

MACIEJ HAKENBERG i LESZEK LINDNER

Holoceniński rozwój doliny środkowej Nidy

HOLOCENE HISTORY OF THE MIDDLE NIDA VALLEY

STRESZCZENIE: Początek holocenu w dolinie środkowej Nidy zaznaczył się procesami erozyjnymi rozcinającymi powierzchnię tarasu plejstocenińskiego (II). Poptymalny okres holocenu wyraził się akumulacją czterostopniowego tarasu I (zalewowego). Utworzenie trzech wyższych stopni tego tarasu wiąże się z meandrującą działalnością rzek, natomiast stopień najniższy reprezentowany jest przez współcześnie tworzące się odsypy typowe dla tzw. rzeki dzikiej.

WSTĘP

W niniejszej pracy przedstawiono rezultaty badań osadów holocenińskich doliny środkowej Nidy. Podjęcie tych badań było już uprzednio sygnalizowane (Hakenberg & Lindner 1971a), zaś wstępne ich wyniki podano w opracowaniu stanowiącym pierwszą część rozważań nad czwartorzędem doliny środkowej Nidy (Hakenberg & Lindner 1971b), a poświęconym głównie osadom plejstoceniskim.

Opracowany fragment szeroko pojętej doliny środkowej Nidy obejmuje: dolny odcinek doliny Białej Nidy (poniżej ujścia Hutki), dolny odcinek doliny Czarnej Nidy (poniżej ujścia Bobrzy) oraz dolinę właściwej Nidy powyżej Sokołowa (fig. 1). Ustalenie szczegółowej stratygrafii osadów czwartorzędowych było tu możliwe dzięki opracowaniom archiwalnym (por. Hakenberg & Lindner 1971b), oraz dzięki materiałom zebrany w czasie wykonywania zdjęcia geologicznego na arkuszu Chęciny (Hakenberg 1970a, b).

WYKSZTAŁCENIE OSADÓW I ICH WIEK

W obrębie badanego odcinka doliny, powierzchnia najmłodszego tarasu plejstocenińskiego (II), o wysokości względnej 3—4 m, znajduje się na wysokości 212—209 m n.p.m. i jak wynika z analizy zdjęć lotniczych oraz

obserwacji terenowych, reprezentuje ona typowy przykład akumulacyjnej działalności rzeki odznaczającej się dodatnim bilansem aluwii, a więc rzeki, która w terminologii E. Falkowskiego (1967a, 1970) nosi nazwę „rzeki dzikiej”. Powierzchnia tego tarasu jedynie miejscami tworzy wyraźną krawędź z powierzchnią tarasu wyższego. Często piaszczysto-żwirowe osady tarasu II występują jako ostańce erozyjne powyżej tarasu I (fig. 1 i 2), lub zachowane są w postaci form ostańcowych nadbudowanych utworami tego tarasu. Z analizy pochylenia dna doliny wypełnionej osadami tarasu II widać, iż jest ono zgodne z pochyleniem doliny eemskiej i znajduje się na wysokości od 204 do 198,5 m n.p.m. (Hakenberg & Lindner 1971b). Podobnie jak w przypadku dna doliny z okresu optimum klimatycznego ostatniego interglacjału, tak i w przypadku cokołu erozyjnego tarasu II zarysowuje się wyraźnie załamanie spadku w przełomowym odcinku doliny na wysokości Brzeźna (Hakenberg & Lindner 1971b).

Na powierzchni tarasu II zachowane są dość wyraźne ślady warkoczowego odkładania się poszczególnych odsypów (fig. 1). Ślady te wskazują na stosunkowo prosty przebieg koryta ówczesnej rzeki. Szerokość poszczególnych odsypów dochodzi do kilkudziesięciu metrów, a ich długość waha się od 150 m do kilkuset metrów. Z uwagi na to, że w pewnych przypadkach poszczególne odsypy są obcięte erozyjnie (por. Shancer 1951, 1966; Falkowski 1967a, 1970), ich pierwotna długość była niewątpliwie większa.

Fig. 1

Szkic morfologiczno-geologiczny badanego fragmentu doliny Nidy

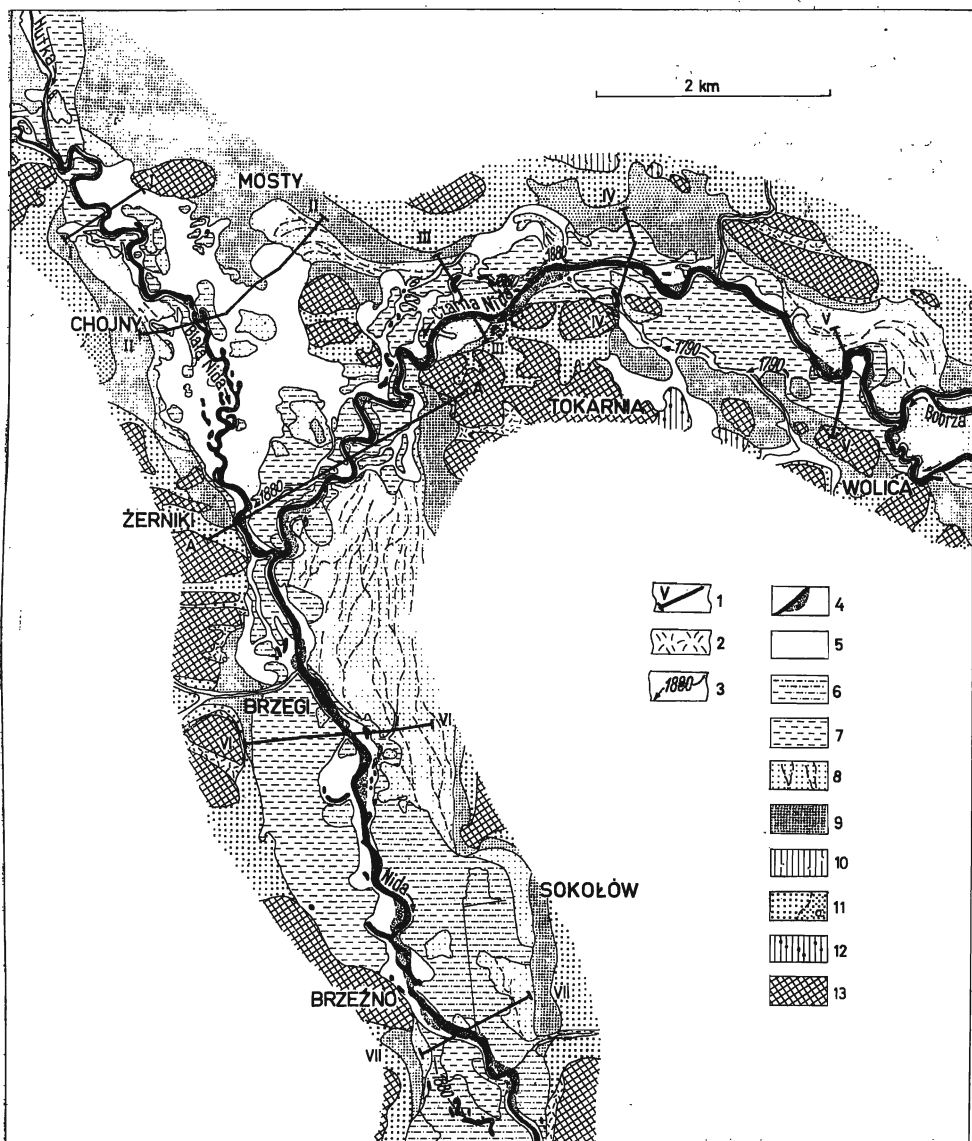
- 1 linie przekrojów geologicznych (por. fig. 2—3), 2 pokrywy deluwialne, 3 rok funkcjonowania danego przepływu
- 4—7 holocen: 4 pierwszy stopień tarasu zalewowego, 5 drugi stopień tarasu zalewowego, 6 trzeci stopień tarasu zalewowego, 7 czwarty stopień tarasu zalewowego
- 8 okres młodszego Dryasu: taras II
- 9 glacialna część zlodowacenia bałtyckiego (G IV max.): taras III
- 10 okres stepowo-tundrowy poprzedzający glacialną część zlodowacenia bałtyckiego (G IV-2 do G IV max. tr.): pokrywa lessowa
- 11 zlodowacenie środkowopolskie (G III): mułki i piaski akumulacji zastoiskowej oraz piaski i żwiry akumulacji fluwioperiglacialnej i tarasu IV(a)
- 12 zlodowacenie krakowskie (G II): gliny zwalowe
- 13 podłoże mezozoiczne

Morpho-geological sketch of the investigated part of the Nida river valley

- 1 lines of cross-sections (cf. Figs 2—3), 2 deluvial covers, 3 year of functioning of a given flow
- 4—7 Holocene: 4 first step of flood terrace, 5 second step of flood terrace, 6 third step of flood terrace, 7 fourth step of flood terrace
- 8 younger Dryas: terrace II
- 9 glacial part of the Baltic glaciation (G IV max.): terrace III
- 10 tundra-steppe period preceding the glacial part of the Baltic glaciation (G IV-2 up to G IV max. tr.): loess cover
- 11 Middle Polish glaciation (G III): silts and sands of icebarred accumulation and sands and gravels of fluvioperiglacial accumulation and terrace IV(a)
- 12 Cracovian glaciation (G II): tills
- 13 Mesozoic substrate

Poszczególne odsypy oddzielone są od siebie względnie prostolinijnymi obniżeniami o głębokości około 0,5 m (od powierzchni tarasu), które w formie rynienek odpływowych (por. Falkowski 1970) wydają się być częściowo zachowanymi fragmentami starych koryt rzecznych (por. Lavrushyn 1963). Widoczne ślepe wykańczanie się rynienek świadczy o ich całkowitym zasypaniu przez młodszy odsyp, często nadbudowujący nawet przykorytową część odsypu starszego.

Analiza profilów otrzymanych dzięki sondom i odsłonięciom wykonanym na powierzchni tarasu II wykazała, że w obniżeniach międzyodsypowych (rynienkach) zachowane są torfy i piaski zatorfione (na zdjęciach lotniczych fototonii ciemne) stanowiące fację starorzeczy, które z kolei przykryte są madami reprezentującymi młodszy cykl powodziowy. Z analizy zdjęć lotniczych wynika, że odsypy (fototonii jasny) zajmują ponad 90% powierzchni tarasu. Odsypy te reprezentują fację korytową



i zbudowane są z jasnoszarych piasków różnoziarnistych ze żwirem i rumoszem, skóśnie warstwowanych, niekiedy zawierających soczewki piasków drobnych z humusem.

Autorzy uważają, że zaznaczone rynienkami granice pomiędzy poszczególnymi odsypami mają charakter erozyjno-akumulacyjny. Gdyby przyjąć za E. Falkowskim (1967a, 1970) czysto erozyjny charakter granic poszczególnych odsypów, wówczas należałoby się liczyć ze stopniowym, ale wyraźnym obniżaniem się powierzchni tarasu w kierunku odsypów młodszych. Brak wyraźnego zróżnicowania hipsometrycznego pomiędzy poszczególnymi odsypami, przy jednoczesnym wypełnieniu obniżeń międzyodsypowych utworami facji starorzeczy, wydaje się być dodatkowym argumentem przemawiającym za erozyjno-akumulacyjnym charakterem kontaktów międzyodsypowych, oraz potwierdza pogląd, iż dziczeniu rzek sprzyja przewaga dostawy materiału do doliny nad ich zdolnością transportową.

Przystępując do próby interpretacji klimatostratygraficznej opisanej serii aluwialnej, wydaje się, że seria ta musi reprezentować stosunkowo młody cykl akumulacji rzecznej, skoro na utworzonej przez nią powierzchni tarasu II zaznaczają się między innymi ślady warkoczowego odkładania odsypów. Zdaniem autorów moment rozcinań powierzchni tarasu III został zapoczątkowany zapewne już w okresie starszego Dryasu, a maksimum rozwoju procesów erozyjnych przypadało na Alleröd, kiedy to cały obszar Polski Środkowej pokrywał bór iglasty (Różycki 1967). Śladem rozwoju ówczesnych procesów glebotwórczych są między innymi gleby kopalne zachowane często w profilach wydmowych (Maniowska 1969).

Akumulację opisywanej serii związane z pogorszeniem się klimatu w fazie młodszego Dryasu. Akumulacja ta była zapewne wynikiem ówczesnego rozrzedzenia lasów i stopniowego przenikania elementów stepowych (por. Szczepanek 1961), które nie były w stanie zatrzymać zwietrzliny. Wydaje się, że niewątpliwy wpływ na ówczesny charakter akumulacji rzecznej musiał mieć ówczesny fakt obniżenia się górnej granicy lasów w Górach Świętokrzyskich do wysokości ok. 400—450 m n.p.m. (por. Różycki 1967).

W okresie młodoholocenijskich zatorów lodowych i związanych z nimi wysokich wezbrań powodziowych, powierzchnia tarasu II została miejscami nadbudowana madami.

Najmłodsza seria aluwialna obejmuje w dolinie Nidy osady tarasu I (zalewowego). Powierzchnia tego tarasu wykazuje pochylenie zgodne ze spadkiem tarasów wyższych. W obrębie powierzchni tarasu I można prześledzić cztery wyraźne stopnie (fig. 1—3 oraz pl. 1—3), z których najwyższy $I_{(4)}$ wznosi się ok. 1,8 m nad poziom rzeki, niższy $I_{(3)}$ — ok. 1,2 m, jeszcze niższy $I_{(2)}$ — ok. 0,8 m, zaś najniższy $I_{(1)}$ — ok. 0,5 m nad poziom rzeki. Z obserwacji terenowych oraz analizy zdjęć lotniczych wynika, że trzy najwyższe stopnie należą do trzech kolejnych etapów meandrowego rozwoju tego tarasu, natomiast stopień najniższy reprezentowany jest przez odsypy współczesne.

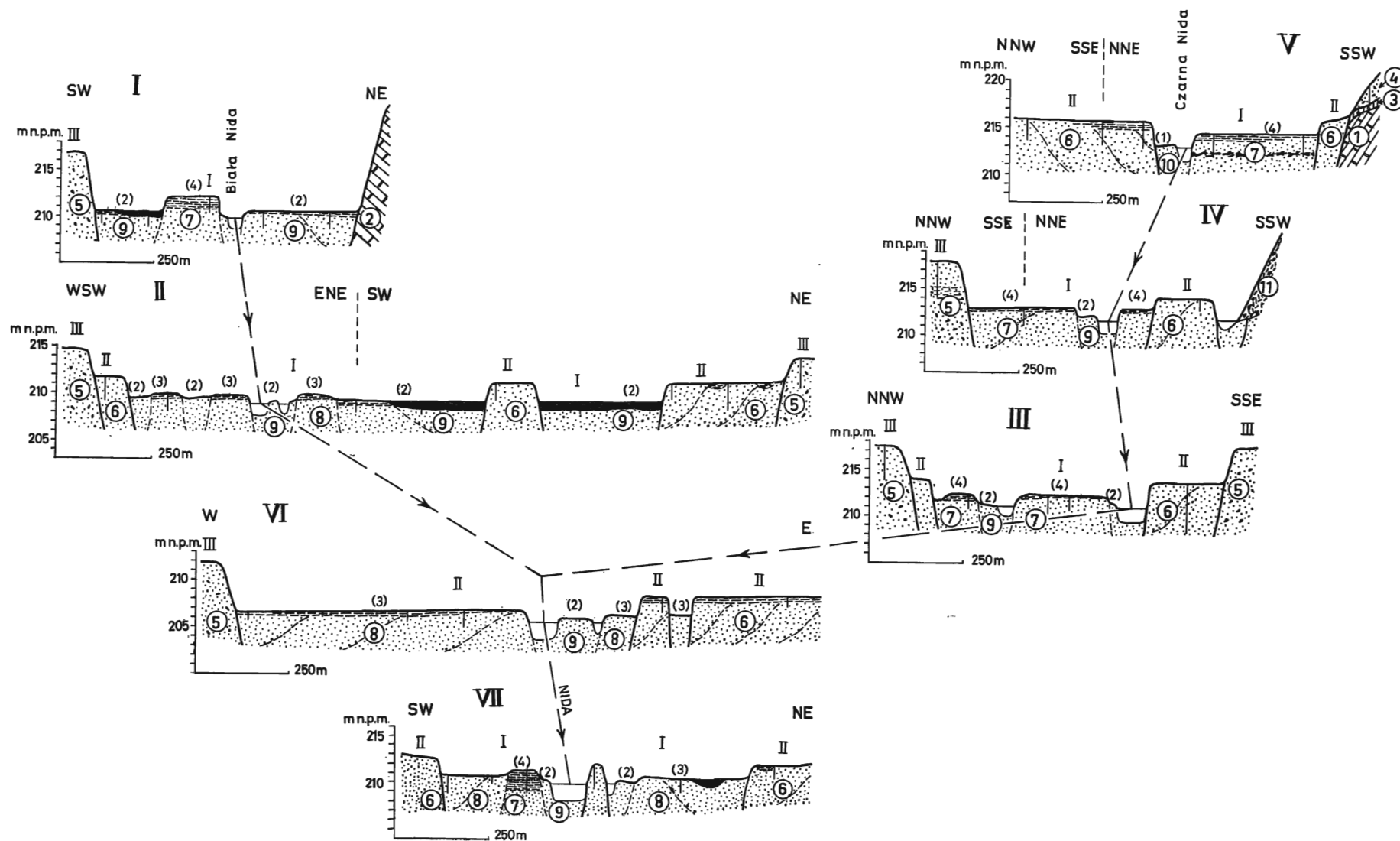


Fig. 2

Przekroje geologiczne (I—VII — por. fig. 1) przez osady czterostopniowego tarasu I (zalewowego) badanego odcinka Nidy

Trias: 1 wapień. Jura: 2 wapień. Zlodowacenie krakowskie (G II): 3 glina zwalowa. Zlodowacenie środkowopolskie (G III): 4 piasek różnoziarnisty z rumoszem akumulacji fluwioperyglacjalnej. Glacjalna część zlodowacenia bałtyckiego (G IV max.): 5 piaski różnoziarniste z rumoszem oraz wkładki mułków tarasu III. Okres młodszego Dryasu: 6 piaski drobno, średnio i gruboziarniste oraz mady tarasu II. Holocen — faza atlantycka i subborealna: 7 piaski drobno, średnio i gruboziarniste ze szczątkami roślin i poziomem czarnych pni drzewnych oraz mady czwartego stopnia tarasu zalewowego; faza subatlantycka: 8 piaski drobno, średnio i różnoziarniste ze szczątkami roślin oraz mady, namuły piaszczyste i torfy trzeciego stopnia tarasu zalewowego, 9 piaski drobno i średnioziarniste oraz mady i torfy drugiego stopnia tarasu zalewowego, 10 piaski różnoziarniste pierwszego stopnia tarasu zalewowego, 11 nasyp

Geologic cross-sections (I—VII — cf. Fig. 1) of sediments of the four-step Ist terrace of the investigated sector of the Nida river

Triassic: 1 limestones, Jurassic: 2 limestones. Cracovian glaciation (G II): 3 tills. Middle Polish glaciation (G III): 4 sands with debris of fluvi-periglacial accumulation. Glacial part of the Baltic glaciation (G IV max.): 5 sands with debris and mud interbeds of IIIrd terrace. Younger Dryas: 6 fine, medium and coarse-grained sands and muds of IIrd terrace. Holocene: Atlantic phase and subboreal phase: 7 fine, medium and coarse-grained sands with plant detritus and a level of black tree trunks and muds in the fourth step of flood terrace; Sub-Atlantic phase: 8 fine, medium and coarse-grained sands with plant detritus and muds, sandy muds and peat of the third step of flood terrace, 9 fine and medium-grained sands and muds and peat of the second step of flood terrace, 10 sands of the first step of flood terrace, 11 embankment

O ile wiązanie akumulacji tarasu zalewowego z okresem holocenijskim jest sprawą oczywistą, to znacznie trudniejszym jest ustalenie, do jakiej głębokości sięgają osady holocenijskie oraz wyjaśnienie, wynikiem jakich zjawisk jest czterocykliczny rozwój tarasu zalewowego.

Podejmując próbę ustalenia stratygrafii osadów czwartorzędowych w dolinie środkowej Nidy, autorzy (Hakenberg & Lindner 1971a, b) oparli się w głównej mierze na wierceniach wykonanych tu dla potrzeb hydrotechnicznych. Z opisów profili geologicznych tych wierceń oraz sond i własnych obserwacji wynika, że taras zalewowy zbudowany jest z piasków drobnoziarnistych ze żwirem, lub z wkładkami torfów i nagromadzeniami czarnych pni drzewnych, torfów oraz mad i namulów (fig. 2 i 3). Przystępując do ustalenia dolnej granicy osadów holocenijskich, a tym samym określenia ich miąższości, autorzy zdawali sobie w pełni sprawę z tego, że głębokość każdego cyklu erozyjno-akumulacyjnego (a więc i holocenijskiego) wyznacza poziom żwirowo-głazkowy (por. Shancer 1951, 1966; Lavrushyn 1963; Falkowski 1967a, b). Poziom ten w wielu przypadkach może wskazywać również na poszerzenie doliny rzecznej drogą bocznej erozji (Różycki 1961, 1964, 1967; Shancer 1966). W przypadku większości rzek Wyżyny Małopolskiej, osady holocenijskie są „włożone” w górne partie starszych serii aluwialnych tych samych rzek. Z uwagi jednak na to, że górne partie starszych aluwii odznaczają się znaczną domieszką materiału grubego (por. Mycielska-Dowgiałło 1969, Hakenberg & Lindner 1971b), nie zawsze w profilach wiertniczych daje się osobno wydzielić poziom żwirowo-głazowy rozpoczynający holocenijską serię aluwialną.

W obrębie opisywanego odcinka doliny Nidy, autorzy postawili dolną granicę osadów holocenijskich (nie przekraczających miąższości 10 m) w tym miejscu, gdzie w profilach wierceń rysuje się wyraźna różnica pomiędzy, generalnie biorąc, drobnoziarnistą serią tarasu zalewowego a gruboziarnisto-rumoszową serią aluwialną z okresu „eemsko-bałtyckiego”, lub późnoglacialnego. Rozpatrując to zagadnienie z punktu widzenia fluwiodynamiki (por. Shancer 1951, Falkowski 1970) autorzy zdają sobie sprawę, że obraz ten (fig. 3) jest uproszczony i że granicę tę należałoby obniżyć o około 1 m. Zaznaczyć jeszcze należy, iż wyżej przedstawiona interpretacja dolnej granicy aluwii holocenijskich nie stoi w sprzeczności z obserwacjami poczynionymi na obszarach sąsiednich (Mycielska-Dowgiałło 1969, Laskowska-Wysoczańska 1971, Lindner 1971).

Liczne sondy oraz odślonienia grupujące się w strefach krawędziowych poszczególnych stopni tarasu zalewowego, świadczą o tym, iż niemal cała seria holocenijska zawiera mniejszą lub większą domieszkę materiału organogenicznego. W większości przypadków wyraża się to humusowym przyciemnieniem piasku i rozproszeniem sieczki roślinnej w utworach madowych, ale zdarzają się również wkładki torfów lub nagromadzenia gałęzi i czarnych pni drzewnych. Nagromadzenia pni tworzą wyraźne przewarstwienia, występując na głębokości 1,5–2,5 m poniżej powierzchni najwyższego $I_{(4)}$ stopnia tarasu zalewowego (fig. 2 i 3). W przypadku, gdy stopień ten podcinany jest przez rzekę, pnie drzewne z reguły odślaniają się w obrębie współczesnego koryta, nieco poniżej zwierciadła wody. Z analizy całego badanego odcinka doliny pod kątem występowania poziomu pni drzewnych wynika, że główne ich nagromadzenia ograniczone są do tarasu zalewowego Czarnej Nidy¹. Pnie takie z terenu Wyżyny Małopolskiej były przedmiotem rozmaitych badań, a z prób określenia ich wieku metodą C^{14} wynika, że zdecydowana większość reprezentuje fazę atlantycką holocenu (Różycki 1967). Zważywszy iż pnie te wykazują ślady obtoczenia należy sądzić, że znajdują się w rozważanych aluwiiach na wtórnym złożu. Osadzenie zatem

¹ Fakt ten zdaje się wyjaśniać nie tylko nazwę tej rzeki, ale również nazwy wielu innych rzek regionu świętokrzyskiego (Czarna Sulejowska, Czarna Taraska, Czarna Pilczycka, Czarna Rakowska), którym towarzyszą podobne nagromadzenia czarnych pni drzewnych.

starszych osadów tarasu zalewowego nastąpić musiało później w wyniku ochłodzenia klimatycznego na przełomie fazy atlantyckiej i subborealnej (por. Szczepanek 1961). W przypadku dorzecza środkowej Wisły śladem ówczesnej akumulacji jest taras Ib (Różycki 1967).

Porównując charakter Nidy formującej powierzchnię tarasu II z charakterem tej rzeki w holocenie widać zdecydowaną różnicę w przebiegu procesów fluwiodynamicznych. Rozcinanie powierzchni tarasu II należy wiązać ze stopniowo postępującym rozwojem roślinności w okresie staroholocenijskim, aż do osiągnięcia swego optymalnego rozwoju w fazie atlantyckiej. Staroholocenijska szata roślinna, przytrzymując zwietrzelinę, sprzyjała przybieraniu przez Nidę charakteru rzeki meandrującej, niedociążonej materiałem i schodzącej na coraz to niższą powierzchnię (por. Falkowski 1967a, 1970).

W stopniowym wylesianiu badanego obszaru w okresie następującym po optimum klimatycznym coraz większą rolę przypisywać należy działaniu człowieka (Szczepanek 1961). Schodzenie koryta Nidy na powierzchnię niższą w stosunku do najwyższego stopnia tarasu zalewowego I_1 i tworzenie kolejnych stopni $I_{(2)}$ oraz $I_{(3)}$ tego tarasu, przy jednoczesnym nadbudowywaniu wyższych powierzchni tarasowych madami młodoholocenijskimi, wiąże się zapewne z głównymi etapami rozwoju gospodarki ludzkiej w fazie subatlantyckiej (por. Szczepanek 1961, Falkowski 1967a).

Wspomniane dwa środkowe stopnie tarasu zalewowego $I_{(2)}$ i $I_{(3)}$ są wyraźnie widoczne w terenie oraz na zdjęciach lotniczych nie tylko z uwagi na to, że tworzące je odsypy meandrowe są w mniejszym stopniu przykryte madami (fig. 2), ale przede wszystkim dlatego, że są to formy bardzo młode i odznaczające się znacznymi rozmiarami (fig. 1). Z przeprowadzonego porównania archiwalnych materiałów kartograficznych wynika, że znaczna część drugiego stopnia tarasu zalewowego $I_{(2)}$ zajęta była przez koryto rzeczne jeszcze pod koniec ubiegłego wieku², zaś niektóre fragmenty przepływów zachowane na powierzchni stopnia trzeciego $I_{(3)}$ były objęte żywą działalnością rzeczną jeszcze pod koniec XVIII wieku³.

Analiza zdjęć lotniczych oraz profilów sond i odsłonień wykonanych w osadach wszystkich trzech stopni meandrowych, wskazuje wyraźnie na typowo sierpowate odkładanie się odsypów, które często wzajemnie się „doganiając” ścinają się lub nadbudowują, dając tym samym granice o charakterze erozyjno-akumulacyjnym. Podobnie jak w przypadku rzeki dzikiej, poszczególne odsypy korytowe oddzielone są obniżeniami międzypodsyłowymi (rynienkami), z których najmłodsze zachowane są w postaci starorzeczy wypełnionych wodą (fig. 1, 2) i tylko częściowo zapełnione są namułami torfiastymi, torfami lub madami⁴.

² *Novaja Topografičeskaja Karta Zapadnoj Rossii* (1 : 84 000), rok wydania 1883.

³ *Carte von West Gallizien* (1 : 172 000), Wien 1808.

⁴ Na powierzchniach wyższych stopni tarasu I oraz na powierzchniach osadów starszych widoczne są wyraźne strefy rozwiewania materiału piaszczystego. Strefy te nie są zaznaczone na załączonej mapie (fig. 1) z uwagi na i tak już skompliko-

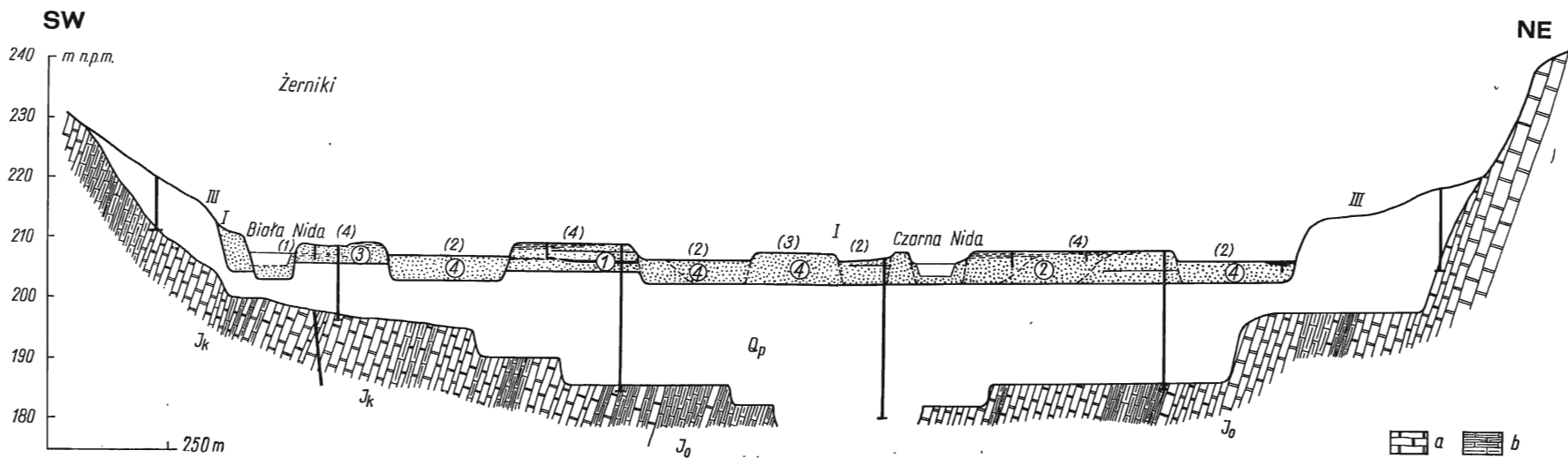


Fig. 3

Przekrój geologiczny wzdłuż linii A—A (na fig. 1) przez holocenijskie osady doliny Nidy na wysokości Żerniki
 Jo — jura oksford, Jk — jura kimeryd; a — wapienie, b — margle

Qp — plejstocen (szczegółowe następstwo osadów: *vide* Hakenberg & Lindner 1971b, Fig. 4A). Holocen — faza atlantycka i subborealna: 1 piaski różno i gruboziarniste z kawałkami drewna i soczewkami torfu w obrębie czwartego stopnia tarasu zalewowego, 2 piaski różno i drobnoziarniste oraz mady czwartego stopnia tarasu zalewowego, 3 mady piaszczyste oraz piaski ze szczątkami roślin w obrębie czwartego stopnia tarasu zalewowego; faza subatlantycka: 4 piaski drobno i średnioziarniste oraz namuły piaszczyste trzeciego, drugiego i pierwszego stopnia tarasu zalewowego

Geologic cross-section A—A (cf. Fig. 1) through the Holocene sediments in the Nida river valley at Żerniki
 Jo — Oxfordian, Jk — Kimmeridgian; a — limestones, b — marls

Qp — Pleistocene (detailed sequence of sediments: *vide* Hakenberg & Lindner 1971b, Fig. 4A). Holocene — Atlantic and subboreal phases: 1 sands and coarse grained sands with pieces of wood and peat lenses in the fourth step of flood terrace, 2 sands and fine-grained sands and muds of the fourth step of flood terrace, 3 sandy muds and sands with plant detritus of the fourth step of flood terrace; Sub-Atlantic phase: 4 fine and medium grained sands and sandy muds of the third, second and first steps of flood terrace

Najniższy stopień tarasu zalewowego $I_{(1)}$ reprezentowany jest przez współcześnie tworzące się odsypy (fig. 1). Z uwagi na to, że w pewnych odcinkach doliny odsypy te przybierają charakter typowy dla odsypów rzeki wyprostowującej swoje koryto, a w innych odcinkach — charakter odsypów meandrowych, autorzy celem wyjaśnienia przyczyny tego zróżni-

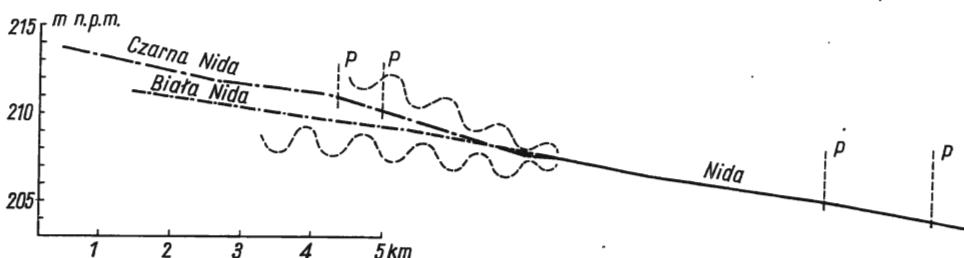


Fig. 4

Profil podłużny Nidy oraz dolnych odcinków Białej i Czarnej Nidy z zaznaczonymi odcinkami przełomowymi (P—P) oraz strefami, w obrębie których przeważa meandrowanie nad „dziczeniem rzeki”, tzn. tendencją do prostowania koryta

Long profile of the Nida river from the lower sectors of the Biała and Czarna Nida rivers with marked gap sectors (P—P) and zones of prevalence of meandering over tendency to braiding

cowania, wykonali profil podłużny badanego odcinka doliny (fig. 4). Z profilu tego wynika, że obecnie zaznaczająca się tendencja do prostowania koryta (Hakenberg & Lindner 1971b) jest zakłócona w wyniku podpierania lokalnej bazy erozyjno-akumulacyjnej przez wzajemnie łączące się rzeki. Zaznaczone zarówno w terenie jak i widoczne na zdjęciach lotniczych ślady przesunięć (w górę lub w dół doliny) punktów wzajemnego łączenia się Białej i Czarnej Nidy (fig. 1 oraz 5), pozwalają wyjaśnić z jednej strony fakt znacznej szerokości powierzchni meandrowych powyżej tych punktów, jak również fakt przesuwania się odcinków meandrowych w okresie subatlantyckim.

Rysująca się tendencja do przybierania przez Nidę charakteru rzeki dzięki wiąże się w sposób oczywisty z obecnie intensywnie prowadzoną gospodarką rolną, sprzyjającą rozwojowi spłukiwania materiału stokowego. Na obszarach przydolinnych (Żerniki, Korzecko) procesy stokowe zarejestrowane są między innymi deluwiami piaszczystymi o miąższości do 1,5 m, przykrywającymi holocenijskie gleby kopalne.

waną sytuację morfologiczną najniższego tarasu rzeczno, natomiast są one przedstawione na mapie ukazującej zgeneralizowany obraz powierzchni tarasu I (Hakenberg & Lindner 1971b, fig. 2).

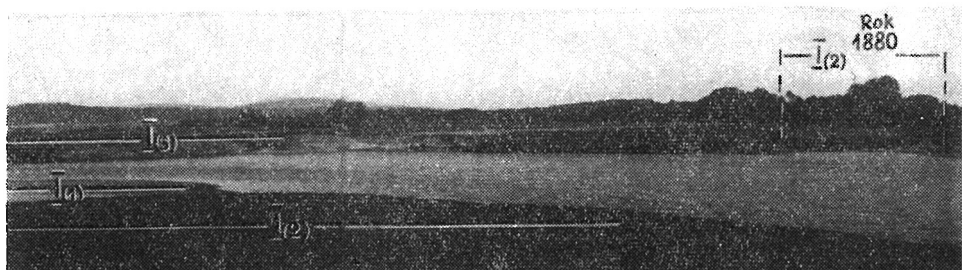


Fig. 5

Dolina Czarnej Nidy na wysokości Żerniki

Holocen: $I(1)$ — najniższy stopień tarasu zalewowego — współczesny odsyp meandrowy; $I(2)$ — drugi stopień tarasu zalewowego (z prawej wykorzystywany przez Białą Nidę przed 1880 rokiem); $I(3)$ — trzeci stopień tarasu zalewowego

Czarna Nida river valley near Żerniki

Holocene: $I(1)$ — lowest step of flood terrace — recent meander bar; $I(2)$ — second step of flood terrace (on the right — used by the Biała Nida river prior to 1880); $I(3)$ — third step of flood terrace

UWAGI KOŃCOWE

Z przedstawionych rozważań na temat warunków powstawania tarasu I (zalewowego) środkowej Nidy wynikają następujące wnioski.

Utworzenie tarasu I (zalewowego) należy wiązać z meandrującą działalnością rzek w holocenie. Proces akumulacji osadów tarasu zalewowego poprzedzony był rozcięciem powierzchni tarasu II. Rozcinanie to zostało zapoczątkowane w momencie polepszenia warunków klimatycznych z początkiem holocenu i trwało aż do okresu optymalnego rozwoju roślinności w fazie atlantyckiej.

Akumulacja tarasu zalewowego zapoczątkowana została na przełomie fazy atlantyckiej i subborealnej i była wynikiem ówczesnego ochłodzenia oraz rezultatem trzebieży lasów przez człowieka.

Cztery wyraźne stopnie, prześledzone na powierzchni tarasu zalewowego, należy wiązać z zaburzeniami profilu podłużnego rzek w wyniku działalności ludzkiej.

Porównanie obecnego przebiegu koryta rzecznego z archiwalnymi materiałami kartograficznymi świadczy o bardzo młodym wieku niższych ($I(3)$ oraz $I(2)$) stopni meandrowych tarasu zalewowego.

Pracownia Kartografii Geologicznej
Zakładu Nauk Geologicznych PAN

Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w październiku 1972 r.

LITERATURA CYTOWANA

- FALKOWSKI E. 1967a. Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost-Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju (Evolution of the Holocene Vistula from Zawichost to Solec with an engineering-geological prediction of further development). — Biul. Inst. Geol. 198. Warszawa.
- 1967b. Problemy granic między plejstoceniem a holocenem w aluwjach rzek nizinnych (Problems of the boundary between Pleistocene and Holocene in lowland rivers alluvia). — Przegląd Geol., vol. 15, no. 4. Warszawa.
- 1970. Zasady interpretacji budowy geologicznej aluwii dolin „dojrzałych swobodnych” na podstawie odcinka Wisły środkowej (Principles in interpretations of geological structure of alluvia in "free, mature valleys" within the area of the mid-course of the Vistula River). — *Ibidem*, vol. 18, no. 8/9.
- HAKENBERG M. 1970a. Chęciny (Szczegółowa mapa geologiczna Polski). Warszawa.
- 1970b. Chęciny (Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski). Warszawa.
- & LINDNER L. 1971a. Holocenijski rozwój doliny środkowej Nidy na tle jej plejstocenijskiej przeszłości. Maszynopis w Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej Uniw. Warsz. Warszawa.
- & — 1971b. Stratygrafia osadów czwartorzędowych w dolinie środkowej Nidy (Stratigraphy of Quaternary deposits in the valley of the middle Nida). — Acta Geol. Pol., vol. 21, no. 2. Warszawa.
- LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W. 1971. Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego (Quaternary stratigraphy and paleogeomorphology of the Sandomierz Lowland and the foreland of the Middle Carpathians, Poland). — Studia Geol. Pol., vol. 34. Warszawa.
- LINDNER L. 1971. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Pleistocene stratigraphy and paleogeomorphology of the north-west margin of the Holy Cross Mountains, Poland). — *Ibidem*, vol. 35.
- LAVRUSHYN J. A. 1963. Alluvii ravninnykh rek subarkticheskogo poljasa i periglyacialnykh oblastej materikovykh oledenienii. — Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR, vol. 87. Moskwa.
- MANIKOWSKA B. 1969. Gleba z interstadiału Alleröd na tle układu stratygraficznego utworów zstępującej fazy Würmu w okolicach Łodzi (Fossil soil from Alleröd interstadial on background of deposits of waning phase of the Würm in Łódź region). — Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN, no. 75. 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, baser on sedimentological studies in the Vistula Valley near Tarnobrzeg). — Przegląd Geogr., vol. 41, no. 3. Warszawa.
- ROŻYCKI S. Z. 1961. Middle Poland, VIth Congress INQUA. Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, Part II, vol. 1. Warszawa.
- 1964. Les oscilation climatiques pendant le "grand Interglaciare". Raport of the VI INQUA Congress, vol. 2. Warszawa.
- 1967. Plejstocen Polski Środkowej (The Pleistocene of Middle Poland). Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- SHANCER E. V. 1951. Alluvii ravninnykh rek umerennovo poljasa i jevo znachenye dlya poznanya zakonomernostej strojenya i formirovanya allyuvialnykh svit. — Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR, vol. 55. Moskwa.

— 1966. Ochenki uchenya o geneticheskikh tipakh kontinentalnykh osadochnykh obrazovaniy. — *Ibidem*, vol. 161.

SZCZEPANEK K. 1961. Późnoglacialna i holoceńska historia roślinności Gór Świętokrzyskich (The history of the Late-Glacial and Holocene vegetation of the Holy Cross Mts.). — *Acta Palaeobot.*, vol. 2, no. 2. Kraków.

SUMMARY

ABSTRACT: In the valley of the Middle Nida river the beginning of the Holocene was marked by erosion cutting the surface of the Pleistocene *IInd* terrace, and the postoptimal period — with deposition of the *Ist* (flood) four-step terrace. The formation of the three higher steps of this terrace is connected with meandering river action, whereas the lowest one is represented by recent bars.

Field data and analysis of air photographs allowed to state that the Holocene sediments in the valley of the Middle Nida river (southern part of the Holy Cross Mts, Central Poland) are represented by *Ist* (flood) terrace, on the surface of which four subsequent steps are to be found (Fig. 1, 3 and 5; Pls 1—2), namely: $I_{(4)}$ about 1.8 m over the river level, $I_{(3)}$ — about 1.2 m, $I_{(2)}$ — about 0.8 m, and $I_{(1)}$ — about 0.5 m. The sediments of the *Ist* terrace are embedded in older alluvial series what means that this deposition was preceded by erosion a dozen of metres deep, the maximum of which may be estimated as the Atlantic phase of the Holocene. These sediments contain considerable admixture of organic matter. In most cases these are humus admixtures in sands or plant detritus in mud sediments, with occasional peat interbeds and tree branches and black tree trunks. Trunk concentrations are to be found at depth of 1.5—2.5 m below the surface of the highest step of the *Ist* terrace; in the neighboring areas (Różycki 1967) such trunks represent Atlantic phase.

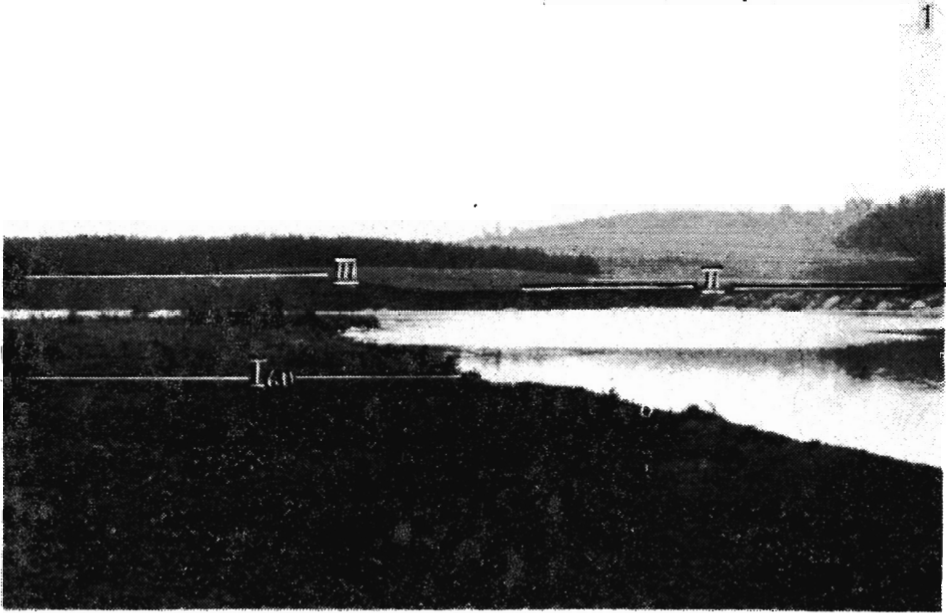
Comparing the surface of the *IInd* terrace formed by a braided river during the younger Dryas time with that of the *Ist* terrace it is clear that the Holocene development of vegetation cover was favorable to meandering of the Nida river.

Gradual lowering of the Nida channel in relation to the highest step of the *Ist* terrace is probably connected with the subsequent phases of deforestation during the sub-Atlantic phase (cf. Szczepanek 1961, Falkowski 1967a).

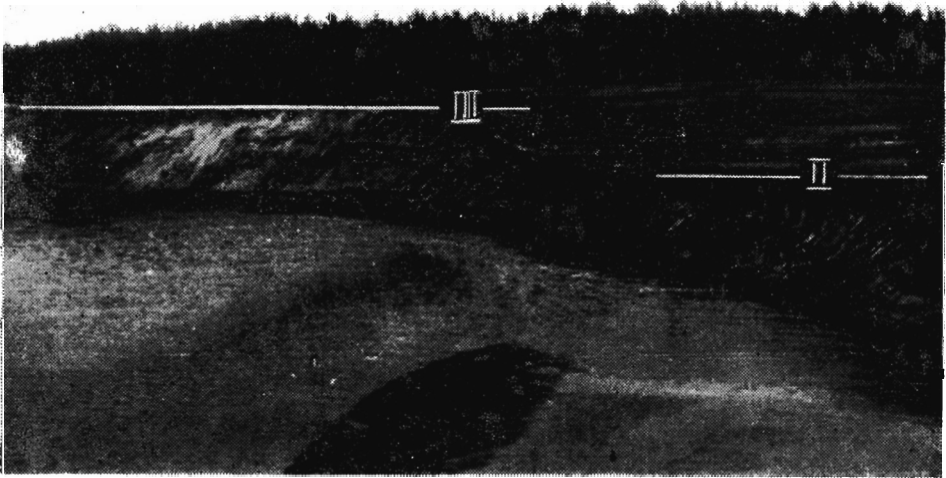
Analysis of air photographs and exposures of sediments of the three meander steps of the flood terrace suggests a typically falcate formation of bars which are interspaced by interbar depressions.

The lowest step of the flood terrace *I* is represented by a recently forming bar (Fig. 1 and 5; Pl. 2), which is of a character of simple bar typical for braided river and only in the case of local damming of the base level, bears a character of falcate bar (comp. Figs 1 and 4). The presently observed tendency to braiding in the Nida river is related to intensive agricultural activity around which accelerates washing off the slope material down the river valleys.

Laboratory of Geological Mapping
 Institute of Geological Sciences
 Polish Academy of Sciences
 and
 Institute of Geology
 of the Warsaw University
 Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
 Warsaw, October 1972



2



Dolina Białej Nidy poniżej Tokarni

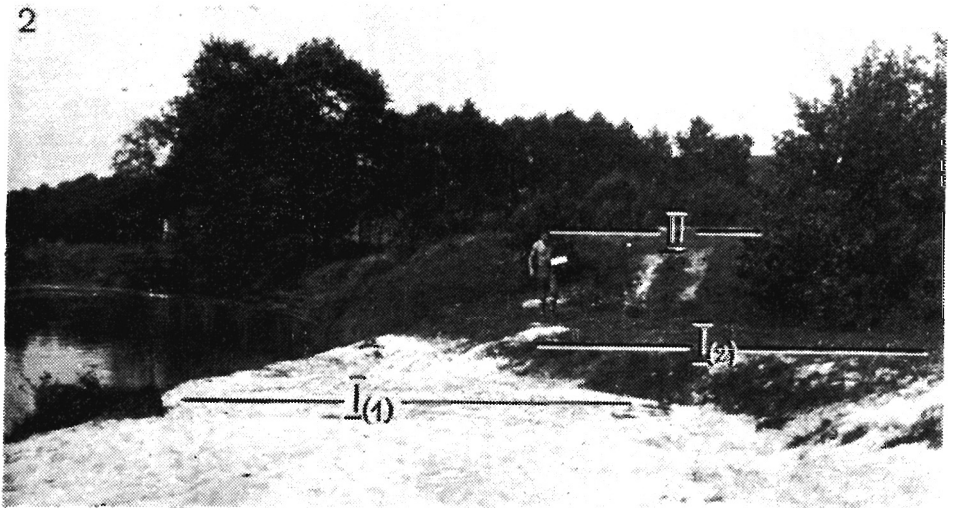
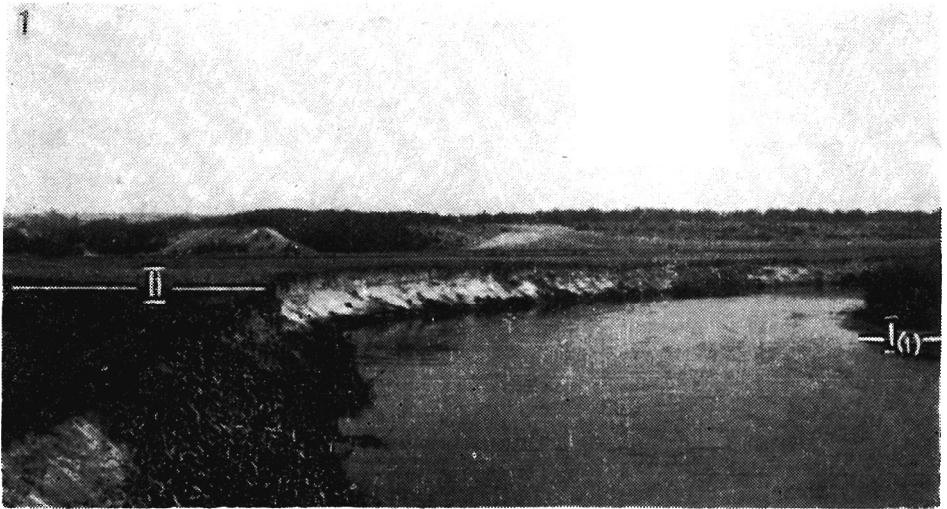
1 — Holocen: I(3) — trzeci stopień tarasu zalewowego. Zlodowacenie bałtyckie: II — taras nadzalewowy (późnoglacialny), III — taras wyższy (z okresu maksymalnego rozwoju warunków peryglacialnych).

2 — Podcięcie przez rzekę tarasów „bałtyckich” (II i III).

Biała Nida valley below Tokarnia

1 — Holocene: I(3) — third step of flood terrace. Baltic glaciation: II — supra-flood terraces (late glacial in age), III — higher terrace (of the maximal development of periglacial climatic conditions).

2 — Erosion of the "Baltic" terraces (II and III).



1 — Dolina Białej Nidy poniżej młyna Baranek

Holocen: *I(1)* — najniższy stopień tarasu zalewowego — współczesny odsyp meandrowy. Zlodowacenie bałtyckie: *II* — taras nadzalewowy (późnoglacialny). Na dalszym planie widoczne zasypianie piaszczyste z okresu zlodowacenia środkowopolskiego

2 — Dolina Białej Nidy powyżej Tokarni

Holocen: *I(1)* — najniższy stopień tarasu zalewowego — współczesny odsyp „rzeki dzikiej”, *I(2)* — drugi stopień tarasu zalewowego. Zlodowacenie bałtyckie: *II* — taras nadzalewowy (późnoglacialny)

1 — Biała Nida valley below the Baranek mill

Holocene: *I(1)* — lowest step of flood terrace — recent meander bar. Baltic glaciation: *II* — supra-flood terrace (late glacial in age). Sandy accumulation of Middle Polish glaciation in the background

2 — Biała Nida valley above Tokarnia

Holocene: *I(1)* — lowest step of flood terrace — recent bar of braided river, *I(2)* — second step of flood terrace. Baltic glaciation: *II* — supra-flood terrace (late glacial in age)