

ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN—POLONIA

VOL. XXI, 7

SECTIO B

1966

Z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS  
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Jan BURACZYŃSKI, Józef WOJTANOWICZ

**Rozwój doliny Wisły i Sanu w czwartorzędzie w północnej części  
Niziny Sandomierskiej**

The Development of the Valleys of the Vistula and San Rivers in the Northern Part  
of the Sandomierz Lowland during the Quaternary Era

WSTĘP

Doliny Wisły i Sanu na obszarze Niziny Sandomierskiej nie mają nowszych, pełniejszych opracowań geologicznych, czy geomorfologicznych. Najpełniejszymi dotąd publikacjami na interesujący nas temat są prace A. Rehmana (32), A. M. Łomnickiego (20), W. Friedberga (7) i E. Romera (34) — pochodzące jeszcze z końca XIX i początku XX w. W okresie powojennym powstają studia syntetyczne M. Klimaszewskiego dla dużego obszaru Polski południowej (10, 11). W ostatnim czasie E. Mycielska-Dowgiałło opublikowała materiały ze swoich badań geologiczno-geomorfologicznych w dolinie Wisły pod Tarnobrzegiem (16, 25, 26). Wymienić należy ponadto prace ogólne o charakterze przeglądowym, mające pewne znaczenie w naszych rozważaniach (3, 5), oraz kilka notatek z badań geologicznych z obszarów sąsiadujących z omawianym terenem (2, 18, 22, 39).

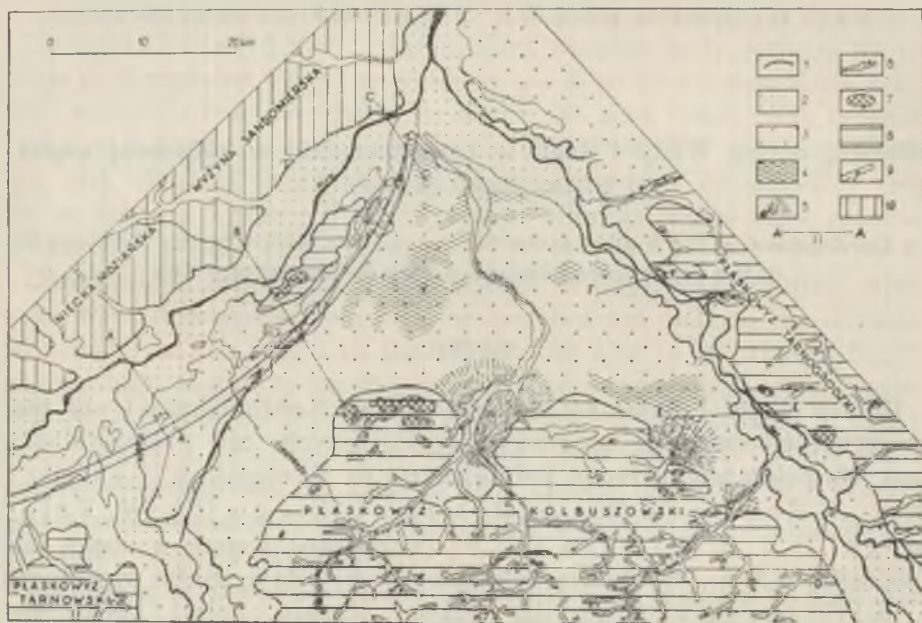
Materiały do niniejszego opracowania zebrali autorzy w latach 1960—1966, prowadząc na terenie północnej części Niziny Sandomierskiej kartowanie geomorfologiczne w ramach prac nad Mapą Geomorfologiczną Polski.

RZEŻBA WSPÓŁCZESNA

W północnej części Niziny Sandomierskiej pod względem ukształtowania powierzchni wydzielić można dwie główne, różne pod względem genetycznym jednostki morfologiczne. Są to denudacyjne guzy między-

dolinne — płaskowyże z akumulacją glacialną oraz szerokie akumulacyjne równiny terasowe — doliny Wisły i jej karpackich dopływów (ryc. 1). Do tego podstawowego schematu dodać należy jeszcze równinę proluwialną, ciągnącą się szerokim pasem wzdłuż południowej krawędzi Rostocza (Równina Biłgorajska) oraz rynnę podkarpacką.

Rozważania nasze, dotyczące geomorfologii i paleogeografii dolin dwu największych rzek na Nizinie Sandomierskiej, ograniczamy do następu-



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny północnej części Niziny Sandomierskiej; 1 — krawędzie erozyjne (holocen); 2 — terasa zalewowa (holocen), 3 — terasa nadzalewowa akumulacyjna, poziom wysokiego zasypania Niziny Sandomierskiej (złodowacenie bałtyckie), 4 — płytkie zagłębienia w obrębie poziomu zasypania, wypełnione osadami holocenijskimi, 5 — stożki proluwialne (złodowacenie bałtyckie i środkowopolskie), 6 — doliny denudacyjne (plejstocen), 7 — pagórki żwirowe (złodowacenie krakowskie), 8 — obszar płaskowyżów — garby podłoża (trzeciorzęd) z akumulacją morenową (złodowacenie krakowskie), 9 — dawne przepływy Pra-Wisły i Pra-Wisłoki, 10 — Wyżyna Małopolska, A-A — linie przekrojów geologicznych

Geomorphological scheme of the northern part of the Sandomierz Lowland; 1 — erosional edges (Holocene), 2 — Holocene terrace, 3 — accumulation Pleistocene terrace, the horizon of deep burying of the Sandomierz Lowland (Baltic Glaciation), 4 — shallow depressions in the burying horizon filled with Holocene deposits, 5 — proluvial fans (Baltic and Middle Polish Glaciation), 6 — denudation valley (Pleistocene), 7 — gravel hills (Cracovian Glaciation), 8 — area of plateaus — humps of the underlying rock (Tertiary) with morainic accumulation (Cracovian Glaciation), 9 — former valleys of Pre-Vistula and Pre-Wisłoka, 10 — Małopolska Upland, A-A — lines of geological sections

jących odcinków tych rzek: dolina Wisły między ujściem Wisłoki i Sanu oraz dolina Sanu poniżej ujścia Wisłoki. Morfologię dolin ilustrujemy za pomocą wycinków mapy geomorfologicznej (ryc. 2, 3, 5 i 6).

Obie doliny są szerokie — szerokość na przykład doliny Wisły dochodzi do 25 km. Zasadniczymi elementami ich rzeźby są: wyraźnie na ogół zaznaczające się w krajobrazie, wcięte na kilka metrów holoceniskie dno doliny oraz rozległa powierzchnia terasy plejstoceniowej.

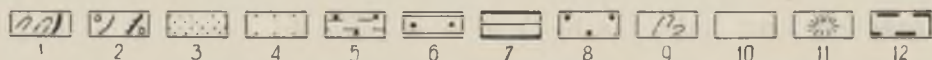
Dolina Wisły ma kształt wybitnie asymetryczny. Od strony północno-zachodniej ograniczona jest ostrą, wysoką na 30—50 m krawędzią Wyżyny Małopolskiej. Wisła spychana przez swe dopływy karpackie, ma w swojej historii ciągłą tendencję do przesuwania się na północ i podcinania krawędzi Wyżyny Małopolskiej. Po lewej stronie brak jest na badanym odcinku terasy plejstoceniowej. W przeciwieństwie do stromego lewego zbocza po prawej stronie teren łagodnie i stopniowo podnosi się przechodząc w rozległy poziom terasy piaszczystej, który łączy się z kolei z równiną proluwialno-deluwialną, zalegającą na przedpolu Płaskowyżu Kolbuszowskiego (ryc. 1). Asymetryczną dolinę ma również San na odcinku od Leżajska do Niska. Po prawej stronie przylega wysoka krawędź Płaskowyżu Tarnogrodzkiego, aktualnie podcinana w paru miejscach przez San (pod Krzeszowem i koło Zarzecza), a po lewej stronie występuje szeroki terasowy poziom piaszczysty rozszerzający się w dół rzeki aż do połączenia z poziomem wiślanym.

W obrębie holoceniskich den dolin, które osiągają szerokość do 6—8 km, występują dwa poziomy terasowe. Są nimi: niższa terasa zalewowa (łęgowa) o wysokości od 1 do 3 m i wyższa terasa zalewowa (rędzinna) o wysokości od 3 do 6 m.

Terasa łęgowa występuje wąskim i nieciągłym pasem wzdłuż koryta. Jest zalewana prawie corocznie w okresie większych stanów wody. Zbudowana jest z piasków rzecznych facji korytowej. Charakteryzuje się występowaniem licznych młodych starorzeczy z wodą. Obszar terasy zajęty jest przez wikliny i łąki.

Największy obszar dna doliny zajmuje terasa rędzinna. Szerokość jej dochodzi do kilku kilometrów, na przykład szerokość jej w dolinie Wisły w okolicy Tarnobrzega wynosi 6 km. Terasa ta jest zbudowana z aluwii rzecznych typu mad, o miąższości kilku metrów (maks. do 7 m). Zalewana bywa w czasie powodzi. Powierzchnia terasy jest nierówna, pocięta licznymi starorzeczami, najczęściej o kształcie kolistym (fot. 1). Stan zachowania starorzeczy jest różny — od niewyraźnych zakłębłości terenu do form wyznaczonych pasami łąk lub głębokich koryt wypełnionych wodą (ryc. 2). Znamienne jest występowanie świeżych starorzeczy wzdłuż krawędzi terasy wyższej, względnie wzdłuż zbocza doliny (ryc. 2, 5, 6). Ciągłą się one prawie nieprzerwanie pasem





Ryc. 2. Szkic geomorfologiczny doliny Wisły w okolicy Baranowa Sandomierskiego; 1 — starorzecza: wyraźne często z wodą i niewyraźne (holocen), 2 — krawędź terasy nadzalewowej o wysokości: a) do 5 m, b) powyżej 5 m, 3 — terasa holocenińska niższa — łęgowa o wysokości 2 m oraz dna starorzeczy, 4 — terasa holocenińska wyższa — rędzinna o wysokości 3–4 m, 5 — terasa akumulacyjna plejstoceńska, ścięta i nadbudowana cienką warstwą osadów powodziowych — holoceniskich,

o szerokości 100—200 m, tworząc amfiteatralne podcięcia. Doskonałe zachowanie oraz ciągłość form wskazuje, że jeszcze niedawno miały one łączność z rzeką. Wisła i San meandrowały w okresie historycznym w bardzo szerokiej strefie, co dokumentują źródła historyczne i materiały kartograficzne.<sup>1</sup> Cała powierzchnia den dolin była strefą inundacyjną. Jeszcze pod koniec XVII w. San na odcinku od Niska do Radomyśla silnie meandrował po obu stronach dzisiejszego koryta. Wisła w tym samym okresie płynęła podobnie jak dziś, z tym że koryto dzieliło się na szereg ramion. Między innymi połączenie z głównym korytem miało obecne starorzecze koło Baranowa, którym jeszcze w XVI w. płynął prawdopodobnie główny nurt Wisły, jak można by sądzić na podstawie stwierdzonego historycznie faktu istnienia w tym okresie spichrzy w Baranowie.

Efektom licznych zmian koryt rzek, których ślady są tak wyraźne, jest nierówna powierzchnia terasy rędzinnej. Deniwelacje na niej dochodzą do kilku metrów.

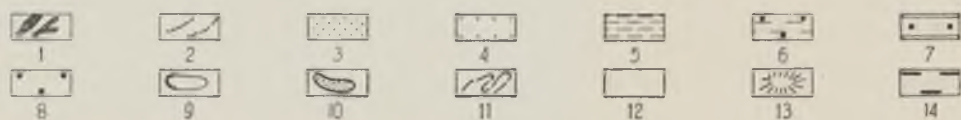
Holocenne terasy są ściśle związane ze współczesnym reżimem rzek. Powierzchnia teras wykazuje w profilu podłużnym (wzdłuż osi doliny) nachylenie równoległe do spadku rzeki lub nieco większe (ryc. 7, 8). Nachylenie na przykład terasy rędzinnej Wisły, o wysokości od 140 m n.p.m. koło Sandomierza do 155—157 m n.p.m. przy ujściu Wisłoki wynosi 0,40‰. Prawie identyczne nachylenie (0,41‰) ma terasa

<sup>1</sup> Liesganig: Koenigreich Galizien und Ludomerien, 1:288000, 1790; Topograficzna Karta Królestwa Polskiego: 1:126000, Warszawa 1839; Kummerer Ritter von Kummersberg C.: Administrativ Karte von den Königreichen Galizien und Ludomerien. 1:115200 (arkusze 1, 2, 9, 10). Wien 1880.

6 — terasa erozyjna (schyłek zlodowacenia bałtyckiego) o wysokości 5—6 m, wycięta w terasie akumulacyjnej, 7 — terasa erozyjna o wysokości 5—6 m (schyłek zlodowacenia bałtyckiego), wycięta w glinie morenowej, 8 — terasa plejstocenska akumulacyjna o wysokości 6 m (zlodowacenie bałtyckie), 9 — dolinki denudacyjne (plejstocen), 10 — stoki (plejstocen — holocen), 11 — ostańce denudacyjne (plejstocen), 12 — równina denudacyjna na garbach o wysokości 170—180 m n.p.m. (plejstocen)

Geomorphological scheme of the Vistula river valley in the region of Baranów Sandomierski; 1 — river beds (Holocene), 2 — edge of the Pleistocene terrace: a) up to 5 m high, b) above 5 m high, 3 — lower Holocene accumulation terrace 2 m high, 4 — higher Holocene terrace — "rendzina" terrace 3—4 m high, 5 — Pleistocene accumulative terrace, cut off and built upon with a thin layer of Holocene flood deposits, 6 — erosional terrace 5—6 m high, cut out in the accumulation terrace, 7 — erosional terrace 5—6 m high (decline of Baltic Glaciation) cut out in moraine loam, 8 — Pleistocene accumulative terrace 6 m high (Baltic Glaciation), 9 — denudation outliers (Pleistocene), 10 — slopes (Pleistocene-Holocene), 11 — denudation outliers (Pleistocene), 12 — denudation plain on humps 170—180 m high a.s.l. (Pleistocene)





Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny doliny Pra-Wisły w okolicy Dąbrowicy; 1 — starorzeczca wyraźne, płytkie, 2 — krawędź terasy nadzalewowej o wysokości do 5 m, a) wyraźna, b) niewyraźna, 3 — terasa holocenska niższa — łęgowa o wysokości około 3 m, oraz dna starorzeczcy, 4 — terasa holocenska wyższa — rędzinna o wy-

rédianna w dolinie Sanu, której wysokość wynosi od 140 m przy ujściu Sanu do 169 m w Leżajsku.

Naturalny charakter rzek został zakłócony przez prace regulacyjne i usypanie wałów przeciwpowodziowych.<sup>2</sup> Równoległe do siebie, prowadzone po obu stronach rzek wały przez odcięcie meandrów wyrównały biegi rzek. Spowodowało to zwiększenie spadków tych rzek i zanik procesu meandrowania. Wisła i San płyną obecnie po szerokopromiennych łukach, nie tworząc typowych meandrów.

Wpływ gospodarczej działalności człowieka najsilniej odzwierciedla się właśnie na obszarze den dolin. Jest to związane zarówno z tym, że doliny Wisły i Sanu są najstarszymi i przez długie wieki — do XV w. — jedynymi terenami osadniczymi w Kotlinie Sandomierskiej, jak również i z tym, że obszar ten ze względu na swój charakter (podmokłość, zale-

---

<sup>2</sup> Sypanie wałów jest historią dawną. Na przykład sypanie wałów nad Sanem datuje się co najmniej od początku XVIII w. Na okres ten przypada — jak podaje A. Schneider (Encyklopedia do Krajoznawstwa Galicji etc., t. I, Lwów 1871) — sypanie „zrujnowanych przez dłuższy czas” wałów na odcinku od Rado-myśla do ujścia Sanu. Na przełomie XIX i XX w. usypano współcześnie istniejące wały nad Sanem. Szeroko zakrojone prace regulacyjne na Wiśle przeprowadziły władze austriackie w okresie zaborów. Zostały one zresztą przeprowadzone wadliwie, co spowodowało przesuszenie obszarów nadwiślańskich. Również w ramach planu COP — przed II wojną światową prowadzono prace nad podwyższeniem i usypaniem nowych wałów.

---

sokości około 4 m, 5 — zagłębienia bezodpływowe w obrębie terasy plejstocenijskiej, wypełnione osadami organicznymi, 6 — terasa akumulacyjna plejstocenijska (złodowacenie bałtyckie), nadbudowana cienką warstwą osadów powodziowych (holocen) o wysokości 3—4 m, 7 — terasa plejstocenijska erozyjna o wysokości 4—5 m (schyłek złodowacenia bałtyckiego), 8 — terasa plejstocenijska akumulacyjna o wysokości 6—10 m (złodowacenie bałtyckie), 9 — misy deflacyjne, 10 — wydmy i obszary zwydmione (schyłek plejstocenu), 11 — dolinki denudacyjne (plejstocen), 12 — stoki (plejstocen-holocen), 13 — ostańce denudacyjne (plejstocen), 14 — równina denudacyjna na garbach o wysokości 170—180 m n.p.m. (plejstocen)

Geomorphological scheme of the Pre-Vistula valley in the region of Dąbrowica; 1 — distinct river beds, shallow, 2 — edge of the Pleistocene terrace up to 5 m high, 3 — lower Holocene accumulation terrace, about 3 m high, 4 — higher Holocene "rendzina" terrace, about 4 m high, 5 — depressions without outflow within the Pleistocene terrace filled with organic deposits, 6 — Pleistocene accumulative terrace (Baltic Glaciation) built upon with a thin layer of flood deposits (Holocene) 3—4 m high, 7 — erosional Pleistocene terrace, 4—5 m high (decline of Baltic Glaciation), 8 — accumulative Pleistocene terrace 6—10 m high (Baltic Glaciation), 9 — deflation basins, 10 — dunes and areas covered with dunes (decline of Pleistocene), 11 — denudation valleys (Pleistocene), 12 — slopes (Pleistocene — Holocene), 13 — denudation outliers (Pleistocene), 14 — denudation plain on humps 170—180 high a.s.l. (Pleistocene)

wanie w wyniku powodzi) wymagał największych inwestycji adaptacyjnych dla osadnictwa i gospodarki rolnej. Człowiek gospodarzy na tych terenach od późnego paleolitu. Z okresu tzw. epipaleolitu (11000—7900 lat p.n.e.) pochodzą najstarsze kultury człowieka (peryferie kultury mazowszańskiej) na Nizinie Sandomierskiej. Znajdują się one w pobliżu rzek na krawędziach teras piaszczystych, tak jak ma to miejsce w Nisku — w jednym z licznych stanowisk tej kultury (31).

Na południowy wschód od Doliny Wisły ciągnie się równoległa do niej rynna, oddzielona przez wąski garb TarnobrzESCO-Baranowski. Występuje ona na odcinku od doliny Wisłoki aż do wsi Trześć. Przedłużenie tej rynny w kierunku zachodnim wyznacza dolina rzeki Breń. Rynna ta przedstawia sobą dawną dolinę Pra-Wisły o kierunku zbliżonym do SW—NE (ryc. 1). Rynna Pra-Wisły wypełniona jest osadami plejstocenskimi, w które włożone są utwory holocenske. Powierzchnia zalewowa pocięta jest wąskimi pasmami przepływów wód (starorzeczy), które wyznaczają strefę dna tej doliny o szerokości 2—4 km.

Kierunek rynny oraz kierunki drobnych form morfologicznych nawiązują do zasadniczego kierunku Wisły. Rynna w części południowej na odcinku od Padwi do wsi Jadachy wykazuje kierunek SW—NE, a dalszy jej odcinek aż do połączenia się z Wisłą kierunek SSW—NNE. Wysokość dna rynny w części W wynosi 155 m n.p.m., obniżając się do 140 m n.p.m. przy połączeniu się jej z doliną Wisły. Spadek dna na całym tym odcinku wynosi 0,42‰ (odpowiednio 0,41‰ i 0,43‰ we wspomnianych wyżej jego częściach). Omawiana rynna łączy się z doliną Wisłoki przez odcinek Mielec—Zarównie, o kierunku SSW—NNE, którego spadek jest większy niż w odcinku omówionym powyżej i wynosi 0,88‰.

Analiza morfologiczna rynny, jej wysokość i spadek powierzchni wskazuje jednoznacznie na łączność doliny Pra-Wisły z doliną Wisły. Doliny te łączą się współcześnie w okolicy Padwi, gdzie terasa rędzinna Wisły i terasa plejstocenska z pokrywą holocenską mają podobną wysokość około 155 m n.p.m. (ryc. 2). Rynna Pra-Wisły była często wykorzystywana przez wody powodziowe Wisły. Efektem tego są liczne koryta o szerokości kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, rozcinające powierzchnię terasy zalewowej (ryc. 2, 3). Dno doliny Pra-Wisły jest w różnym stopniu rozcięte, o czym świadczy występowanie licznych wysp terasy plejstocenskiej w dnie, oraz rozcinające ten poziom rynny wypełnione holocenem (ryc. 3).

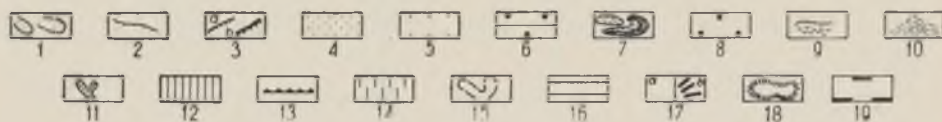
Garb TarnobrzESCO-Baranowski, odgradzający rynnę Pra-Wisły od doliny Wisły wznosi się 15—25 m nad dnem tych dolin. Tworzy go wał o długości 14 km, przy nieznacznej szerokości 2—3 km. Garb jest zbudowany z ilów krakowieckich i piasków trzeciorzędowych. Na powierzchni występują piaski i gliny lodowcowe. Powierzchnia Garbu



ścięta jest w wysokości 175—180 m n.p.m. w części SW — od Baranowa do Miechocina, a w części NE od Miechocina do Tarnobrzegu do wysokości 160—165 m n.p.m. Podobne różnice wysokości obserwujemy również w powierzchni podczwartorzędowej.



Ryc. 4. Fragment rzeźby doliny Sanu w okolicy Krzeszowa  
A relief fragment of the San valley by Krzeszów



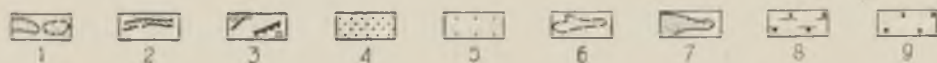
Ryc. 5. Szkic geomorfologiczny doliny Sanu w okolicy Krzeszowa; formy w dolinie Sanu: 1 — starorzeża: wyraźne, często z wodą i mniej wyraźne (holocen), 2 — młode podcięcia erozyjne w dnie doliny Sanu (holocen), 3 — krawędzie: a) o wysokości do 5 m, b) o wysokości powyżej 5 m (holocen), 4 — terasa holocen-

Ponad holocenijskim dnem dolin wznosi się płaska, piaszczysta powierzchnia terasowa. Jest to podstawowy terasowy poziom plejstocenijski w dolinie o wysokości 5—20 m. Granica między holocenijskim dnem a terasą plejstocenijską może być bardzo wyraźna, zaznaczona kilkumetrową krawędzią, co ma miejsce głównie w dolinie Sanu (ryc. 5, 6). Krawędź terasy plejstocenijskiej ma wtedy bardzo charakterystyczny, „zakolowy” przebieg, świadczący o podcięciach w okresie meandrowania rzeki. Granica ta może być także niewyraźna, zatarta i właściwie nie mająca wyrazu morfologicznego, a wyznaczona głównie na podstawie budowy geologicznej. Taka sytuacja istnieje w dolinie Wisły — po jej wschodniej stronie, a szczególnie w rynnie Trześniówki (ryc. 3), jak również w dolinie Sanu na N od Rozwadowa, gdzie aluwia holocenijskie wkraczają na terasę plejstocenijską — maskując różnice hipsometryczne podłoża. Morfologiczną cechą rozpoznawczą dla terasy holocenijskiej jest obecność na niej kolistych starorzeczy.

ska, niższa — łąkowa o wysokości 1—1,5 m, oraz dna starorzeczy, 5 — terasa holocenijska wyższa — rędzinna o wysokości 4—5 m, 6 — terasa erozyjna (schyłek plejstocenu), 7 — wydmy (schyłek plejstocenu), 8 — terasa plejstocenijska akumulacyjna o wysokości 10—11 m (złodowacenie bałtyckie); formy na Płaskowyżu Tarnogrodzkim: 9 — osuwiska na łąkach krakowieckich na podcinanej przez San krawędzi Płaskowyżu Tarnogrodzkiego (holocen), 10 — stożki napływowe (holocen), 11 — wąwozy lessowe (holocen), 12 — równina akumulacji lessowej (złodowacenie bałtyckie), 13 — krawędź lessowa akumulacyjno-denudacyjna (złodowacenie bałtyckie), 14 — dna dolin denudacyjnych z akumulacją deluwialno-soliflukcyjną (plejstocen), 15 — niecki denudacyjne (schyłek Würmu), 16 — zrównania podstokowe (plejstocen), 17 — a) stoki (plejstocen-holocen), b) krawędź Płaskowyżu Tarnogrodzkiego, 18 — ostańce denudacyjne, 19 — powierzchnia zrównania denudacyjnego w obrębie wierzchowiny Płaskowyżu Tarnogrodzkiego (plejstocen)

Geomorphological scheme of the San valley by Krzeszów; forms in the San valley: 1 — river beds (Holocene), 2 — young erosive outcrops on the valley floor of the San (Holocene), 3 — adges: a) 5 m high, b) above 5 m high (Holocene), 4 — Lower Holocene accumulation terrace 1—1.5 m high, 5 — higher Holocene terrace — „rendzinna” terrace 4—5 m high, 6 — erosional terrace (decline of Pleistocene), 7 — dunes (decline of Pleistocene), 8 — Pleistocene accumulative terrace 10—11 m high (Baltic Glaciation); forms on the Tarnogród Plateau: 9 — landslides on the Krakowiec clays on the edge of the Tarnogród Plateau outcropped by the San (Holocene), 10 — colluvial fans (Holocene), 11 — loess gorges (Holocene), 12 — plain of loess accumulation (Baltic Glaciation), 13 — accumulative-denudation loess edge (Baltic Glaciation), 14 — floors of denudation valleys with deluvial solifluxion accumulation (Pleistocene), 15 — denudation basins (Würm decline), 16 — glaciers (Pleistocene), 17 — slopes (Pleistocene — Holocene), 18 — denudation outliers, 19 — surface of denudation levelling within the Tarnobrzeg Plateau cover (Pleistocene)





Ryc. 6. Szkic geomorfológiczny doliny Sanu w okolicy Rozwadowa; 1 — starorzecza: wyraźne często z wodą i mniej wyraźne (holocen), 2 — młode podcięcia erozyjne w dnie doliny Sanu oraz koryta małych strug wodnych w obrębie terasy plejstoceniowej (holocen), 3 — krawędź terasy plejstoceniowej o wysokości: a) do 5 m, b) powyżej 5 m, 4 — terasa holoceniowa niższa, łęgowa o wysokości około 3 m, oraz dna starorzeczy, 5 — terasa holoceniowa wyższa, rędzinna o wysokości 5–6 m,

Terasa plejstocénska jest nachylona zgodnie z biegiem rzek, lecz stopień tego nachylenia jest różny od spadku tychże rzek. Na przykład terasa plejstocénska w dolinie Sanu — po zachodniej stronie rzeki — ma spadek wyraźnie większy — 0,6‰, gdy San — 0,4‰ (ryc. 8). Terasa ta na N od Rozwadowa wchodzi pod aluwia holocénskie na wysokości 152 m n.p.m. (5 m wysokości względnej), gdy tymczasem w Leżajsku (w części S badanego odcinka doliny) wznosi się ona do wysokości 180 m n.p.m. (18 m wysokości względnej).

Terasy plejstocénskie Wisły i Sanu łączą się ze sobą na północ od Płaskowyżu Kolbuszowskiego w jeden bardzo rozległy poziom. Powierzchnia terasy plejstocénskiej wznosi się od osi dolin w stronę Płaskowyżu, nie tworząc jednak żadnych stopni. Mamy więc do czynienia zasadniczo z jednym poziomem terasowym, będącym głównym poziomem zasypania fluwialnego na Nizinie Sandomierskiej. Jedynie w strefie krawędziowej terasy akumulacyjnej występują fragmenty niższej terasy plejstocénskiej — erozyjnej. Stwierdzono ją w dolinie Sanu — w okolicy Niska na wysokości 6—7 m, Kopek (ryc. 5) na wysokości 5—6 m, a także Wisły w pobliżu Dąbrowicy (ryc. 3) na wysokości 4—5 m. Wyjątkowo w okolicy Suchorzewa (w dolinie Wisły) spotykamy fragment terasy wyciętej w glinie morenowej. Odpowiada on zresztą terasie wyciętej w piaskach i występuje na wysokości 4—5 m (ryc. 2). Terasy erozyjne są świadectwem etapów wcinania się rzek pod koniec zlodowacenia bałtyckiego.

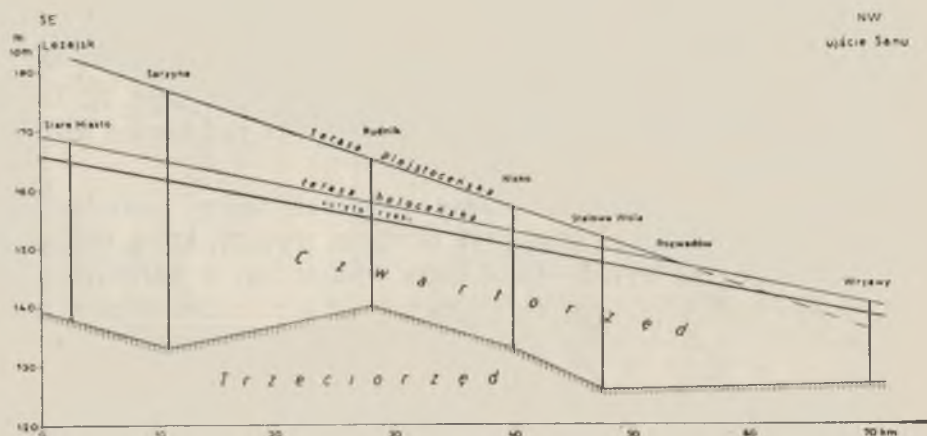
W okolicy Baranowa spotykamy fragment terasy nadzalewowej, o wysokości bezwzględnej około 155 m n.p.m. (ryc. 2), która wznosi się nad dnem doliny na wys. 2—4 m i która wycięta jest w warstwowanych

6 — dolinki erozyjno-denudacyjne w strefie krawędziowej terasy plejstocénskiej (schyłek plejstocenu), 7 — wydmy (schyłek plejstocenu), 8 — terasa plejstocénska ścięta i nadbudowana osadami holocénskimi (seria mineralno-organogeniczna o miąższości do 2 m), wysokość poziomu terasy 6—8 m, 9 — terasa plejstocénska piaszczysta o wysokości 8—11 m (zlodowacenie bałtyckie)

Geomorphological scheme of the San valley by Rozwadow; 1 — blind creeks (Holocene), 2 — young erosive outcrops on the San valley floor and beds of small water streams within the Pleistocene terrace (Holocene), 3 — edge of Pleistocene terrace, a. up to 5 m, b. above 5 m high, 4 — lower Holocene accumulation terrace, about 3 m high, and river beds, 5 — higher Holocene terrace, "rendzinna" terrace, 5—6 high, 6 — erosive-denudation valleys in the zone of marginal Pleistocene terrace (decline of Pleistocene), 7 — dunes (decline of Pleistocene), 8 — Pleistocene terrace cut off with Holocene deposits (mineral-organic series, 2 m thick), height of the terrace horizon 6—8 m, 9 — sandy Pleistocene terrace 8—11 m high (Glaciation)



Ryc. 7. Profil podłużny doliny Wisły na odcinku od ujścia Brenia do ujścia Sanu  
Longitudinal profile of the Vistula valley from the mouth of the Breń river to that of the San



Ryc. 8. Profil podłużny doliny Sanu na odcinku od Leżajska do ujścia  
Longitudinal profile of the San valley from Leżajsk to the mouth of the river

piaskach plejstocénskich, a w stropie nadbudowana serią osadów powodziowych (madowych) holocénskich, o miąższości 1—2 m (fot. 2). O tym, że wody powodziowe osiągały wysokość 155 m n.p.m., tj. poziom terasy nadzalewowej, można sądzić między innymi na podstawie oznaczenia poziomu wody powodziowej w Baranowie (reper na zamku 10 VII 1867 r. i na kościele 27 VIII 1813 r.). Obszar ten był wielokrotnie zalewany w czasach historycznych. Kartograficzny obraz obszarów zajętych przez powódź w lipcu 1934 (ryc. 9) daje nam mapa J. L e w a k o w s k i e g o (19).



Wówczas to nie tylko terasy zalewowe holocenijskie, ale i niższe partie plejstocenijskich teras „nadzalewowych” zostały zalane przez wody Wisły i Wisłoki. Na sporadyczne zalewanie części teras plejstocenijskich i przepływy wód wskazują fakty geologiczne i morfologiczne w postaci mulków o miąższości do 2 m oraz wąskich i płytkich rynien rozcinających te terasy.



Ryc. 9 Mapa terenów objętych przez powódź 1934 r. na obszarze części Niziny Sandomierskiej (wg J. Lewakowskiego, 19). Tereny zalane zakreskowane  
Map of the flooded area in 1934 on a part of the Sandomierz Lowland (after J. Lewakowski, 19). The flooded area is striped

Powierzchnia terasy plejstocenijskiej jest zwydmiona, co odróżnia ją pod tym względem od holocenijskiego dna dolin. Wydmyny powodują największe deniwelacje płaskiej na ogół terasy. Występują one pojedynczo lub w dużych zespołach i osiągają wysokość kilkunastu metrów — maksymalnie do 25 m (40).

Wydmy — co warto podkreślić — występują także w dolinie Pra-Wisły na wyspowych płatach terasy plejstocenijskiej — akumulacyjnej (ryc. 3). Dookoła wydym zalegają osady holocenijskie, wypełniające młode rynny erozyjne lub będące nadkładem — serii powodziowej — na piaskach terasy plejstocenijskiej. To charakterystyczne zatopienie wydym w osadach holocenijskich jest właściwe również dla północnych peryferii terasowego poziomu plejstocenijskiego międzyrzecza Wisły i Sanu, to jest strefy rozciągającej się mniej więcej na N od linii Tarnobrzeg—Rozwadów. Wydmy występują tu również na wyspach terasy plejstocenijskiej. Przykładem mogą być: paraboliczne wydmy Żupawa (na wschód od wsi) i Zabrze Górne, podłużny wał wydmy Stale—Grębów i inne. Wydmy te w żadnym przypadku nie zalegają na terasie holocenijskiej, jak można by sądzić z powierzchniowej charakterystyki obszaru. Okres powstania tych wydym — tak jak i wszystkich wydym w dolinie Wisły i Sanu — należy odnieść do schyłku plejstocenu przed akumulacją holocenijską (40).

Powierzchnię terasy plejstocenijskiej urozmaicają również nieznacznie płytkie, rozległe zagłębienia, często bezodpływowe, wypełnione osadami organogenicznymi. Zagłębienia te są efektem nierównomiernej akumulacji utworów budujących ten poziom i erozyjnego działania wód powodziowych. Występują one niezależnie od małych zagłębień bezodpływowych typu deflacyjnego. W poziom terasy wcięte są (maksymalnie na kilka metrów) koryta drobnych rzek wypływających z Płaskowyżu, np. Łęgu, Trzebošnicy, Rudni i innych.

U podnóża Płaskowyżu terasa plejstocenijska przechodzi niepostrzeżenie w równinę proluwialną. Osady wynoszone z wewnątrz Płaskowyżu przez wody płynące (stożki napływowe), jak i osady deluwialne nakładają się na terasę plejstocenijską. Uchwycenie zasięgu przestrzennego tych osadów i ich roli stratygraficznej wymagałoby jednak specjalnych — i nie tylko geomorfologicznych — badań.

#### ROZWÓJ DOLIN W PREGLACJALE

Rozwój rzeźby lądowej Niziny Sandomierskiej datuje się od sarmatu, kiedy ustępuje zbiornik wodny Para-Tetydy (12). Jest to okres wystarczająco długi, w którym czwartorzęd stanowi mniej niż 1/10 jego część. Modelowanie rozpoczęło się na podłożu plastycznych, mało odpornych ilów i łupków ilastych tortonu i sarmatu, tzw. ilów krakowieckich.

Istnieje zgodny raczej pogląd, że główne rysy rzeźby współczesnej, a więc doliny rzeczne i garby międzydolinne (płaskowyże) ukształtowały się jeszcze przed czwartorzędem. Takie stanowisko zajmuje np. M. Klimaszewski (12). Dowodzi tego chociażby mapka rzeźby podczwartorzędowej, opracowana przez A. Bożyńską-Rogalską (3) i chociaż,

jak słusznie zauważa autorka, rzeźba ta nie jest równoznaczna z rzeźbą preglacyjną, bowiem „obok form utworzonych przed okresem zlodowacenia krakowskiego istnieją tu formy utworzone w różnych okresach plejstocenu, a może nawet holocenu” (3), to układ głównych elementów pozostał nie zmieniony. Późniejsze zmiany są drugorzędne. Doliny głównych rzek zostały pogłębione, co spowodowało wzrost deniwelacji w rzeźbie podczwartorzędowej.

Według M. Klimaszewskiego (12) już w górnym pliocenie istniał na Nizinie Sandomierskiej układ sieci rzecznej identyczny jak obecnie. W okresie tym, w związku z nową fazą orogeniczną Karpat (faza rodańska) rozwija się na Nizinie Sandomierskiej silna erozja. Wisła zasilana przez rzeki karpackie i posiadająca dużą siłę transportową, tworzy wtedy strukturalny przełom koło Zawichostu.

E. Rühle (24) datuje zasadniczy okres erozji na interglacjał kromerski — okres bezpośrednio poprzedzający zlodowacenie krakowskie. Stwierdza w tym okresie duże zmiany w sieci rzecznej na Nizinie Sandomierskiej. San, który w eoplejstocenie płynął na linii Jarosław—Krasnystaw i uchodził do Wieprza, zmienił kierunek i przybrał obecny bieg. Wisła natomiast wyłobiła nowe koryto, pokrywające się z dzisiejszym, a starszą jej dolinę wykorzystuje Wisłoka, na odcinku Mielec—Sandomierz wzdłuż Trześniówki.

Przedstawiony przez Rühlego obraz zmian sieci rzecznej na Nizinie Sandomierskiej w części swej jest niezgodny z wynikami, jakie uzyskali H. Maruszczak i T. Wilgat (23). Uważali oni mianowicie, że możliwość przepływu wód z Kotliny Sandomierskiej na Wyżynę Lubelską dolinami Pra-Wieprza i Pra-Gorajca istniała tylko w dolnym pliocenie — przed odnowieniem się tektonicznej południowej krawędzi Rostocza. Przyjmując ich pogląd należałoby wykluczyć możliwość eoplejstoczeńskiego przepływu Sanu do Wieprza.

Omówione powyżej poglądy na obraz sieci rzecznej i jej zmian w okresie pliocen-eoplejstocen oparte są w znacznym stopniu na założeniach hipotetycznych. Dowody, szczególnie co do datowania, są nikłe. Dotychczas nie stwierdzono niestety osadów, odpowiadających poszczególnym etapom rozwoju dolin. Jeśli jednak rozważania zawężymy do preglacjału, rozumianego tu jako okres bezpośrednio poprzedzający zlodowacenie krakowskie, to stwierdzić należy ponad wszelką wątpliwość, że istniały już wtedy głębokie doliny wszystkich głównych rzek w obrębie Niziny Sandomierskiej. Istnienie preglacjalnej doliny Wisły potwierdzają wszyscy badacze zajmujący się tym zagadnieniem (13, 25, 29, 38, 39). Jeśli chodzi o jej głębokość, to obserwacje nasze i innych autorów można uogólnić stwierdzeniem W. Pożaryskiego: „Wisła, ...



w preglacjale nie była tak głęboko wcięta jak w plejstocenie, była ona jednak głębsza niż dno dzisiejszej rzeki” (29).

Posiadane przez nas materiały potwierdzają przede wszystkim fakt istnienia dolin w preglacjale, których przebieg pokrywa się mniej więcej z dzisiejszymi dolinami. Oprócz doliny Wisły odpowiadającej współczesnemu korytu, istniała również szeroka dolina Pra-Wisły na linii Mielec—Sandomierz (ryc. 1, 11). W dolinach, na zboczach płaskowyżów, względnie na garbach śróddolnych stwierdzono utwory zlodowacenia krakowskiego. W dolinie Wisły — w Sucharzewie, pod piaskami rzecznyymi występuje glina morenowa. Spąg jej leży tam na głębokości 147 m n.p.m. (ryc. 11), to jest mniej więcej na wysokości średniego poziomu wody w Wiśle. Występowanie gliny morenowej na lewym zboczu doliny Wisły stwierdza E. M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o w Szewcach (25). Głazy eratyczne spotykane są w dolinie Wisły na erozyjnej powierzchni wyciętej w iłach krakowieckich w poziomie 145 m n.p.m. koło Machowa, oraz w dolinie Sanu — w Warchołach — na erozyjnym garbie w poziomie ok. 160 m n.p.m. — 2,5 m pod powierzchnią terasy plejstoceńskiej (ryc. 15, fot. 7).

Można powiedzieć, że rozcięcie na przykład doliny Wisły w preglacjale sięgało do wysokości co najmniej 145 m n.p.m., to jest ok. 2—3 m poniżej obecnego dna koryta. Doliny były szerokie i głębsze niż obecnie.

Na podstawie powyższych rozważań można wydzielić w okresie preglacjalnym dwa etapy rozwoju rzeźby na Nizinie Sandomierskiej, charakteryzujące się krańcowo różnym działaniem procesów i zjawisk geomorfologicznych: 1) etap, to dominowanie procesów akumulacji, 2) etap, bezpośrednio poprzedzający zlodowacenie krakowskie, to dominowanie procesów erozji.

Identyczne etapy wyróżniła B. K o s m o w s k a - C e r a n o w i c z (14) dla dorzecza środkowej Wisły. Etap intensywnej erozji, poprzedzający zlodowacenie krakowskie — związany jest według E. R ü h l e g o (24) z ruchami neotektonicznymi, a mianowicie z obniżeniem syneklizy peribałtyckiej i niecki szczecińskiej. Spowodowało to obniżenie bazy erozyjnej rzek Polski, a także przesunięcie jej podstawy z obszaru ujściowego Renu (Morze Północne) na obszar dzisiejszego Bałtyku.

## ROZWÓJ RZEŻBY W PLEJSTOCENIE

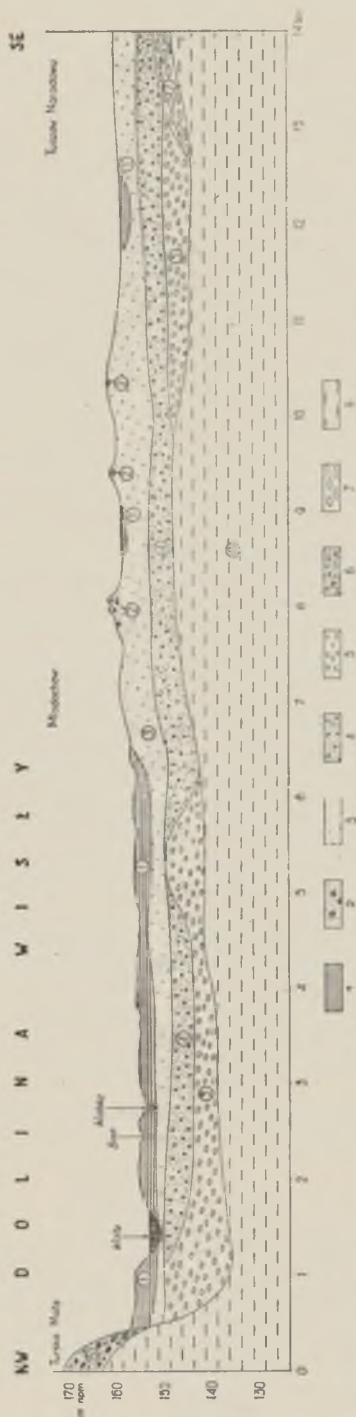
Nizina Sandomierska jest jednym z tych nielicznych obszarów Polski, które uległy tylko jednokrotnemu zlodowaceniu. Miało to miejsce w okresie zlodowacenia krakowskiego. Zlodowacenie krakowskie objęło w swym maksymalnym zasięgu całą Nizinę i wkroczyło, jak wiadomo, na Pogórze Karpackie do wysokości 420 m (11). Powierzchnia Kotliny

musiała być pokryta kilkusetmetrowej miąższości czaszą lodową. Według M. Klimaszewskiego (11) powierzchnia lądolodu w obszarze przedkarpackim wznosiła się na wysokość ok. 600 m. Osady glacialne spotyka się w najwyższych partiach Niziny — na płaskowyżach. O sporadycznym ich występowaniu w dolinach Wisły i Sanu wspominaliśmy w poprzednim rozdziale. Brak jest osadów glacialnych, co jest szczególnie ważne, w drugorzędnych dolinkach, których gęsta sieć rozcina Płaskowyż Kolbuszowski. Wypełnione są one osadami młodszymi, głównie piaskami. Fakty te wskazują na późniejsze, głębokie rozcięcie obszaru, w czasie którego wymiecione zostały prawie zupełnie utwory lodowcowe, między innymi z dolin Wisły i Sanu. Nie wydaje się prawdopodobne, by za brak tych osadów odpowiedzialne były hipotetyczne rynny subglacialne, z okresu maksimum zlodowacenia krakowskiego, rysowane przez E. Rühlego (24) na linii Wisła—San oraz Wisła—Wiśłoka i odprowadzające wody w kierunku SE. Rynny wykorzystywałyby więc doliny preglacialne.

Profil osadów zlodowacenia krakowskiego z obszaru Płaskowyżu Kolbuszowskiego, który przedstawili autorzy w innej pracy (4) wskazuje na dwa stadiały przedzielone interstadią. Starszy stadiał dokumentowany jest występującą w spągu osadów czwartorzędowych serią żwirów o miąższości średnio 2,5 m (maks. 5,5 m). Są to żwiry frakcji 1—3 cm głównie wapienne z domieszką żwirów krystalicznych skał północnych. Występują też licznie kwarcy, szczególnie w drobniejszej frakcji od 1 do 2 cm. Zwiększona ich ilość pochodzi prawdopodobnie ze zwietrzenia żwirów granitowych. Serię żwirów należy uważać za osad fluwioglacjalny, o transporcie z kierunku północnego. Wyznacza ona równocześnie zasięg starszej fazy zlodowacenia krakowskiego. Lądolód nie wkroczył na badanym odcinku na Nizinę Sandomierską, zatrzymując się być może na linii południowej krawędzi Wyżyny Małopolskiej.

Żwiry fluwioglacjalne nie tworzą ciągłego pokładu i należy przypuszczać, że ich strop tworzy powierzchnię erozyjną. Występują do wysokości 205 m n.p.m., a więc do 70 m ponad kopalnym dnem doliny Wisły. Obecność utworów fluwioglacjalnych na Nizinie Sandomierskiej stwierdza również L. Starkel (36).

Interstadiał reprezentowany jest przez występujące lokalnie piaski ilaste, wapniste lub piaski drobno i średnioziarniste, z warstwami ilu wapnistego. Grubość tej serii dochodzi do 17,5 m. Jest to zapewne seria typu zastoiskowego i wobec tego dokumentuje istnienie zastoiska przed czołem lądolodu na Nizinie Sandomierskiej, wzmiankowanego już przez J. Samsonowicza (35), a następnie przez M. Klimaszewskiego (11) i W. Pożaryskiego (31).



Ryc. 10. Przekrój (A—A) geologiczno-morfologiczny przez dolinę Wisły w pobliżu ujścia Wisłoki; 1 — utwory dolinne: piaski, mułki organiczne, mada (holocen), 2 — piaski eoliczne (schyłek plejstocenu), 3 — piaski rzeczne, średnioziarniste z soczewkami żwiru (złodowacenie bałtyckie i młodsze stadium złodowacenia środkowopolskiego), 4 — piaski ze żwirami (złodowacenie środkowopolskie), 5 — żwiry (złodowacenie środkowopolskie), 6 — piaski z głazami akumulacji lodowcowej (złodowacenie krakowskie), 7 — gruby żwir z piaskiem, stożek Wisłoki (preglacial), 8 — iły krakowickie (trzeciorzęd)

Geologic-morphologic section across the Vistula valley near the mouth of the Wisłoka river (A—A); 1 — valley forms: sands, organic silts, alluvial deposits (Holocene), 2 — eolic sands (decline of Pleistocene), 3 — river sands, middle sands with gravel lenses (Baltic Glaciation and younger stage of Middle Polish Glaciation), 4 — sands with gravels (Middle Polish Glaciation), 5 — gravels (Middle Polish Glaciation), 6 — sands with stone blocks of glacial accumulation (Cracovian Glaciation), 7 — gravels with sands, Wisłoka cone (Pre-glacial), 8 — Krakowice clays (Tertiary)

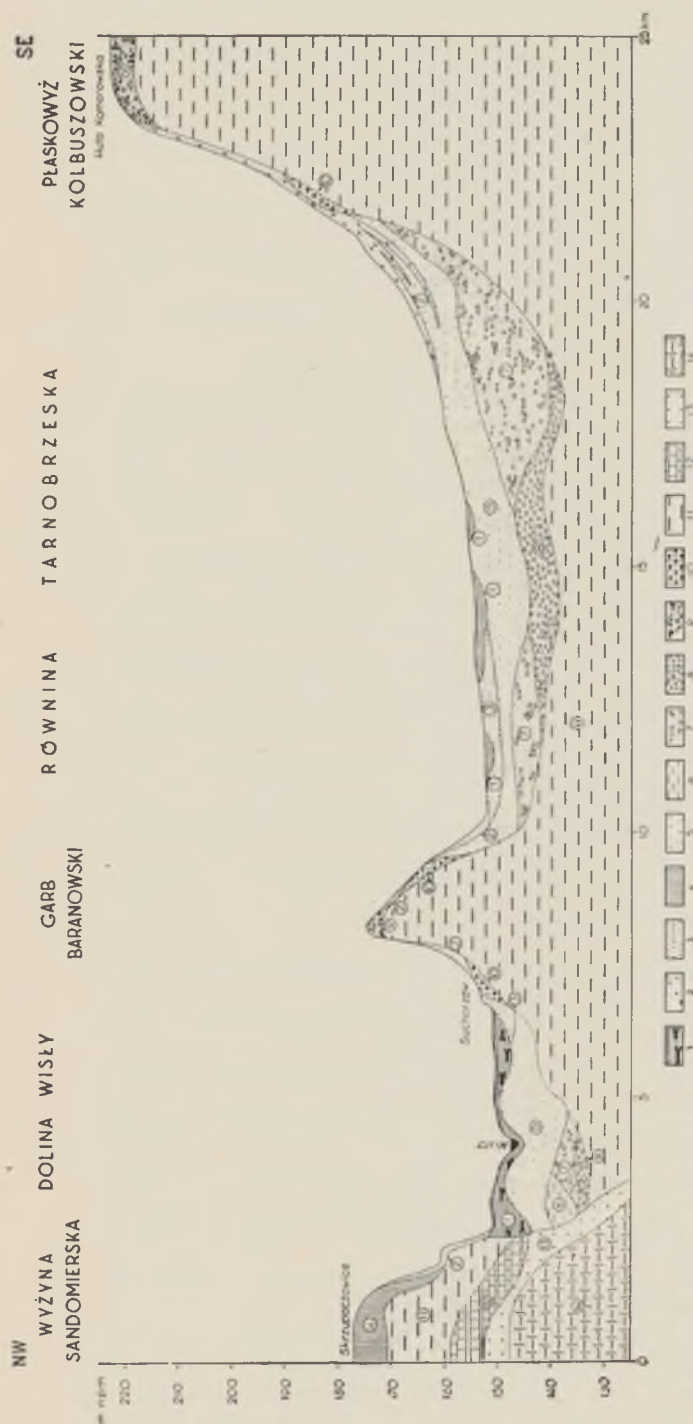


Stratygraficznie odpowiada ona serii organogenicznej (torfy, gytie, ily) z Jasionki (Rynna Podkarpacka) i oznaczonej według nomenklatury S. Z. R ó ż y c k i e g o (1961), jako interglacystadiał G II-1/max. (18).

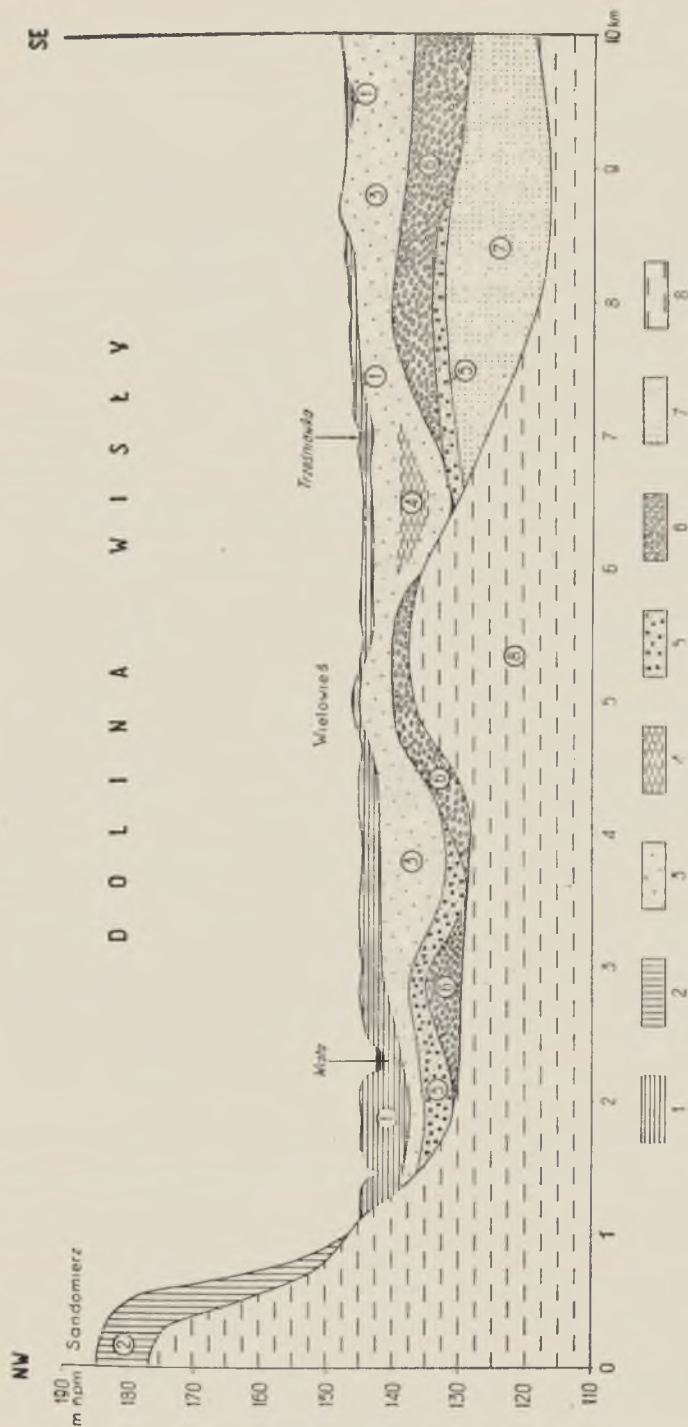
Nad serią interstadialną występuje znowu warstwa żwirów o miąższości do 4 m — bardzo podobnych do spągowej serii. Nad nią dopiero pokład gliny morenowej o maksymalnej miąższości 30 m (4). Są to gliny dość różnorodne, żółto-brązowe z głazami i żwirami, głównie wapienymi, szaro-brunatne i margliste, o wyraźnym warstwowaniu, ilaste szare lub brązowe, oraz piaszczyste z pojedynczymi głazikami. W sumie jest to jeden pokład gliny morenowej, świadczący o jednorazowym zlodowaceniu.

Z fazą recesji i topnienia lądolodu wiążemy bardzo charakterystyczne pagóry żwirowe, występujące na glinie morenowej lub na piaskach fluwioglacjalnych (4). Występują one w strefie brzeżnej Płaskowyżu Kolbuszowskiego zarówno od strony doliny Wisły, jak i Sanu. Spotyka się je na wysokościach 220—230 m n.p.m. w części zachodniej — w okolicy Majdanu — i na wysokości 190—200 m n.p.m. w części wschodniej — w okolicy Łętowni (ryc. 1). Pagóry te zbudowane są ze żwirów dobrze obtoczonych, o przeważającej frakcji 1—2 cm, ale często też o średnicy 5 cm (maks. do 10—20 cm). Są to przeważnie żwiry karpackie (piaskowce, kwarcyty — lidyty) oraz nieliczne żwiry krystaliczne skał północnych. Omawiane pagóry żwirowe należy uważać za dzieło wód lodowcowych (pagóry kemowe?) z okresu powstawania brył martwego lodu, na co wskazywałaby duża zmienność kierunków transportu zapisana w strukturze. Nie należy wykluczyć równoczesnego współdziału rzek karpackich (skład litologiczny), szczególnie w dostawie materiału. Rzeki te mogły płynąć między zalegającym jeszcze w obniżeniach dolinnych martwym lodem a skłonami płaskowyżu.

Okres interglacjału wielkiego (mazowieckiego) zaznaczył się w badanych dolinach intensywną erozją. W tym najdłuższym okresie plejstocenu (czas trwania ok. 190 tys. lat) wyprątnięte zostały prawie zupełnie osady glacialne z dolin, a same doliny uległy pogłębieniu. Osady preglacjalne mogły zachować się w nielicznych małych płatach na dnie doliny, w postaci warstwy grubego żwiru, jak na przykład w dolinie Pra-Wisły, w profilu Tuszów Narodowy (ryc. 10). Wytworzone w interglacjale wielkim erozyjne rynny dolinne przetrwały jako dna kopalne dolin. Znajdują się one — zarówno w dolinie Wisły, jak i Sanu na wysokościach od 135 m n.p.m. w górnych odcinkach (w obrębie badanego obszaru) do 125 m n.p.m. w dolnych odcinkach (ryc. 7—8, 10—15). Kopalne zaś dno rynny Pra-Wisły znajduje się o ok. 5 m wyżej (28, ryc. 11). Niemniej rynna ta zaznacza się wyraźnie na całej długości, co dowodzi, że wykorzystywana była w tym okresie przez rzekę. Czy była nią Wisła,



Ryc. 11. Przekrój (B-B) geologiczno-morfologiczny przez dolinę Wisły koło Baranowa Sandomierskiego; 1 — utworzy dolinne: mada, mulki organiczne, piaski warstwiane różnoziarniste z czarnymi dębami (holocen), 2 — utworzy zboczowe: piaski i piaski ze żwirami (holocen-pieścien), 3 — piaski terasowe (złodowacenie bałtyckie, stadium młodszego), 4 — less (złodowacenie bałtyckie), 5 — warstwiane piaski średnioziarniste akumulacji rzecznej i proluwialnej (złodowacenie bałtyckie, stadium starsze i złodowacenie środkowopolskie), 6 — mulki piaszczyste, seria korytowa (seria interstadialna, złodowacenie środkowopolskie), 7 — piaski ze żwirami (złodowacenie środkowopolskie), 8 — żwir (złodowacenie środkowopolskie), 9 — żwir i piaski akumulacji wodnolodowcowej (złodowacenie krakowskie), 10 — morena, gliny i piaski z gładzami (złodowacenie krakowskie), 11 — ility krakowieckie (młocen-sarmat), 12 — wapienie i gipsy (torton), 13 — piaski baranowskie (torton), 14 — wapienie litotamniowe (torton) Geologic-morphological section (B-B) across the Vistula river, near Baranów Sandomierski; 1 — valley forms: alluvial deposits, organic silts, stratified by grained sands with black oaks (Holocene), 2 — slope forms: sands with gravels (Holocene-Pleistocene), 3 — terraced sands (Baltic Glaciation, younger stage), 4 — loess (Baltic Glaciation), 5 — stratified middle grained sands of river and proluvial accumulation (Baltic Glaciation, older stage and Middle Polish Glaciation), 6 — sandy silts, channel series (interstadial series, Middle Polish Glaciation), 7 — sands with gravels (Middle Polish Glaciation), 8 — gravels (Middle Polish Glaciation), 9 — gravels and sands of water-glacial accumulation (Cracovian Glaciation), 10 — moraine, loams and sands with stone blocks (Cracovian Glaciation), 11 — Krakowian clays (Miocene-Sarmat), 12 — limestones and gypsum blocks (torton), 13 — Baranów sands (torton), 14 — litotamni limestones (torton)



Ryc. 12. Przekrój (C-C) geologiczno-morfologiczny przez dolinę Wisły koło Sandomierza; 1 — utwory dolinne: piaski, mulki organiczne, mady (holocen), 2 — less (złodowacenie bałtyckie), 3 — less (złodowacenie bałtyckie), 3 — piaski rzeczne, średnioziarniste z soczewkami żwiru (złodowacenie bałtyckie i młodsze stadium złodowacenia środkowopolskiego), 4 — mulki, seria korytowa (interstadial złodowacenia środkowopolskiego), 5 — piaski ze żwirami (złodowacenie środkowopolskie), 6 — żwir (złodowacenie środkowopolskie), 7 — piaski drobnoziarniste (trzeciorzęd?), 8 — ility krakowieckie (trzeciorzęd)

Geologic-morphologic section (C-C) across the Vistula near Sandomierz; 1 — valley forms: sands, organic silts, alluvial deposits (Holocene), 2 — loess (Baltic-Glaciation), 3 — river sands, middle sands with gravel lenses (Baltic Glaciation) and younger stage of Middle Polish Glaciation), 4 — silts, channel series (interstadial of Middle Polish Glaciation), 5 — sands with gravels (Middle Polish Glaciation), 6 — gravels (Middle Polish Glaciation), 7 — fine sands (Tertiary?), 8 — Krakowian clays (Tertiary)



czy też inna mniejsza rzeka, trudno jest rozstrzygnąć. Przy istnieniu pierwszej ewentualności należałoby przyjąć następujący przebieg zmian Wisły w interglacjale wielkim. Najpierw płynęła ona omawianym korytem Pra-Wisły, a później przerzuca się na północny zachód, pod krawędź Wyżyny Małopolskiej i tu wcina się jeszcze o 5 m głębiej. Bardziej prawdopodobne wydaje się równoczesne wykorzystywanie rynny przez inną rzekę — mogła nią być Wisłoka — o mniejszej sile erozyjnej.

Kopalne dno Wisły niezupełnie pokrywa się z linią koryta współczesnej rzeki. Obserwuje się to szczególnie wyraźnie na odcinku poniżej Baranowa Sandomierskiego, gdzie kopalne dno znajduje się na północny zachód od współczesnego i biegnie przy samej krawędzi Wyżyny Małopolskiej.

Wielkość pogłębienia dolin preglacjalnych Wisły i Sanu należałoby ocenić na kilka metrów, maksymalnie 10 m. Zdaje się o tym świadczyć położenie gliny morenowej w dolinie Wisły (145 m n.p.m.). Duża szerokość dolin Wisły i Sanu (do 10—15 km) wskazuje, że proces ich rozwoju w interglacjale wielkim wyraził się nie tylko przez pogłębienie, ale także przez intensywny rozwój boczny. Te same procesy i takie same efekty w rozwoju Wisły pod Krakowem w interglacjale wielkim stwierdziła M. T y c z y ń s k a (38).

Wycięte w łańcach krakowieckich rynny dolinne Wisły i Sanu wypełnione są osadami rzecznyymi, których maksymalna miąższość wynosi 45 m (w dolinie Sanu koło Sarzyny). Miąższość tych osadów jest większa w dolinie Sanu (średnio ok. 25 m) niż Wisły (średnio ok. 15 m). Zróżnicowanie osadów w profilu pionowym, pozwala na wydzielanie kilku cykli sedymentacyjnych. W początkowym stadium zlodowacenia środkowo-polskiego (a być może już u schyłku interglacjału wielkiego) następuje zasypywanie dolin. Zaczyna się ono serią zwirową i piaszczysto-zwirową o miąższości około 5—7 m (maks. 15 m). Serie te występują powszechnie w spągu osadów dolinnych, wykazując zmienność w grubości warstw i wielkości frakcji. Przeważają żwiry drobno i średnio-ziarniste. Brak jest kamieni i głazów, które spotkać można tylko na zboczach płaskowyżów (ryc. 13) i na wałach śróddolinnych (ryc. 15). W pierwszym przypadku kamienie i głazy występują w redeponowanych jako deluwia osadach glacialnych, w drugim zaś przypadku leżą in situ jako przemyty bruk morenowy.

W składzie żwirów — jak można sądzić na podstawie opisów wierceń — przeważa materiał karpacki; spotyka się jednak i materiał północny. Na przykład dla wiercenia Groble (ryc. 14) podaje się, iż żwir z głębokości 22,5—30,0 m składa się przeważnie z szarozielonych otoczków piaskowca karpackiego, prócz tego występują otoczaki łupków krzemionkowych i podrzędnie czerwonego granitu. M. Bielecka,



Ryc. 13. Przekrój (D—D) geologiczno-morfologiczny przez dolinę Sanu koło Leżaj-ska; 1 — mada (holocen), 2 — piaski facji korytowej (holocen), 3 — piaski eoliczne (schyłek plejstocenu), 4 — deluwia lessowe (złodowacenie bałtyckie), 5 — piaski rzeczne z soczewkami mułku i żwirku (złodowacenie bałtyckie i środkowopolskie) — seria głównego zasypiania rynny erozyjnej Sanu, 6 — piaski średnioziarniste facji zboczowej (złodowacenie środkowopolskie), 7 — piaski gruboziarniste ze żwi-rami (złodowacenie środkowopolskie), 8 — żwiry akumulacji rzecznej (złodowacenie środkowopolskie), 9 — żwiry z eratykami akumulacji zboczowej (złodowacenie środkowopolskie), 10 — pył piaszczysty (szary) z częściami organicznymi (trzecio-rzęd) 11 — iły krakowieckie (trzeciorzęd)

Geologic-morphological section (D—D) across the San valley, near Leżajsk; 1 — river loams (Holocene), 2 — sands of channel face (Holocene), 3 — eolic sands (decline of Pleistocene), 4 — loess deluvials (Baltic Glaciation), 5 — river sands with gravel and silts lenses (Baltic and Middle Polish Glaciation) — series of main burying of the San erosion channel, 6 — middle sands of slope face (Middle Polish Glaciation), 7 — coarse sand with gravels (Middle Polish Glaciation), 8 — gravels of river accumulation (Middle Polish Glaciation), 9 — gravels with erratics of slope accumulation (Middle Polish Glaciation), 10 — sandy silt (grey) with organic fragments (Tertiary), 11 — Krakowice clays (Tertiary)

która na obszarze terasy plejstocenijskiej dolnego Sanu (Lipa — wierc. 5) datuje serię żwirów spągowych o miąższości 1 m również na złodowa-cenie środkowopolskie, stwierdza, że składa się ona „z różnej wielkości kawałów skał krystalicznych północnych oraz z materiału karpac-kiego” (2). Obecność serii żwirów w spągu osadów dolinnych jest po-wszechnie stwierdzona w obrębie Kotliny Sandomierskiej (2, 9, 13, 16, 17, 25, 30, 38, 39, 40).

Omawiana seria żwirów i piasków ze żwirami jest erozyjnie ścięta. Po przerwie sedymenciejnej następuje akumulacja piasków. Są to war-

stwowane piaski, głównie średnioziarniste z soczewkami żwirów. Seria piasków, to najbardziej miększa i jednolita w wykształceniu seria osadów dolinnych. Jej miąższość wynosi około 10 m w dolinie Wisły i 20 m w dolinie Sanu. Zlodowacenie środkowopolskie zaznacza się więc dwoma stadiami (dolnym-żwirowym i górnym-piaszczystym) przedzielonymi interstadiałem, który zaznaczony jest w pierwszej fazie silną erozją, ścinającą pokrywę żwirów, a w drugiej fazie lokalną akumulacją w postaci mułków (ryc. 11, 12).

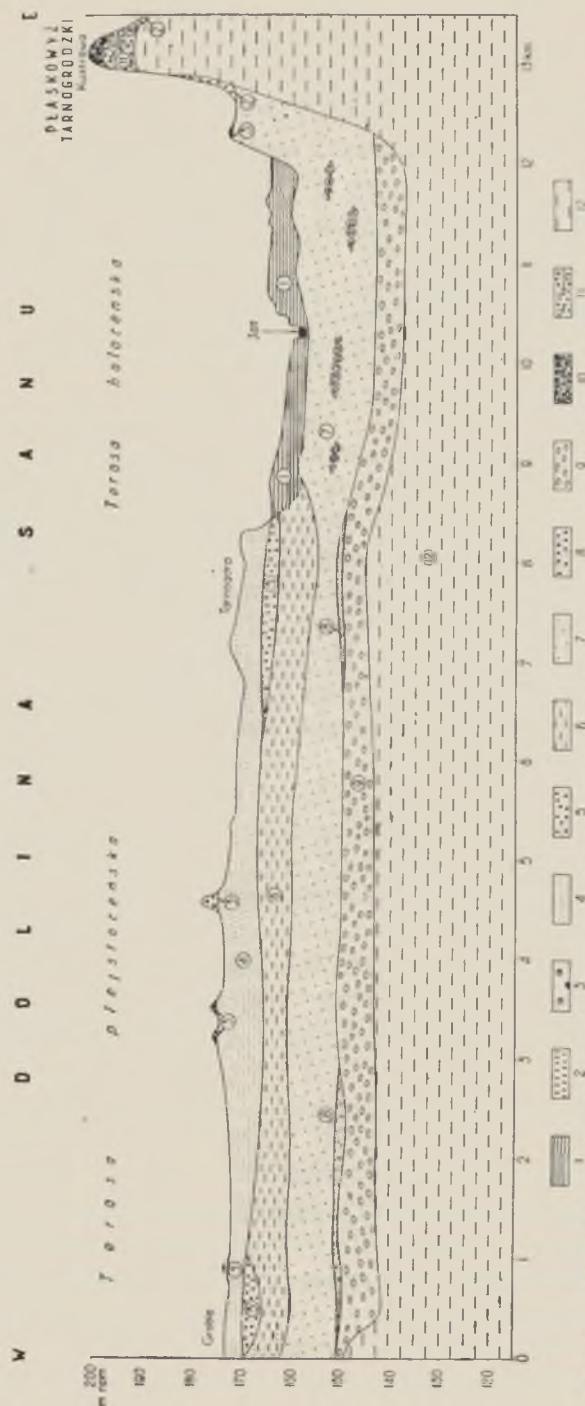
Łądolód środkowopolski w stadiale maksymalnym sięgnął do północnych krańców Niziny Sandomierskiej, wchodząc tzw. lobem tarłowskim po Zawichost (15, 33, 24). Na południe od lobu — w północnej części Niziny Sandomierskiej miało istnieć wg S. Żółckiego wielkie jezioro zaporowe (33), a E. Rühle w tym samym obszarze znaczy sandr (24). Na istnienie jeziora nie możemy przytoczyć żadnych faktów. Bardziej uzasadnione jest istnienie sandru. Może o tym świadczyć wzrost grubości frakcji piasków i wzbogacenie w żwirek serii środkowopolskiej najdolniejszego odcinka Sanu. Obaj wymienieni badacze zgodni są natomiast co do tego, że wody odpływały znowu na SE — Pradniestrem do morza Czarnego. Był to ostatni już spływ w tym kierunku.

Na stadium maksymalne zlodowacenia środkowopolskiego przypada powstanie rozległej równiny akumulacyjnej (będącej efektem przede wszystkim akumulacji rzecznej) rzek karpackich, a także fluwioglacjalnej w samych widłach Wisły i Sanu oraz proluwialnej — u stóp Płaskowyżu Kolbuszowskiego i na przedpolu południowej krawędzi Roztocza. Wytworzona w okresie zlodowacenia środkowopolskiego równina akumulacyjna, w późniejszych okresach czwartorzędu uległa niewielkim tylko zmianom. Nieznacznie — i być może nie na całej powierzchni — nadbudowana w Würmie, tworzy obecnie plejstocenijski poziom terasowy, największy powierzchniowo element współczesnych dolin.

W interglacjale eemskim dochodzi do nieznacznego rozcięcia pokrywy środkowopolskiej. Głębokość, do której maksymalnie sięgnęło rozcięcie w tym okresie, kształtowała się mniej więcej na poziomie współczesnych koryt rzecznych, lub nieco poniżej (ryc. 14). Po fazie rozcinania, następuje — jeszcze w okresie interglacjału eemskiego — faza akumulacji, która (lokalnie i w obniżeniach) daje serie piasków ilastych i mułków o miąższości maks. 5—8 m (ryc. 14). Koryta rzek ulegały stopniowemu podnoszeniu się.

W czasie zlodowacenia bałtyckiego następuje zasypywanie dolin aluwiami. Akumulacja ta w postaci piasków drobno i średnio ziarnistych odkłada się w obniżeniach i rozcięciach z interglacjału eemskiego, ale także powoduje nieznaczne nadbudowanie poziomu środkowopolskiego. Wielkość akumulacji bałtyckiej ocenić można na kilka metrów — maks.





Ryc. 14. Przekrój (E-E) geologiczno-morfologiczny przez dolinę Sanu na linii Globle-Kustrawa (k. Krzeszowa); 1 — mada (holocen), 2 — utwory koluwalne (holocen), 3 — piaski eoliczne (schyłek pleistocenu), 4 — piasek drobnoziarnisty (złodowacenie bałtyckie), 5 — żwir drobno i średnioziarnisty (złodowacenie bałtyckie), 6 — piasek drobnoziarnisty ilasty (interglacial eemski?), 7 — piaski warstwowane rzeczne z soczewkami żwirowymi (złodowacenie środkowopolskie), 8 — piasek gruboziarnisty ze żwirem (złodowacenie środkowopolskie), 9 — żwir gruby z piaskiem (złodowacenie środkowopolskie), 10 — piasek fluwioglacjalny (złodowacenie krakowskie), 11 — glina morenowa (złodowacenie środkowopolskie), 12 — ły krakowskie (trzeciorzęd)

Geologic-morphological section (E-E) across the San valley on the line Globle-Kustrawa (near Krzeszów); 1 — river loams (Holocene), 2 — colluvial sediments (Holocene), 3 — eolic sands (decline of Pleistocene), 4 — fine sand (Baltic Glaciation), 5 — fine and middle gravel (Baltic Glaciation), 6 — clayey fine sand (Eemian Interglacial?), 7 — river stratified sands with gravel lenses (Middle Polish Glaciation), 8 — coarse sand with gravel (Middle Polish Glaciation), 9 — coarse gravel with sand (Middle Polish Glaciation), 10 — fluvioglacial sands (Cracovian Glaciation), 11 — moraine loam (Cracovian Glaciation), 12 — Krakowic clays (Tertiary)

do 10 m. Nałożenie się akumulacji bałtyckiej na środkowopolską daje w efekcie jedną tylko akumulacyjną (poligeniczną) terasę plejstocenską. Nie potwierdza się więc zdanie M. Bieleckiej (2) o istnieniu nad dolnym Sanem dwu teras: niższej (8—20 m) bałtyckiej i wyższej (25—40 m) środkowopolskiej. Niezgodność wynika stąd, że za terasę wyższą uznała M. Bielecka fragment równiny proluwialnej (Równina Biłgorajska), rozpościerającej się szerokim pasem u stóp Roztocza i Wyżyny Lubelskiej. Powierzchnia tej równiny nie jest związana z doliną Sanu.

Należy podkreślić, że rozdzielanie serii bałtyckiej od środkowopolskiej jest trudne ze względu na jednorodne wykształcenie obu serii, a przede wszystkim z tego względu, że w profilach brak jest na ogół osadów interglacialnych (ryc. 10—13, 15).

U schyłku zlodowacenia bałtyckiego — jeszcze przed starszym dryasem — następuje ponowne wzmoczenie erozji rzecznej i rozcinanie pokryw akumulacyjnych. San i Wisła wcinają się na głębokość ok. 10 m (maks. 15 m). Po wcięciu się rzek oraz po obniżeniu poziomu wody gruntowej i — w związku z tym — osuszeniu obszaru, następuje zwymiotowanie terasy plejstocenskiej. Główna faza wydymotwórcza przypada na okres od najstarszego dryasu do Allerödu. Działalność wydymotwórcza trwa jeszcze w młodszym dryasie, a kończy się na początku okresu preborealnego w związku z inwazją zwartej roślinności drzewiastej (40, 21).

W holocenie rozwija się w dolinach ostatni cykl akumulacyjny. Zaczyna się on akumulacją piasków. W dolinie Wisły są to piaski warstwowe z pniami dębów z okresu atlantyckiego (fot. 3—5). Młodszymi od piasków są mady — miąższości kilku metrów — wyścielające dna dolin i budujące terasę rędzinną. Miąższość mad jest bardzo zmienna, wyściela i maskuje zalegające pod nią koryta rzek. Według E. Falkowskiego (6) rozwój mad w odcinku przełomowym Wisły zaczyna się od połowy okresu atlantyckiego, a szczególnie duży ich przyrost przypada na okres subborealny. W dolinie Wisły pod Tarnobrzegiem, tworzenie się osadów madowych miało następować „od okresu subborealnego” (16).

W wyniku przyrostu akumulacji holocenskiej następuje podwyższenie poziomu wód i „zatopienie” w holocenskich osadach wydym, znajdujących się w niższych częściach terasy plejstocenskiej.

Przedstawiony powyżej schemat rozwoju rzeźby w plejstocenie jest — jak staraliśmy się wykazać — wspólny dla obu wielkich dolin. W równym stopniu jest on obowiązujący i dla rynny Pra-Wisły. Dokumentują to przekroje morfologiczno-geologiczne (ryc. 10—15), w których stwierdzić można identyczność serii osadowych, wypełniających doliny. Fakty te dowodzą równoczesności funkcjonowania i rozwoju tych dolin w czwartorzędzie. Dolina Pra-Wisły, która — jak pamiętamy — ufor-



Ryc. 15 Przekrój (F—F) geologiczno-morfologiczny przez dolinę Sanu koło Niska; 1 — mada (holocen), 2 — utwory osuwiskowe (holocen), 3 — piaski facji korytowej Sanu (holocen), 4 — piaski eoliczne (schyłek plejstocenu), 5 — piaski rzeczne z soczewkami piaszczysto-żwirowymi (złodowacenie bałtyckie i środkowopolskie), seria głównego zasypania rynny erozyjnej Sanu, 6 — seria deluwialno-aluwialna, wypełniająca stare doliny w obrębie Płaskowyżu Tarnogrodzkiego (złodowacenie bałtyckie i środkowopolskie), 7 — gruby żwir (złodowacenie środkowopolskie), 8 — piasek drobnoziarnisty z mułkiem (złodowacenie środkowopolskie), 9 — piasek ze żwirem gruboziarnistym (złodowacenie środkowopolskie), 10 — piaski pokrywowe ze żwirami w stropie, w obrębie Płaskowyżu Tarnogrodzkiego (złodowacenie krakowskie), 11 — piaski fluwioglacjalne (złodowacenie krakowskie), 12 — bruk morenowy z eratykami (złodowacenie krakowskie), 13 — glina morenowa (złodowacenie krakowskie), 14 — iły krakowieckie (trzeciorzęd)

Geologic-morphological section (F—F) across the San valley, near Nisko; 1 — river loams (Holocene), 2 — landslide forms (Holocene), 3 — sands of the San river bed face (Holocene), 4 — eolic sands (decline of Pleistocene), 5 — river sands with sandy-gravelled lenses (Baltic and Middle Polish Glaciation), series of main burying of the erosion San channel, 6 — deluvial-alluvial series filling old basins within the Tarnogród Plateau (Baltic and Middle Polish Glaciation), 7 — coarse gravel (Middle Polish Glaciation), 8 — fine sand with silt (Middle Polish Glaciation), 9 — sand coarse gravel (Middle Polish Glaciation), 10 — cover sands with gravels in the top layer within Tarnogród Plateau (Cracovian Glaciation), 11 — fluvio-glacial sands (Cracovian Glaciation), 12 — moraine pavement with erratics (Cracovian Glaciation), 13 — moraine loam (Cracovian Glaciation), 14 — Krakowiec clays (Tertiary)

mowała się jeszcze w okresie preglacjalnym, czynna była i w późniejszych okresach plejstocenu. Posiadane materiały nie pozwalają nam na definitywne rozstrzygnięcie kwestii: jaka rzeka w poszczególnych okresach plejstocenu wykorzystywała rynnę Pra-Wisły. Nie jest wykluczone, że Wisła w pewnych okresach wykorzystywała obie doliny, płynąc w nich na przemian, albo równocześnie dwoma ramionami. W okresach, kiedy rynna nie miała połączenia z Wisłą, pełniła rolę doliny Wisłoki. O najmłodszych przepływach, u schyłku złodowacenia bałtyckiego i w ho-



## GŁÓWNE ETAPY ROZWOJU DOLIN W CZWARTORZĘDZIE

| Wiek                                      | Rozwój procesów                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |
|-------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Holocen                                   | Akumulacja mad po okresie atlantyckim. Miąższość zmienna — do kilku metrów. Wyściela ona dna budując terasę rędzienną. Akumulacja piasków warstwowych w starszym holocenie z dębami atlantyckimi.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
| Zlodowa-<br>cenie<br>bałtyckie            | Zwydmienie powierzchni terasy plejstocenijskiej w okresie najstarszy dryas — młodszy dryas z przerwą w Allerødzie.<br>Erozja — wcięcie się rzek o ok. 10 m, wytworzenie den dolin oraz listew teras erozyjnych wyciętych w poziomie zasypiania plejstocenijskiego.<br>Zasypanie dolin osadami rzecznyymi w postaci piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych o maks. miąższości 10 m. Nałożenie się tej akumulacji na serię środkowopolską.                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
| Intergla-<br>cjał<br>eemski               | Faza akumulacji: seria piasków ilastych i mułków o miąższości maks. 5—8 m.<br>Faza erozji: rozcinanie pokryw środkowopolskich do głębokości poziomu współczesnych koryt rzek.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |
| Zlodowa-<br>cenie<br>środkowo-<br>polskie | Młodszy stadiał: zasypanie dolin serią piasków średnioziarnistych o miąższości 10 m w dolinie Wisły i 20 m w dolinie Sanu — akumulacji przede wszystkim rzecznej, a także fluwioglacjalnej na przedpolu łobu tarłowskiego (sandr?) oraz proluwialnej na przedpolu płaskowyżów i wyżyn. Odpływ wód ku SE — Pra-Dniestrem do morza Czarnego.<br>Interstadiał: W starszej fazie silna erozja — wytworzenie powierzchni ścięcia na serii żwirów; w młodszej fazie lokalna akumulacja w postaci mułków (ryc. 11, 12).<br>Starszy stadiał: Akumulacja drobnych i średnich żwirów o miąższości 5—7 m (maks. 15 m), głównie rzecznych (karpackich) z możliwością domieszki fluwioglacjalnych w samych widłach Wisły i Sanu (na N od linii Tarnobrzeg—Rozwadów). |
| Intergla-<br>cjał<br>wielki               | Intensywna erozja wgłębna i boczna (szerokość dolin: 10—15 km). Prawie całkowite wyprątnięcie osadów glacialnych. Pogłębienie dolin preglacialnych o kilka metrów (maks. 10 m). Dna dolin Wisły i Sanu na poziomie 125—135 m n.p.m., tj. od 15 do 20 (35) m poniżej współczesnych den; spadki rzędu 0,2‰, a więc mniejsze niż obecnie (0,4‰). Oprócz Wisły czynna dolina Pra-Wisły na linii Mielec — Sandomierz, wykorzystywana prawdopodobnie przez Wisłokę.                                                                                                                                                                                                                                                                                           |
| Zlodowa-<br>cenie<br>krakowskie           | Akumulacja glacialna w dolinach; zachowane ślady — w dolinie Wisły: strzępy gliny morenowej w Suchorzowie (na wys. 147 m n.p.m.) i w Szewcach oraz głązy eratyczne koło Machowa (na wys. 145 m n.p.m.); w dolinie Sanu — głązy eratyczne w Warchołach (2,5 m poniżej powierzchni terasy plejstocenijskiej).                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |

## Główne etapy rozwoju dolin w czwartorzędzie (c.d.)

| Wiek       | Rozwój procesów                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |
|------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Preglacjał | <p>Etap późny: dominowanie procesów erozji. Powstanie głębokich dolin Wisły i Sanu (głębszych o kilka metrów od współczesnych); dno doliny Wisły na poziomie ok. 2—3 m poniżej obecnego koryta. Istnienie rynny Pra-Wisły na linii Mielec — Sandomierz, równorzędnej ramieniu północnemu.</p> <p>Etap wczesny: dominowanie procesów akumulacji.</p> |

locenie świadczą formy morfologiczne, występujące w dolinie Pra-Wisły. Są to erozyjne rynny rozcinające akumulacyjną trasę bałtycką. Wyznaczają one przepływ Wisły na linii Breń—Trześniówka oraz przepływ Wisłoki od Mielca w kierunku na NE do doliny Trześniówki. Wcinanie się rzek u schyłku zlodowacenia bałtyckiego przerwało w zasadzie funkcjonowanie tej doliny, Wisłoka zaś przyjęła swój obecny bieg. Istniejące obniżenia w dolinie Pra-Wisły były wykorzystywane jeszcze przez wody powodziowe Wisły i Wisłoki w holocenie, a nawet w czasach współczesnych. Dowodem tego jest występowanie ściętej terasy bałtyckiej (terasa erozyjna) koło Baranowa, na powierzchni której leży cienka warstwa (1—2 m) holocenijskich osadów madowych.

## LITERATURA

1. Balińska-Wuttke K.: Typ granulacji i obtoczenia ziarn piasków tarasu Wisły pod Tarnobrzegiem (Granulation and Rounding Type of Sand Grains from the Vistula Terrace, near Tarnobrzeg). Kwart. Geol., t. 9, z. 2, Warszawa 1965, ss. 367—379.
2. Bielecka M.: Warunki geologiczne występowania torfu interstadialnego w okolicy Zaklikowa (Geological Conditions of Occurrence of Interstadial Peat in the region of Zaklików (Sandomierz Lowland)). Kwart. Geol., t. 4, z. 1, Warszawa 1960, ss. 205—216.
3. Bożym-Rogalska A.: Rzeźba podczwartorzędowa Kotliny Sandomierskiej (The Sub-Quaternary Relief of the Sandomierz Basin). Zeszyty Nauk. Uniw. Jagiel., Prace Geograficzne, z. 10. Kraków 1964, ss. 7—11.
4. Buraczyński J., Wojtanowicz J.: Zagadnienia geomorfologiczne północnej części Kotliny Sandomierskiej w widłach Wisły i Sanu. Folia Soc. Sc. Lublinensis, sec. D, Geografia, vol. 7/8, 1967/68, Lublin 1968, ss. 33—44.
5. Dobrzański B., Malicki A.: Gleby województwa krakowskiego i rzeszowskiego (The Soils of Cracow and Rzeszów Provinces). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. IV (1949), Lublin 1950, ss. 117—134.
6. Falkowski E.: Holocenijska historia i prognoza rozwoju Wisły środkowej na odcinku od Zawichosta do Solca. Geologiczne problemy zagospodarowania

- Wisły środkowej. Materiały Sympozjum w Kazimierzu Dolnym 27—29 IX 1965, t. 1, ss. 45—61.
7. Friedberg W.: Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do z. 16, Kraków 1903.
  8. Jahn A.: Przyczynki do znajomości teras karpackich (Contribution to the Knowledge of the Carpathian Terraces). Czas. Geogr., t. 28, Warszawa 1957, ss. 171—185.
  9. Kleczkowski A.: Budowa geologiczna i wody gruntowe wysokiego tarasu Wisły na wschód od Krakowa. Rocznik Pol. Tow. Geol., vol. 34, z. 1—2, Kraków 1964, ss. 191—224.
  10. Klimaszewski M.: Podział morfologiczny południowej Polski. Czas. Geogr., t. 17, Wrocław 1939—46, ss. 133—182.
  11. Klimaszewski M.: Zagadnienia plejstocenu południowej Polski (The Problems of the Pleistocene in Southern Poland). Biuletyn Państw. Inst. Geol., nr 65, Warszawa 1952, ss. 137—268.
  12. Klimaszewski M.: Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym (The Geomorphological Development of Poland's Territory in the Pre-Quaternary Period). Przegl. Geogr., t. 30, z. 1, Warszawa 1958, ss. 3—43.
  13. Kmietowicz-Drathowa J.: Rozwój doliny Wisły w okolicach Krakowa od trzeciorzędu, do chwili obecnej. Kwart. Geol., Sprawozd. z posiedzeń naukowych IG, t. 10, z. 2, Warszawa 1966, ss. 573—574.
  14. Kosmowska-Ceranowicz B.: Osady preglacjalne dorzecza środkowej Wisły (Preglacial Sand Gravel Sediments in the Middle—Vistula Basin). Prace Muzeum Ziemi, nr 9, Prace Geologiczne, Warszawa 1966, ss. 223—296.
  15. Kowalski W. C. i współprac.: Plejstoceńska ewolucja przełomowego odcinka Wisły środkowej i jej dopływów oraz wyżyn przyległych. Geologiczne problemy zagospodarowania Wisły środkowej. Materiały Sympozjum w Kazimierzu Dolnym 27—29 IX 1965 r., t. 1, Katowice 1965, ss. 34—41.
  16. Krauss A., Mycielska-Dowgiałło E., Szczepanek K.: Wstępne wyniki badań nad wiekiem osadów doliny Wisły pod Tarnobrzegiem (Preliminary Data on the Age of the Deposits in the Vistula River Valley, near Tarnobrzeg). Przegl. Geol., R. 13, nr 6, Warszawa 1965, ss. 275—280.
  17. Kulczyński S.: Flory dryasowe doliny Sanu. Lwowskie Tow. Nauk., Sprawozd. 11, Lwów 1931.
  18. Laskowska-Wysoczańska W.: Interglacystadiał zlodowacenia krakowskiego z Jasionki koło Rzeszowa (The Interstadial of the Cracovian Glaciation from Jasionka near Rzeszów), Acta Geol. Pol., XVII, 1967, z. 3, ss. 495—507.
  19. Lewakowski J.: Mapa terenów powodzi lipcowej 1934 r. (Carte terrains d'inondation de Juillet 1934). Wiadomości Służby Geogr., R. 9, Warszawa 1935, ss. 288—294.
  20. Łomnicki A. M.: Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 15, Kraków 1903.
  21. Mamakowa K.: Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie (The Vegetation of the Basin of Sandomierz in the Late Glacial and Holocene). Acta Paleob., vol. 3, nr 2, Kraków 1962.
  22. Mańkowska A.: Utwory czwartorzędowe na obszarze arkusza Jarosław i ich znaczenie surowcowe (The Quaternary Deposits in the Area of the Jarosław Sheet and their Importance). Przegl. Geol., R. 10, nr 10, Warszawa 1962, ss. 520—522.



23. Maruszczak H., Wilgat T.: Rzeźba strefy krawędzowej Rostocza Środkowego (Le relief de la zone lisière du Rostocze Central). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. 10 (1955), Lublin 1956, ss. 1—107.
24. Mojski J. E., Rühle E.: Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 12, Czwartorząd, Warszawa 1965.
25. Mycielska-Dowgiałło E.: Zarys stratygrafii osadów doliny Wisły w nawiązaniu do budowy geologicznej południowej krawędzi Wyżyny Sandomierskiej. Przewodnik XXXVIII Zjazdu PTG Tarnobrzeg 21—24 VIII 1965 r., Warszawa 1965, ss. 71—75.
26. Mycielska-Dowgiałło E.: Zarys rozwoju rzeźby w plejstocenie południowej części Wyżyny Sandomierskiej (Development of the Pleistocene Relief in the Southern Part of the Sandomierz Upland). Kwart. Geol., t. 10, z. 1, Warszawa 1966, ss. 157—175.
27. Pawłowski S.: Uwagi o utworach dyluwialnych nad środkowym i dolnym Sanem. Pozn. Tow. Przyj. Nauk., Sprawozdania nr 32, Poznań 1938, ss. 118—128.
28. Pawłowski S.: Atlas Geologiczny okolic Tarnobrzega. Warszawa 1957.
29. Pożaryski W.: Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe (The Pleistocene in the Vistula Gap across the Southern Uplands). Prace Inst. Geol., t. 9, Warszawa 1953.
30. Pożaryski W.: Osady rzeczne w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. Prace Inst. Geol., Warszawa 1955.
31. Pradzieje Rzeszowszczyzny. Popularnonaukowa Biblioteka Archeologiczna Pol. Tow. Arch., nr 10, Rzeszów—Warszawa 1963.
32. Rehman A.: Dolne dorzecze Sanu badane pod względem postaci, budowy i rozwoju gleby. Spraw. Kom. Fizjogr. Akad. Um., t. 26, Kraków 1891, ss. 152—237.
33. Różycki S. Z.: Traits principaux de la stratigraphie et de la paleomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. Report of the VIth Intern. Congress on Quaternary, vol. 1, Łódź 1965, ss. 123—142.
34. Romér E.: Wstęp do fizjografii powiatu Mieleckiego (Skizze der Physiographie des Bezirkes Mielec). Kosmos, t. 36, Lwów 1911, ss. 585—624.
35. Samsonowicz J.: Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą (Des lacs endigués de la période glaciaire, sur la Haute et Moyenne Vistule). Sprawozd. PIG, t. I, z. 4—6, 1922, ss. 373—406.
36. Starkel L.: Rozwój morfologiczny Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą (Morphological Development of the Escarpment of the Pogórze Karpackie between Dębica and Trzciana). Prace Geogr., 11, Warszawa 1957.
37. Srodoń A.: O florach kopalnych w terasach karpackich (On Fossil Flora in the Terraces of Carpathian Valleys). Folia Quaternaria, 21, Kraków 1965.
38. Tyczyńska M.: O stratygrafii utworów czwartorzędowych na obszarze Wielkiego Krakowa (A Contribution of the Recognition of Quaternary Deposition the Area of Greater Cracov). Przegl. Geogr., t. 33, z. 3, Warszawa 1961, ss. 401—419.
39. Walczowski A.: Utwory czwartorzędowe w rejonie Pacanowa. Kwart. Geol., Sprawozd. z posiedzeń naukowych IG, t. 10, nr 4, Warszawa 1966, ss. 1167—1168.
40. Wojtanowicz J.: Wydmy międzyrzecza Sanu i Łęgu (The Dunes of the Area between the San and Łęg Rivers). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XX (1965), 4, Lublin 1968, ss. 89—124.

## OBJAŚNIENIA TABLIC

Fot 1. Fragment terasy zalewowej Wisły ze starorzeczem koło Skopania. W głębi terasa akumulacyjna plejstocenska o wysokości 5 m. Fot. J. Buraczyński.

Fot. 2. Odkrywka w obrębie terasy plejstocenskiej koło Skopania. Struktury pogrążowe w piaskach warstwowych ściętych w stropie i nadbudowanych utworami madowymi o miąższości 2 m. 1964. Fot. J. Buraczyński.

Fot 3. Odkrywka na terasie zalewowej Wisły (kopalnia Machów). Pod małą piaszczystą (2 m) występują piaski warstwowane (3 m) z pniami dębów, leżące na iłach krakowieckich. 1966. Fot. J. Wojtanowicz.

Fot. 4. Odkrywka na terasie zalewowej Wisły koło Machowa. Fragment górnej serii. 1966. Fot. J. Buraczyński.

Fot. 5. Odkrywka holocenskiej terasy zalewowej wyższej o wysokości 7 m nad starorzeczem. Prawe zbocze doliny Wisły koło Skopania. Na głębokości 2 m pod małą gleba kopalna z pniami drzew. 1964. Fot. J. Buraczyński.

Fot. 6. Prawe zbocze doliny Sanu koło Zarzecza. Terasa rędzinna i krawędź Płaskowyżu Tarnogrodzkiego. Fot. J. Wojtanowicz.

Fot. 7. Odkrywka w obrębie terasy plejstocenskiej (cegielnia Warchoły koło Niska). Pod 2,5-metrową pokrywą piasków czwartorzędowych z głazami w spągu występują iły krakowieckie, które tworzą tu garb podłoża w obrębie doliny Sanu (ryc. 15). 1962. Fot. J. Wojtanowicz.

### Развитие долины Вислы и Сана в северной части Сандомирской низменности в четвертичный период

#### Резюме

Предлагаемая работа является результатом геоморфологического картирования, проводившегося в рамках работ над составлением геоморфологической карты Польши.

Долины Вислы и Сана являются основным элементом рельефа северной части Сандомирской низменности (рис. 1). Кроме них можно выделить междолинные возвышения — плоскогорья Кольбушовское и Тарнобжеско-Барановское, расположенные на несколько десятков метров над днищами долин, а также пролювиальную равнину, простирающуюся широким поясом у подножья Люблинской возвышенности.

Обе названные долины довольно широкие; например, ширина долины Вислы достигает 25 км. Рельеф долин очень прост, в его состав входят: врезанное на несколько метров голоценовое дно долины и обширная поверхность плейстоценовой террасы (высота 5—20 м). Эта поверхность довольно однообразна, она сложилась в результате наложения среднепольской и балтийской аккумуляций. Плейстоценовую террасу покрывают дюны, что отличает ее от

| Возраст                   | Развитие процессов                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
|---------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Голоцен                   | <p>Аккумуляция наносов после атлантического периода. Мощность изменчивая — до нескольких метров. Они покрывают днища, создавая рендзинную террасу. Аккумуляция слоистых песков в раннем голоцене с атлантическими дубами.</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |
| Балтийское оледенение     | <p>Образование дюн на поверхности плейстоценовой террасы в период старший дриасс — младший дриасс с перерывом в Аллёрде.</p> <p>Эрозия — вклинивание рек почти на 10 м, образование днищ долин, а также выступов эрозионных террас, вырезанных в горизонте плейстоценовых песков.</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |
|                           | <p>Погребение долин речными отложениями мелких и средних песков с максимальной мощностью 10 м. Надстройка этой аккумуляции на среднепольской серии.</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |
| Эмский интергляциал       | <p>Фаза аккумуляции: серия илистых песков и илов мощностью 5—8 м (макс.). Фаза эрозии: рассечение среднепольских отложений до глубины современных русел рек.</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |
| Среднепольское оледенение | <p>Младший стадиал: засыпание долин серией среднезернистых песков мощностью 10 м в долине Вислы и 20 м в долине Сана прежде всего речной, а также водноледниковой аккумуляцией на предполье тарловского языка (зандр?) и пролювиальной — у подножий плоскогорий и возвышенностей. Сток вод на ЮВ — Пра-Днестром в Черное море.</p> <p>Интерстадиал: В старшей фазе сильная эрозия — образование поверхности среза на серии гравия; в младшей фазе — местная аккумуляция в виде илов (рис. 11, 12).</p> <p>Старший стадиал: отложение мелкого и среднего гравия мощностью 5—7 м (макс. 15 м), главным образом речного (карпатского) с возможной примесью флювиогляциального в разветвлении Вислы и Сана (на С от линии Тарнобжег — Розвадув).</p> |
| Большой интергляциал      | <p>Интенсивная донная и боковая эрозия (ширина долин 10—15 км), почти полный вынос ледниковых отложений. Углубление прегляциальных долин на несколько метров (макс. 10 м). Днища долин Вислы и Сана на уровне 125—135 м над ур. моря, т. е. на 15—20 м (макс. 35 м) ниже современных днищ; наклоны порядка 0,2‰, т. е. меньше современных (0,4‰). Кроме Вислы действует долина Пра-Вислы на линии Мелец — Сандомир, используемая, вероятно, Вислокой.</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                        |



| Возраст               | Развитие процессов                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |
|-----------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Краковское оледенение | Гляциальная аккумуляция в долинах; сохранились следы — в долине Вислы: платы моренной глины в Сухожове (на высоте 147 м над ур. моря) и в Шевцах, а также валуны около Махова (на выс. 145 м над ур. моря), в долине Сана — валуны в Вархолах (2,5 м ниже поверхности плейстоценовой террасы).                                                                |
| Предледниковье        | Поздний этап: доминирование процессов эрозии. Образование глубоких долин Вислы и Сана (глубших на несколько метров, чем современные); дно долины Вислы на уровне около 2—3 м ниже современного русла. Существование ринны Пра-Вислы на линии Мелец — Сандомир, равноценной по величине северному рукаву.<br>Ранний этап: доминирование процессов аккумуляции. |

голоценовых террас, расположенных в днищах долин и характеризующихся многими кольцевидными старицами.

Долины Вислы и Сана образовались еще в дочетвертичный период. В это же время возникла долина Пра-Вислы на линии Брень-Тшеснювка, отличающаяся сейчас незначительным понижением, и выраженная в ископаемой форме. Долины углубились во время великого межледникового (М—R), а затем были погребены серией отложений, главным образом речных, максимальная мощность которых достигает 45 м, а средняя в долине Сана — около 25 м, Вислы — около 15 м. В подошве серии залегает 5—7-метровый слой (максимально 15 м) гальки, главным образом карпатской, с примесью скандинавских гравиев. Над слоем залегают песчанистые отложения с прослойками суглинков.

Дифференциация этих отложений, их связь с морфологией района послужили основой для определения основных этапов развития долин. Выводы представлены в таблице.

#### ОБЪЯСНЕНИЯ К РИСУНКАМ И ФОТОГРАФИЯМ

Рис. 1. Геоморфологический эскиз северной части Сандомирской котловины: 1 — эрозионные уступы (голоцен); 2 — пойменная терраса (голоцен); 3 — надпойменная аккумуляционная терраса, аккумуляционный уровень Сандомирской котловины (балтийское оледенение); 4 — мелкие углубления на поверхности балтийского уровня, заполненные голоценовыми отложениями; 5 — пролювиальные конусы (балтийское и среднепольское оледенение); 6 — денудационные долины (плейстоцен); 7 — небольшие гравиевые холмы (краков-

ское оледенение); 8 — район плоскогорий — горбы основания (третичные) с моренной аккумуляцией (краковское оледенение); 9 — старые русла Пра-Вислы и Пра-Вислоки; 10 — Малопольская возвышенность; 11 — А—А — линии геологических разрезов.

Рис. 2. Геоморфологический эскиз долины Вислы в окрестностях Баранова Сандомирского: 1 — старицы, четко выраженные часто с водой, а также неотчетливые (голоцен); 2 — уступ надпойменной террасы высотой: а) до 5 м, б) свыше 5 м; 3 — низкая пойменная голоценовая терраса высотой 2 м, а также днища стариц; 4 — высшая рендзинная голоценовая терраса высотой 3—4 м; 5 — плейстоценовая аккумуляционная терраса, срезанная и надстроенная маломощным слоем паводковых отложений (голоценовых); 6 — эрозионная терраса (конец балтийского оледенения) высотой 5—6 м, врезаемая в аккумуляционную террасу; 7 — эрозионная терраса высотой 5—6 м (конец балтийского оледенения), врезаемая в моренную глину; 8 — плейстоценовая аккумуляционная терраса высотой 6 м (балтийское оледенение); 9 — малые денудационные долины (плейстоцен); 10 — склоны (плейстоцен-голоцен); 11 — денудационные останцы (плейстоцен); 12 — денудационная равнина на возвышениях высотой 170—180 м над уровнем моря (плейстоцен).

Рис. 3. Геоморфологический эскиз долины Пра-Вислы в окрестностях Домбровицы: 1 — отчетливые старицы, неглубокие; 2 — уступ надпойменной террасы высотой до 5 м: а) отчетливый, б) неотчетливый; 3 — низшая голоценовая пойменная терраса высотой около 3 м, а также днища стариц; 4 — высшая голоценовая рендзинная терраса высотой около 4 м; 5 — бессточные углубления в пределах плейстоценовой террасы, заполненные органическими отложениями; 6 — плейстоценовая аккумуляционная терраса (балтийское оледенение), надстроенная тонким слоем пойменных отложений (голоценовых), высота 3—4 м; 7 — плейстоценовая эрозионная терраса высотой 4—5 м (последняя фаза балтийского оледенения); 8 — плейстоценовая аккумуляционная терраса высотой 6—10 м (балтийское оледенение); 9 — котловина выдувания; 10 — дюны и поля эоловых песков (конец плейстоцена); 11 — малые денудационные долины (плейстоцен); 12 — склоны (плейстоцен — голоцен); 13 — денудационные останцы (плейстоцен); 14 — денудационная равнина на возвышениях высотой 170—180 м над ур. моря (плейстоцен).

Рис. 4. Фрагмент рельефа долины Сана в окрестностях Кшешова.

Рис. 5. Геоморфологический эскиз долины Сана в окрестностях Кшешова. Формы в долине Сана: 1 — старицы, отчетливые (часто с водой) и менее отчетливые (голоцен); 2 — молодые эрозионные уступы в дне долины Сана (голоцен); 3 — уступы: а) высотой до 5 м, б) высотой свыше 5 м (голоцен); 4 — низшая голоценовая пойменная терраса высотой 1—1,5 м, а также днища стариц; 5 — высшая голоценовая рендзинная терраса высотой 4—5 м; 6 — эрозионная терраса (конец оледенения); 7 — дюны (конец плейстоцена); 8 — плейстоценовая аккумуляционная терраса высотой 10—11 м (балтийское оледенение). Формы на Тарногородской возвышенности; 9 — оползни на краковецких илах на подмытом рекой Сан уступе Тарногородской возвышенности (голоцен); 10 — конус выноса (голоцен); 11 — лессовые овраги (голоцен); 12 — равнина лессовой аккумуляции (балтийское оледенение); 13 — лессовый аккумуляционно-денудационный уступ (балтийское оледенение); 14 — днища денудационных долин с делювиально-солифлюкционной аккумуляцией (плейстоцен); 15 — денудационные мульды (конец Вюрма); 16 — аккумуляционные равнины подножий (плейстоцен); 17 — а) склоны (плейстоцен-голоцен), б) уступ

Тарноградской возвышенности; 18 — денудационные останцы; 19 — поверхность денудационного выравнивания в пределах приводораздельного возвышения Тарноградского плоскогорья (плейстоцен).

Рис. 6. Геоморфологический эскиз долины Сана в окрестностях Розава: 1 — старицы, отчетливые (часто с водой) и менее отчетливые (голоцен); 2 — молодые эрозионные подмывы в дне долины Сана, а также русла небольших ручьев (голоцен) на поверхности плейстоценовой террасы; 3 — уступы плейстоценовой террасы высотой: а) до 5 м, б) свыше 5 м; 4 — низшая голоценовая пойменная терраса высотой около 3 м и днища стариц; 5 — высшая голоценовая рендзинная терраса высотой 5—6 м; 6 — небольшие эрозионно-денудационные долины в краевой зоне уступа плейстоценовой террасы (конец плейстоцена); 7 — дюны (конец плейстоцена); 8 — плейстоценовая терраса, срезанная эрозией, а затем надстроенная голоценовыми отложениями (минерало-органогенная серия мощностью до 2 м). Высота террасы 6—8 м; 9 — плейстоценовая песчаная терраса высотой 8—11 м (балтийское оледенение).

Рис. 7. Продольный профиль долины Вислы на участке от устья Брени до устья Сана.

Рис. 8. Продольный профиль долины Сана на участке от г. Лежайска до устья.

Рис. 9. Карта районов Сандомирской котловины, подвергнутых наводнению в 1934 г. (по Я. Леваковскому, 19). Залитые водой территории заштрихованы.

Рис. 10. Геолого-морфологический разрез (А—А) долины Вислы вблизи устья Вислоки. Объяснение знаков: 1 — долинные отложения: пески, органогенные илы, мада (голоцен); 2 — золотые пески (конец плейстоцена); 3 — среднезернистые речные пески с линзами гравия (балтийское оледенение и младшие стадии среднепольского оледенения); 4 — пески с гравием (среднепольское оледенение); 5 — гравий (среднепольское оледенение); 6 — пески с валунами ледниковой аккумуляции (краковское оледенение); 7 — крупный гравий (карпатский) с песком, конус выноса Вислоки (прегляциал); 8 — илы краковецкие (третичные).

Рис. 11. Геолого-морфологический разрез (В—В) долины Вислы около Баранова Сандомирского: 1 — долинные отложения: мада, органические илы, разномзернистые слоистые пески с черными дубами (голоцен); 2 — склоновые отложения: пески и пески с гравием (голоцен — плейстоцен); 3 — террасовые пески (балтийское оледенение, младшая стадия); 4 — лёсс (балтийское оледенение); 5 — среднезернистые слоистые пески речной и пролювиальной аккумуляции (старшая стадия балтийского оледенения и среднепольское оледенение); 6 — песчаные илы, русловая серия (межстадиальная серия среднепольского оледенения); 7 — песок с гравием (среднепольское оледенение); 8 — гравий (среднепольское оледенение); 9 — гравий и песок водноледниковой аккумуляции (краковское оледенение); 10 — морена, глины и пески с валунами (краковское оледенение); 11 — илы краковецкие (миоцен — сармат); 12 — известняки и гипсы (тортон); 13 — барановские пески (тортон); 14 — литотамные известняки (тортон).

Рис. 12. Геолого-морфологические разрезы (С—С) долины Вислы у Сандомира: 1 — долинные отложения: пески, органические супеси, мада (голоцен); 2 — лёсс (балтийское оледенение); 3 — среднезернистые речные пески с линзами гравия (балтийское оледенение и младшая стадия среднепольского оледенения); 4 — супеси, русловая серия (межстадиал среднепольского оледенения);



5 — пески с гравием (среднепольское оледенение); 6 — гравий (среднепольское оледенение); 7 — мелкозернистые пески (третичные ?); 8 — краковецкие илы (третичные).

Рис. 13. Геолого-морфологический разрез (D—D) долины Сана около города Лежайска: 1 — мада (голоцен); 2 — пески русловой фации (голоцен); 3 — золотые пески (конец плейстоцена); 4 — лессовый делювий (балтийское оледенение); 5 — речные пески с линзами супесей и гравия (балтийское и среднепольское оледенение) — серия главного эрозионного погребения ринны Сана; 6 — среднезернистые пески склоновой фации (среднепольское оледенение); 7 — крупнозернистые пески с гравием (среднепольское оледенение); 8 — гравий речной аккумуляции (среднепольское оледенение); 9 — гравий с валунами склоновой аккумуляции (среднепольское оледенение); 10 — песчанистая пыль (серая) с органическими частицами (третичная); 11 — краковецкие илы (третичные).

Рис. 14. Геолого-морфологический разрез (E—E) долины Сана на линии Гробле — Кустрава (около Кшешова): 1 — мада (голоцен); 2 — коллювиальные отложения (голоцен); 3 — золотые пески (конец плейстоцена); 4 — мелкозернистый песок (балтийское оледенение); 5 — мелко- и среднезернистый гравий (балтийское оледенение); 6 — мелкозернистый илистый песок (эмское межледниковье); 7 — слоистые речные пески с линзами гравия (среднепольское оледенение); 8 — крупный песок с гравием (среднепольское оледенение); 9 — крупный гравий с песком (среднепольское оледенение); 10 — флювиогляциальные пески (краковское оледенение); 11 — моренная глина (краковское оледенение); 12 — краковецкие илы (третичные).

Рис. 15. Геолого-морфологический разрез (F—F) долины Сана около города Ниско: 1 — мада (голоцен); 2 — оползневые отложения (голоцен); 3 — пески русловой фации Сана (голоцен); 4 — золотые пески (конец плейстоцена); 5 — речные пески с песчано-гравиевыми линзами (балтийское и среднепольское оледенение), серия главного погребения эрозионной ринны Сана; 6 — делювиально-аллювиальная серия, заполняющая древние долины в пределах Тарногородского плоскогорья (балтийское и среднепольское оледенение); 7 — крупный гравий (среднепольское оледенение); 8 — мелкозернистый песок с илом (среднепольское оледенение); 9 — песок с крупнозернистым гравием (среднепольское оледенение); 10 — покровные пески с гравием в кровле в пределах Тарногородского плоскогорья (краковское оледенение); 11 — флювиогляциальные пески (краковское оледенение); 12 — валунный горизонт с галечником (краковское оледенение); 13 — моренная глина (краковское оледенение); 13 — моренная глина (краковское оледенение); 14 — краковецкие илы (третичные).

Фото 1. Фрагмент пойменной террасы Вислы со старицами около Скопани. На заднем плане аккумуляционная плейстоценовая терраса высотой 5 м. Фото Я. Бурачиньского.

Фото 2. Карьер в плейстоценовой террасе около Скопани. Конвективные структуры в слоистых песках, срезанных сверху, а затем надстроены мадовыми отложениями мощностью 2 м. 1964. Фото Я. Бурачиньского.

Фото 3. Карьер в пойменной террасе Вислы (серный рудник Махов). Под песчанистой мадой (2 м) на краковецких илах залегают слоистые пески (3 м) со стволами дубов. 1966. Фото Ю. Войтановича.

Фото 4. Карьер пойменной террасы Вислы около Махова. Фрагмент верхней серии. 1966. Фото Я. Бурачиньского.

Фото 5. Карьер голоценовой пойменной террасы (высшей) высотой 7 м над старицей. Правый склон долины Вислы около Скопая. На глубине 2 м под мадой погребена ископаемая почва со стволами деревьев. 1964. Фото Я. Бурачиньского.

Фото 6. Правый склон долины Сана у Зажеча. Рендзинная терраса и уступ Тарногородского плоскогорья. Фото Ю. Войтановича.

Фото 7. Карьер в плейстоценовой террасе (кирпичный завод около г. Ниско). Под 2,5-метровым покровом четвертичных песков с валунами в подошве залегают краковецкие илы, которые создают здесь горб основания в пределах долины Сана (рис. 15). 1962. Фото Ю. Войтановича.

### **The Development of the Valleys of the Vistula and San Rivers in the Northern Part of the Sandomierz Lowland during the Quaternary Era**

#### **Summary**

This paper presents the results of a geomorphological survey in connection with the work on the Geomorphological Map of Poland.

The valleys of the Vistula and San rivers constitute the basic elements in the relief of the northern part of the Sandomierz Lowland (Fig. 1). In the Kolbuszów and Tarnobrzeg—Baranów regions, there are also hills elevated several scores of metres above the valleys and the proluwial plain stretching as a broad belt at the foot of the Lublin Upland.

Both valleys are wide, e.g. the width of the Vistula river valley amounts to 25 km. The relief of the valleys is very simple. It consists of the Holocene valley bottom cut into at several metres and a large area of the Pleistocene terrace (5—20 m high). Its surface is homogenous and it was formed by the accumulations of the Middle Polish and Baltic Glaciations. The Pleistocene terrace is covered with dunes, not present in the Holocene terraces, occurring in the bottom of the valley which, in turn, are characterized by the occurrence of numerous old river channels.

The valleys of the Vistula and San rivers had already developed before the Quaternary. At that time, too, the valley of the Pre-Vistula in the line Breń—Trześniówka developed. The valleys were deepened in the Great Interglacial (M-R), and then buried by a series of deposits (mainly fluvial deposits) the maximal thickness of which is 45 m, the average thickness in the San valley — about 25 m, and that in the Vistula valley — about 15 m. Beneath them there occurs a layer of gravels 5—7 m deep (Max. 15 m) mainly of Carpathian origin but with

| Age                      | Development of processes                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
|--------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Holocene                 | <p>Accumulation of river loams after the Atlantic period. Thickness varied — to several metres. It is lining bottoms building „rendzinna terraces”.</p> <p>Accumulation of stratified sands with Atlantic oaks.</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
| Baltic Glaciation        | <p>Formation of dunes on the surface of the Pleistocene terrace during the period of the oldest and younger Dryas with a break during the Alleröd.</p> <p>Erosion — Cutting in of rivers at about 10 m, formation of valley bottoms and erosional terrace strips cut out horizontally in the horizon of the Pleistocene accumulation. Burying of valleys under fluvial deposits of medium and fine sands about 10 m in thickness. Superdeposition of this accumulation on the Middle Polish Glaciation series.</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |
| Eemian Interglacial      | <p>Accumulation phase: a series of clay sands and silts 5—8 m thick.</p> <p>Erosion phase: intersection of Middle Polish covers of deposits to the horizon of contemporary river beds.</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |
| Middle-Polish Glaciation | <p>Younger stadial: burying of valleys with a series of middle grained sands, 10 m thick, in the Vistula valley and 20 m thick in the San valley — above all river accumulation and also fluvio-glacial on the foreground of the Tarnów ice lobe (sands?), and of proluvial accumulation on the foreground of plateaus and uplands. Outflow of waters towards SE — in the Pre-Dniestr river to the Black Sea.</p> <p>Interstadial: In the older phase a strong erosion — the forming of abrasion surfaces in the series of gravels; in the younger phase local accumulation of silt material (Figs. 11, 12).</p> <p>Older stadial: Accumulation of fine and middle gravels 5—7 m thick (max. 15 m), mainly of river origin (Carpathian) with possible admixture of fluvioglacial gravels in the fork formed by the Vistula and San (on the north from the Tarnobrzeg — Rozwadów line).</p> |
| Great Interglacial       | <p>Deep and lateral erosion (width of the valleys 10—15 km); almost complete degradation of glacial deposits. Deepening of pre-glacial valleys at several metres (max. 10 m). The bottoms of the Vistula and San valleys at 125—135 m a.s.l., i.e. from 15—20 (35) m below the contemporary bottoms. Beside the Vistula the valley of pre-Vistula on the line Mielec—Sandomierz was active, probably used now by the Wisłoka river.</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |
| Cracovian Glaciation     | <p>Glacial accumulation in valleys; preserved traces in the Vistula valley: fragments of moraine loam at Suchorzów (at 147 m a.s.l.) and at Szewce, and erratic stone blocks near Machów (at 145 m a.s.l., in the San valley — erratic stone blocks at Warchoły (2.5 m below the surface of the Pleistocene terrace).</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |



| Age         | Development of processes                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
|-------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Pre-glacial | <p>Late stage: predominance of erosion processes. Development of deep Vistula and San valleys (several metres deeper than the contemporary ones); the bottom of the Vistula valley at a level about 2—3 m below the present river bed. The existence of the Pre-Vistula channel on the line Mielec — Sandomierz — corresponding to that of the northern branch.</p> <p>Early stage: predominance of accumulation processes.</p> |

an admixture of rocks from the north. Sandy deposits with interlayers of silts occur over the gravels.

The differentiation of those deposits and their relation to the geomorphology of the area was the basis for the determination of the main development stages of the valleys.

The authors present their conclusions in the following Table.

#### EXPLANATION TO PLATES

Photo 1. A fragment of the Vistula flood terrace with a blind creek near Skopanie. In the lepth — Pleistocene accumulation terrace 5 m high. Phot. by J. Buraczyński.

Photo 2. Exposure within the Pleistocene terrace near Skopanie. Structures bedded in stratified sands cut off in the top layer with built upon alluvial deposits 2 m thick. 1964. Phot. by J. Buraczyński.

Photo 3. Exposure on the Vistula flood terrace (Machów pit). Under the sandy loam (2 m) stratified sands occur (3 m) with oak tree stems lying on Krakowiec clays. 1966. Phot. by J. Wojtanowicz.

Photo 4. Exposure on the Vistula flood terrace near Machów. A fragment of the upper series. 1966. Phot. by J. Buraczyński.

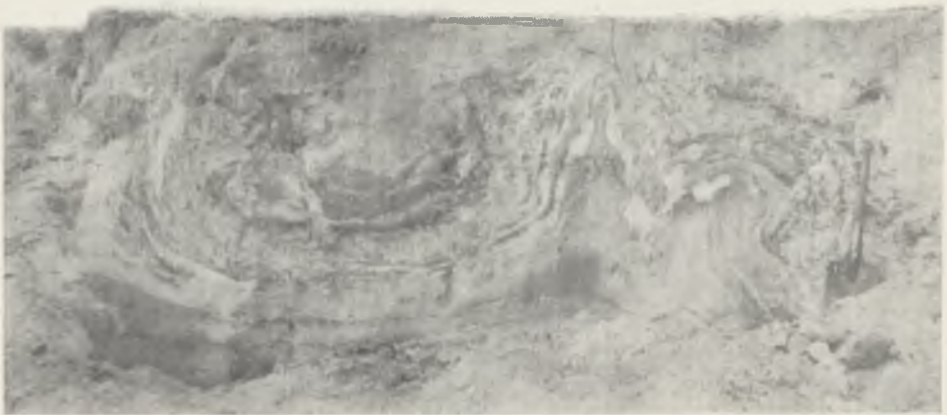
Photo 5. Exposure of the higher Holocene flood terrace 7 m high over a blind creek. The right slope of the Vistula valley near Skopanie. At a depth of 2 m under the loam-fossile soil with oak tree stems. 1964. Phot. by J. Buraczyński.

Photo 6. The right slope of the San valley near Zarzecz. "Rendzinn" terrace and the edge of the Tarnogród Plateau. Phot. by J. Wojtanowicz.

Photo 7. Exposure within the Pleistocene terrace (Warchoły Brickworks near Nisko). Under a 2.5 m thick cover of Quaternary sands with stone blocks at the bottom there occur Krakowiec clays which form a hump of the ground rock within the San valley (Fig. 15). Phot. by J. Wojtanowicz.



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4





Fot. 5



Fot. 6



Fot. 7