasu III zapoczątkowane zostało zapewne już w początkowym momencie przesuwania się strefy peryglacialnej ku północy, a maksymalne jego rozcięcie nastąpiło w interstadiale Alleröd. W tym czasie cały obszar Polski Środkowej pokrywał bór iglasty (Różycki 1967), zaś śladem ówczesnych procesów glebotwórczych są gleby zachowane w niektórych profilach wydmy (Manikowska 1969). Według T. Klatki (1968) maksymalny rozwój erozji postglacialnej w północnej części Gór Świętokrzyskich przypada na starszy Dryas.

Akumulacja osadów tarasu II wiąże się w sposób pośredni z pogorszeniem klimatu w młodszym Dryasie, bezpośrednio zaś jest wynikiem rozrzedzenia lasów i stopniowego pojawiania się elementów stepowych, które nie były w stanie przytrzymać uruchamianych zwietrzelin i tym samym sprzyjały akumulacyjnej działalności „dzikiej” Nidy. Wydaje się, iż niewątpliwy wpływ na charakter akumulacji dolinnej musiał wówczas mieć także fakt obniżania się górnej granicy lasów w Górach Świętokrzyskich do wysokości 400—450 m n.p.m. (Różycki 1967). W okresie holocenów wezbrań powodziowych, powierzchnia rozważanego tarasu (II) nadbudowana została miejscami utworami mądowymi.

Kilkustopniowy taras I (zalewowy) zbudowany jest z piasków droбноziarnistych (nieraz ze żwirem), piasków różnoziarnistych z wkładkami torfu, piasków humusowych, torfów oraz mądów i namulów (fig. 2; fig. 4A, B, C, warstwy 28—33),

które wypełniają szeroką dolinę wyciętą w osadach tarasu II lub w niżej leżących osadach starszych. Miąższość osadów tarasu I waha się od 5 do 10 m, przy czym zarówno ich górna powierzchnia jak i cokolwiek erozyjny wykazują pochylenie zgodne ze spadkiem doliny rzecznej z okresu schyłku zlodowacenia bałtyckiego (fig. 7). Wysokości bezwzględne tarasu I zawarte są w granicach od 202,5 m n.p.m., w północnej części doliny, do 187 m n.p.m. w części południowej. Do powierzchni tarasu I nawiązują wypełnione namulami dna bocznych dolinek rozcinających starsze osady w strefie wyżynnej.

Zdaniem autorów, rozcinanie powierzchni tarasu II doprowadzające do utworzenia cokołu erozyjnego tarasu I mogło być zapoczątkowane już u schyłku młodszego Dryasu, w momencie ostatecznego zaniku warunków peryglacjalnych (por. Różycki 1967), i trwało zapewne przez okres staroholoceniński (por. Klatka 1968). Akumulacja osadów tarasu I zapoczątkowana natomiast została przypuszczalnie w okresie poprzedzającym fazę atlantycką, dając w rezultacie szerokie dno współczesnej doliny z licznymi śladami meandrowania. Zaznaczająca się obecnie tendencja do przybierania przez Nidę charakteru rzeki dzikiej wiąże się zapewne nie tylko ze znacznym wylesieniem dorzecza badanego obszaru, co w przypadku wyżyn przejawia się znacznym rozwojem deluwiiw przykrywających gleby holoceniśkie (Żerniki, Korzecko), ale jest również wynikiem postępującego ochłodzenia. Bliższa charakterystyka warunków powstania tarasu I przedstawiona zostanie osobno (Hakenberg & Lindner 1971).

#### UWAGI KOŃCOWE

Niniejsza próba ustalenia stratygrafii osadów czwartorzędowych doliny środkowej Nidy została przedstawiona w oparciu o klimatyczną interpretację zjawisk geologicznych, zarejestrowanych nie tylko różnicowanym typem osadów, ale również różnym przebiegiem procesów erozyjno-denudacyjnych i wietrzeniowych.

Autorzy dokonali m.in. klimatostratygraficznej interpretacji pokryw zwietrzelinowych, występujących poniżej utworów zlodowacenia krakowskiego (G II); uznając je za osady strefy peryglacjalnej zlodowacenia podlaskiego (G I). W tym świetle mało prawdopodobnym jest istnienie południkowego przebiegu doliny środkowej Nidy w okresie poprzedzającym zlodowacenie krakowskie (G II).

W oparciu o analizę utworów glacialnych autorzy stwierdzają dwudzielną zlodowacenia krakowskiego (G II) w zachodniej części Gór Świętokrzyskich i tym samym negują możliwość przykrycia tego obszaru przez łądolód zlodowacenia środkowopolskiego (G III).

Przy ustalaniu stratygrafii osadów czwartorzędowych szczególną uwagę zwrócono na osady rzeczne. Wykorzystano przy tym nie tylko materiały wiertnicze i terenowe, ale uwzględniono również wyniki sondowań geofizycznych oraz analizę zdjęć lotniczych. W rezultacie stwierdzono, że w interglacjale wielkim (J II/III), w obrębie południkowego odcinka doliny, Nida płynęła z południa ku północy, oraz — że obecny kierunek odpływu (z północy na południe) został odziedziczony po odpływie

fluwioglacjalnym postępującym od czoła lądolodu środkowopolskiego (G III). Ten ostatni odpyływ wykorzystywany był także w interglacjale eemskim (J III/IV).

Przy omawianiu osadów reprezentujących okres eemsko-bałtycki (J III/IV — G IV), dokonano porównania przebiegu procesów warunkujących akumulację rzeczną z przebiegiem procesów sprzyjających akumulacji w ówczesnych zbiornikach wodnych wykształconych na wysoczyźnie polodowcowej. Z porównania tego widać, iż — zarówno w jednym jak i drugim przypadku — naprzemianległość procesów erozyjno-denudacyjnych i akumulacyjnych była wynikiem rytmicznych zmian klimatycznych.

*Pracownia Kartografii Geologicznej  
Zakładu Nauk Geologicznych PAN*

*Instytut Geologii Podstawowej  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93  
Warszawa, w maju 1970 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- BOBROWSKI W. 1939. Badania glin na obszarze świętokrzyskim wykonane w 1938 r. (Recherches sur les argiles du Massif de S-te Croix exécutées en 1938). — *Biul. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, nr 15. Warszawa.
- CZARNOCKI J. 1922. Profile wierceń w okolicy Skib, Korzecka i Miedzianki. *Archiwum rękopisów J. Czarnockiego (Instytut Geologiczny)*. Warszawa.
- 1926. Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Résultats des recherches géologiques dans la partie sud-ouest et ouest du Massif de Święty Krzyż). — *Pos. Nauk. PIG (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 15. Warszawa.
- 1927. O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich (Sur les glaciations de la partie centrale du Massif de S-te Croix). — *Ibidem*, nr 17.
- 1931. Dyluwium Gór Świętokrzyskich (Diluvium des Święty Krzyż Gebirges). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 7. Kraków.
- 1938. Kielce (Ogólna mapa geologiczna Polski). Warszawa.
- FALKOWSKI E. 1967. Problemy granicy między plejstocenem a holocenem w aluwium rzek nizinnych (Problems of the boundary between Pleistocene and Holocene in lowland rivers alluvia). — *Przegląd Geol.*, R. 15, nr 4. Warszawa.
- FILONOWICZ P. 1965. Morawica (Szczegółowa mapa geologiczna Polski). Warszawa.
- 1968. Morawica (Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski). Warszawa.
- FLIS J. 1956. Szkic fizyczno-geograficzny Niecki Nidziańskiej (Esquisse physico-geographic de la Cuvette de Nida). — *Czas. Geogr.*, t. 27, z. 2. Warszawa — Wrocław.

- HAKENBERG M. 1970a. Chęciny (Szczegółowa mapa geologiczna Polski). Warszawa.
- 1970b. Chęciny (Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski). Warszawa.
- & LINDNER L. 1971. Holoceniński rozwój doliny środkowej Nidy na tle jej plejstoceńskiej przeszłości. Maszynopis w Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej UW. Warszawa.
- JERSAK J. 1965. Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa (Stratigraphie et genèse des loess aux environs de Kunów). — *Acta Geogr. Lodz.*, nr 20. Łódź.
- JURKIEWICZOWA J. 1965. Czermino (Szczegółowa mapa geologiczna Polski). Warszawa.
- KAZMIERCZAK J. & PSZCZÓŁKOWSKI A. 1967. Brekcja i piaskowiec czwartorzędowy z okolic Chęcin (Breccia and sandstone of the Quaternary age from the vicinity of Chęciny, Holy Cross Mts.). — *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, t. 9. Warszawa.
- KLATKA T. 1968. Holocenińskie procesy rzeźbotwórcze na obszarze Gór Świętokrzyskich (Holocene land forming processes in the Świętokrzyskie Mts area). — *Folia Quaternaria*, no. 29. Kraków.
- KLIMASZEWSKI M. 1952. Zagadnienia plejstocenu południowej Polski (The problems of the Pleistocene in Southern Poland). — *Biul. Państw. Inst. Geol.*, nr 65. Warszawa.
- KONECKA-BETLEY K. 1968. The typology of fossil soils on the example of Nielew. — *Rocz.-i Glebozn.*, t. 19. Warszawa.
- KOWALSKI W. C. 1959. Geologiczno-inżynierska ocena badań elektrooporowych dla potrzeb budownictwa wodnego na przykładzie badań w dolinie Nidy (Engineering and geological valuation of researches of electric resistance for hydrotechnic constructions presented by investigations in the Nida river, south-western Poland). — *Przegląd Geol.*, R. 7, nr 3. Warszawa.
- KUTEK J. 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część I — Stratygrafia (The Kimmeridgian and Uppermost Oxfordian in the SW margins of the Holy Cross Mts., Central Poland. Part I. Stratigraphy). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 18, no. 3. Warszawa.
- LASKOWSKA-WYSOCHAŃSKA W. 1970. Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego (Quaternary stratigraphy and palaeogeomorphology of the Sandomierz Lowland and the foreland of the Middle Carpathians, Poland). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 34. Warszawa (wydane — published 1971).
- LIENCEWICZ S. 1916. Étude sur le Quaternaire du plateau de la Petite Pologne. — *Bull. Soc. Neuchâtel. Géogr.*, vol. 25. Neuchâtel.
- LINDNER L. 1967. Lessy dorzecza Uniejówki (Les loess du bassin de l'Uniejówka). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, no. 3. Warszawa.
- 1970a. 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 (wydane — published 1971).
- 1970b. Glacialne tarasy marginalne lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Glacial marginal terraces of the Middle Polish ice sheet in the NW margin of the Holy Cross Mts). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 20, no. 3. Warszawa.
- 1971. Wyspa lessowa Obłęgorka koło Kielc (Loess deposits at Obłęgorek near Kielce, Holy Cross Mts). — *Ibidem*, vol. 21, no. 2.
- ŁOZIŃSKA-STĘPIEŃ H., LIŚZKOWSKI J. & HAKENBERG M. 1968. Studium inżyniersko-geologiczne opracowane pod kątem koncepcji lokalizacji zbiornika

wodnego „Chęciny” dla potrzeb elektrowni i innych. Maszynopis w Archiwum Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej UW. Warszawa.

- LYCZEWSKA J. 1959. Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego w świetle aktualnej problematyki (Quaternary of the Święty Krzyż region in the light of actual problematic). — *Przegląd Geol.*, R. 7, nr 2. Warszawa.
- 1968. L'accumulation fluvio-périglaciaire dans la partie centrale du Bassin de la Nida, Pologne Centrale. — *Biul. Peryglac. (Bull. Périgl.)*, nr 17. Łódź.
- 1969a. Sédiments et processus quaternaires du versant crétacé de la vallée de la Basse-Nida. — *Ibidem*, nr 18.
- 1969b. Plejstocen okolic Jędrzejowa. — *Kwartalnik Geol.*, t. 13, nr 4. Warszawa.
- MANIKOWSKA B. 1969. Gleba z interstadiału Alleröd na tle układu stratygraficznego utworów fazy zstępującej Würmu w okolicach Łodzi (Fossil soil from Alleröd interstadial on background of the stratigraphy of the waning phase of the Würm in the Łódź Region). — *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 75. Warszawa.
- MICHAŁSKA Z. 1961. Kliszów near Kije. VIth Congress INQUA, Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, Part III, vol. 2. Warszawa.
- MOJSKI J. E. & RÜHLE E. 1965. Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne — Czwartorzęd (Geological atlas of Poland; Stratigraphic and facial problems — Quaternary), nr 12. Warszawa.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1969. Próba rekonstrukcji warunków paleohydrodynamicznych rzeki na podstawie badań sedimentologicznych w dolinie Wisły pod Tarnobrzegiem (An attempt of reconstructing the paleohydrodynamics of a river, based on sedimentological studies in the Vistula valley near Tarnobrzeg). — *Przegląd Geogr.*, t. 41, nr 3. Warszawa.
- NOWAK W. A. 1970. Rzeźba podczwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północnośrodkowej części Wyżyny Małopolskiej (The Sub-Quaternary relief and the evolution of the valley system in the north-central part of the Małopolska Upland). — *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 80. Warszawa.
- PASSENDORFER E. 1946. Zarys budowy geologicznej Wilna i okolicy (Sur la structure géologique de Wilno et de ses environs). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 16. Kraków.
- PSZCZOLKOWSKI A. 1970. Zastosowanie zdjęć lotniczych w problematyce badawczej górnego kimerydu południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Application of aerial photographs in the research of the Upper Kimmeridgian in the SW margin of the Holy Cross Mts). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 20, no. 1. Warszawa.
- RADŁOWSKA C. 1966. Z geomorfologii okolic Pińczowa. Studia geograficzne w powiecie pińczowskim (Geographic studies on the Pińczów district). — *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 47. 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.*, R. 8, nr 8. Warszawa.
- 1961. Middle Poland. VIth Congress INQUA, Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, Part III, vol. 1. Warszawa.
- 1965. Traité principaux de la stratigraphie et de la paléomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. — Report of the VI INQUA Congress, vol. 1. Łódź.
- 1967. Plejstocen Polski Środkowej (The Pleistocene of Middle Poland). Warszawa.
- 1968. Kotlina Gołkowa w ostatnim interglacjale (The Gołków depression during the last interglacial). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 18, no. 3. Warszawa.

- SENKOWICZ E. 1959. Jura i kreda między Jędrzejowem a rzeką Nidą (The Jurassic and Cretaceous between Jędrzejów and the Nida River). — *Biul. Inst. Geol.* 159. Warszawa.
- STOPIŃSKI W. 1959. Badania doświadczalne metodą elektrooporową dla potrzeb budownictwa energetycznego (Researches of electric-resistance for energetic construction). — *Przegląd Geol.*, R. 7, nr 3. Warszawa.
- SUŚLIK S., BERG W. & MIGDAŁ T. 1955. Wstępna dokumentacja geologiczno-inżynierska dla budowy elektrociepłowni w okolicy Sokołowa. *Maszynopis*. Kraków.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1931. Utwory jurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą (Dépôts jurassiques entre Małogoszcz et la Czarna Nida, versant sud-ouest du Massif de Ste Croix). — *Spraw. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 6, nr 4. Warszawa.
- 1946. Stosunki geologiczne na terenie projektowanego zbiornika wodnego na rzece Nidzie koło Brzegów. *Archiwum Instytutu Geologicznego*. Warszawa.
- & SOKOŁOWSKI S. 1946. *Przegląd prób wierceń w dolinie Nidy koło Brzegów. Ibidem.*

---

### SUMMARY

**ABSTRACT:** The investigated area of the middle course of the Nida valley was covered in the Pleistocene only by the ice sheet of the Cracovian glaciation (Mindel — G II), and during the other glaciations (Günz — G I, Riss — G III, and Würm — G IV) it was situated within a zone of periglacial processes. Among the recognized alluvial series, four represent subsequent interglacial (Cromerian — J III, Holstein — J II/III and Eemian — J III/IV) or interstadial (Younger Dryas) periods, and the fifth one represents recent fluvial deposits.

The investigated area is situated in the SW Mesozoic margin of the Holy Cross Mts (Central Poland). The substrate of the Quaternary is composed of Triassic, Jurassic and Cretaceous deposits, the tectonics of which is fairly simple (Fig. 1). Some forms of the disjunctive tectonics are used by the middle course of the Nida river and its tributaries (comp. Figs 1 and 2).

Stratigraphy of the Quaternary deposits in the area is as follows. The Podlasie glaciation (Günz) is represented by delluvial loams and clays with rock debris of local material, found in the boreholes drilled both in the upland (Fig. 3), and in the Nida valley (Fig. 4). They were developed in result of intensive periglacial weathering conditions.

The Przasnysz interglacial (Cromerian) is represented by sands with limestone debris and gravels which occupy the lowest position among the alluvial deposits of the Nida. These deposits were pierced in a borehole in the axial part of the valley, between Zerniki and Tokarnia (Fig. 4A, layers 5 and 6), and their bottom was not reached. The deposits do not contain Scandinavian material and are not connected with the overlying sands. In the authors' opinion, they may represent a fluvial accumulation in the valley which had a latitudinal direction.

Cracovian glaciation (Mindel) is represented by two horizons of till intercalated by silty-sandy sediments and fluvioglacial sands directly connected with the upper till. These deposits are not preserved in the Nida valley but are known from the upland where they overlie the Mesozoic rocks or their weathering cover (Figs 5 and 6).



The Great interglacial (Holstein) is represented by limestone debris and sands with debris (Fig. 4A, B, layers 8 and 9). These deposits occur over the alluvial sediments of the Przasnysz interglacial, or directly overlie the Mesozoic rocks. They fill in a valley form, the bottom of which is inclined northward.

Middle Polish glaciation (Riss) is represented by silty-sandy sediments with weathering slope material, and by overlying sands with gravel debris (Fig. 4, layers 11—16). They rest on sediments of the Great interglacial, or directly overlie the deposits of the Cracovian glaciation, or the Mesozoic substrate. In the Nida valley their thickness varies (2—7 m), depending on the later erosion (Fig. 4). In the upland, this period is represented by sands and silts, or by a thick series of silts of an ice-barred lake (Fig. 4A, B and Fig. 5). The ice-barred accumulation was possible only during the transgression and maximal extent of the Middle Polish ice sheet, the front of which locked the valley mouth from the north-west.

The Eemian interglacial and Baltic glaciation (Würm) are represented by sediments which occur in the valley over the silts of the Middle Polish glaciation. These are rock debris and limestone gravels with Scandinavian material, and sands with debris and flows of delluvial loams (Fig. 4, layers 17—24). Their thickness is 4—15 m. The final development of the surface of the IIIrd terrace, about 8 m over the river level, was connected with the end of accumulation of these deposits. Four erosion-accumulative cycles were distinguished within the discussed alluvial complex (Figs 4 and 7). They may be compared to the processes controlling accumulation of interglacial deposits at Gołków near Warsaw (Różycki 1968). The maximum of erosion in the investigated area took place in the interglacial climatic optimum.

The late glacial (Alleröd — Younger Dryas) and Holocene are represented by sandy-graveolus sediments with debris, which are overlaid by loams. They attain up to 5 m in thickness (Figs 3 and 4, layers 25—27). They form the IIIrd terrace, which rises 3—4 m above the river level. The valley floor, similarly as during the Eemian, is inclined southward. Traces of minor erosion-accumulative cycles, observed on the aerial photos, occur on the surface of this terrace, what points to the formation of the latter by activity of the river possessing a positive bilance of fluvial sediments. This accumulation was connected with colder climatic conditions of the Younger Dryas.

The youngest series which forms the Ist terrace of several steps (flood terrace, relative height up to 2 m), consists of sands, in places with gravel, humus sands, peat and loams (Figs 2 and 4, layers 28—38). The deposition of these sediments has started in the Holocene at a period preceding the Atlantic phase, giving in effect a broad valley floor with numerous traces of meandering. Recently, a tendency toward straight course is observed in the Nida river.

*Laboratory of Geological Mapping  
Institute of Geological Sciences  
Polish Academy of Sciences*

*and*

*Institute of Geology  
of the Warsaw University*

*Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93  
Warsaw, May 1970*