

Kazimierz PEKALA

Budowa i rozwój średniej terasy Sanu w Babicach

Строение и развитие средней террасы Сана в Бабице

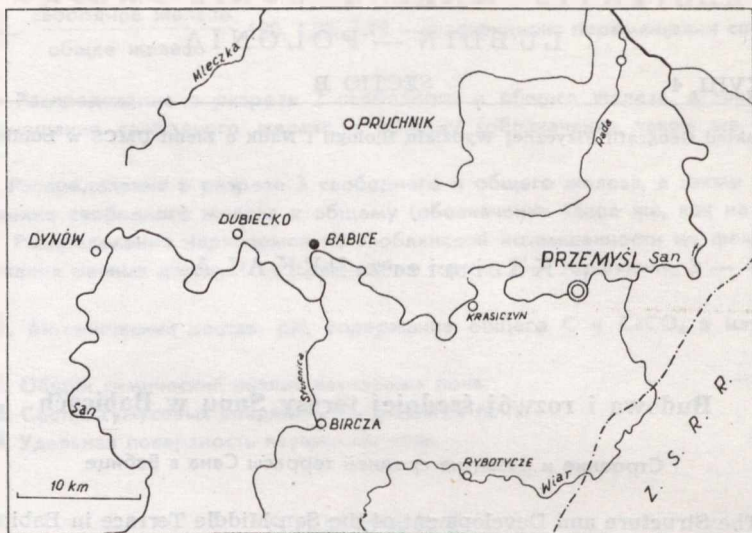
The Structure and Development of the San Middle Terrace in Babice

WSTĘP

Środkowy odcinek doliny Sanu pomiędzy Dynowem a Przemyślem należy do najmniej poznanych obszarów. Istniejące opracowania mają charakter ogólny lub dotyczą zagadnień wybranych (6, 7, 19). Zachęciło to do podjęcia szczegółowych badań geomorfologicznych, które prowadzono w ramach planu prac Zakładu Geografii Fizycznej UMCS w Lublinie. Ponadto na zlecenie IG PAN rozpoczęto systematyczne kartowanie geomorfologiczne na obszarze Pogórza położonym na zachód od Przemyśla. Spośród zagadnień na czoło wysunął się problem rozwoju zrównań trzeciorzędowych (13) oraz korelacja i budowa systemu teras czwartorzędowych w dolinie Sanu i jego dopływów (4). Na szczególną uwagę zasługuje terasa średnia, wiekowo odpowiadająca zlodowaceniom środkowopolskiemu, wykazująca duże zróżnicowanie budowy geologicznej zarówno w dolinie Sanu, jak i w dolinach jego większych dopływów. Terasa ta jest często przykryta serią utworów zboczowych. W morfologii terenu zaznacza się słabo. Rzadkie są przypadki dobrych odsłoneń w obrębie tej formy. Do takich należą odsłonecia w Babicach nad Sanem, wykazujące bogate zróżnicowanie facjalne utworów budujących tę terasę.

CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA

W budowie geologicznej okolicy Babic biorą udział kredowe piaskowce i łupki serii inoceramowej oraz trzeciorzędowe pstry łupki i serie warstw krośnieńskich (19). Rzeźba tego fragmentu Pogórza Dynowsko-



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny miejscowości Babice
A situational sketch of Babice

-Przemyskiego częściowo jest przystosowana i uzależniona od tektoniki i litologii podłoża. Obniżenia dolinne nawiązują do przebiegu synklin, wypełnionych seriami osadów o przewadze łupków i sypliwych piaskowców, natomiast grzbiety utworzone są z piaskowców kredy inoceramowej, budujących fałdy i łuski o przebiegu NW-SE.

San wytworzył meandrową dolinę charakteryzującą się zmienną szerokością i wypreparowaną głównie w miękkich skałach synkliny Babic i synkliny Brzuski. Wykorzystuje on również strefę uskoku tektonicznego, redukującego te synkliny od SE i NW. Wierzchołkę tworzy powierzchnia zrównania pogórskiego (6), znajdująca się na wysokości 370—400 m n.p.m. (150—180 m wysokości względnej), ponad którą sterczą kopulaste ostańce twardestielcowe, sięgające do 440 m n.p.m. w obszarze położonym na północ od Babic. Duże przestrzenie zajmuje poziom o wysokości względnej 100—120 m, niekiedy przykryty żwirami w strefie osiowej doliny. Występuje on głównie na ostrogach meandrowych (ryc. 2, fot. 1, 2). Jest to tzw. poziom zrównań dolinnych, ostatnio datowany na Villafranchien (3).

W strefach skał odpornych na procesy denudacyjne zachowały się poniżej poziomu staroczwartorzędowego listwy i spłaszczenia w wysokości 80 m ponad współczesnym korytem Sanu (6, 7). Powstanie tych form datowane jest na okres zlodowacenia Günz. Ze zlodowaceniem Mindel (krakowskim, południowopolskim) wiąże się powstanie terasy wysokiej (4, 7), która w Babicach osiąga wysokość 55—60 m. Ponadto zachowały się

spłaszczenia pozbawione pokrywy akumulacyjnej na wysokości 45—50 m, odpowiadające terasie wysokiej. Rozległą powierzchnię znajdującą się na wysokości 25—35 m zajmuje forma charakteryzująca się złożoną genezą i budową geologiczną. W skład jej wchodzi tzw. terasa średnia, przypadająca na okres zlodowacenia środkowopolskiego (7) oraz nawiązujący do niej poziom plejstocenijskiej akumulacji stokowej. W strefach ujściowych potoków bocznych dość często zachowały się fragmenty terasy-stożka o wysokości 8—10 m, zbudowanej z pylastych glin i serii piaszczysto-żwirowej spoczywającej na niskim cokole skalnym (ryc. 3, fot. 1). Odpowiednikiem jej jest bałtycka (Würm) terasa 12—14 m Sanu, występująca na znacznej przestrzeni na południe od Babic po prawej stronie rzeki we wsi Bachów i w pobliżu ujścia Stupnicy.

Znaczną część dna doliny zajmuje terasa 4—6 m (fragmentami do 8 m) akumulacyjna, zbudowana z serii osadów gliniastych, piaszczystych i żwirowych, nazywana rędziną. Starorzecza występujące w obrębie tej terasy wypełnione są ilastymi glinami madowymi i torfami. Terasa rędzinna jest formą holocenijską. Do form holocenijskich należą również terasy o wysokościach od 1 do 6 m w dolinach potoków bocznych, rozcięcia erozyjne i osuwiska.

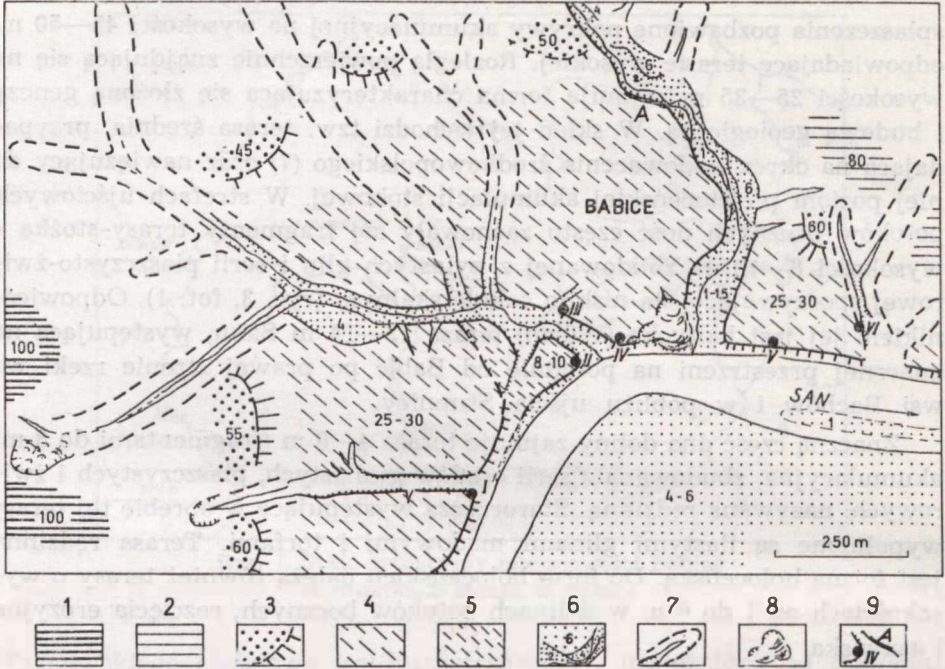
BUDOWA GEOLOGICZNA TERASY I CHARAKTERYSTYKA UTWORÓW STOKOWYCH

Terasa średnia wraz z nawiązującym do niej poziomem akumulacji tworzą w Babicach rozległą powierzchnię o nachyleniu 4—8° w kierunku osi doliny. Zajmuje ona przestrzeń położoną we wschodniej części ostrogi meandrowej doliny, po wypukłej stronie zakola współczesnego koryta Sanu. W strefie przystokowej wysokość tej formy dochodzi do 35 m, natomiast przy krawędzi waha się w granicach 17—23 m*. Obecność pokryw pylastych warunkuje rozwój wąwozów i niecek denudacyjnych. Forma ta w Babicach rozcięta jest również przez dwa krótkie potoki boczne (ryc. 2, fot. 1).

Z dotychczasowych materiałów publikowanych (4, 6, 7, 19) wynika, że terasa średnia doliny Sanu w Babicach i w najbliższej okolicy posiada cokół skalny o wysokości 10—14 m ponad korytem rzeki. Na cokole zalega seria żwirowa o łącznej miąższości około 4 m. Nad żwirami, zabarwionymi tlenkami żelaza na kolor czerwony, spoczywają gliny warstwowe, stopniowo przechodzące w glinę pylastą nazywaną lessem (7, 19).

Budowę geologiczną tej formy prześledzono po zachodniej i północnej stronie Sanu w podcięciach erozyjnych oraz w odsłonięciach powstałych

* Wysokości mierzone klizymetrem oraz altimetrem systemu „Paulina” od podstawy wodowskazu na Sanie w Babicach.



Ryc. 2. Geomorfologia doliny Stupnicy i lokalizacja profilów: 1 — poziom doliny, 2 — fragmenty terasy 80 m (Günz), 3 — terasa 50—60 m (Mindel), 4 — terasa 25—30 m (Riss), 5 — terasa 8—10 m (Würm), 6 — terasy holoceni, 7 — niecki denudacyjne i rozcięcia erozyjne, 8 — osuwiska, 9 — profile geologiczne zestawione na ryc. 3 i 4

Geomorphology of the Stupnica river valley and the localization of profiles: 1 — valley horizon, 2 — terrace fragments 80 m high (Günz), 3 — terrace 50—60 m high (Mindel), 4 — terrace 25—30 m high (Riss), 5 — terrace 8—10 m high (Würm), 6 — Holocene terraces, 7 — denudation dishes and erosion furrows, 8 — landslides, 9 — geological profile compiled on Figs. 3 and 4

sztucznie podczas budowy drogi z Babic do wsi Krążek. Wykonano również dodatkowe prace ziemne, dzięki którym możliwe było prześledzenie budowy geologicznej terasy na większej przestrzeni. Do analizy wybrano możliwie pełne profile (zlokalizowane na ryc. 2 oraz zestawione graficznie na ryc. 3).

Cechą charakterystyczną budowy geologicznej terasy jest znaczne zróżnicowanie facjalne utworów i zmienna wysokość cokołu skalnego. Cokół terasy zbudowany jest zarówno z łupków, jak i z piaskowców, lecz jego wysokość w większym stopniu zależy od warunków morfologicznych niż od odporności skał (1, 2, 15). Bezpośrednio na cokole zalega seria żwirów karpaccich (ryc. 3, warstwa „a”), zawierających nieznaczną domieszkę materiału eratycznego. Są to pojedyncze żwiry z materiału krystalicznego

uległ silnej cementacji związkami żelaza i manganu. Stropowe żwirry są słabo wysortowane i zawierają dużo (około 40%) materiału częściowo obtoczonego. W górnej części tych utworów znaleziono kości ssaków dyluwialnych (mamut?). W Babicach natomiast nad żwirami leży dwumetrowa warstwa grubych piasków żelazistych wymieszanych z drobnym żwirem (2—5 cm) i gruzem skalnym (warstwa „c”). Piaski z gruzem stopniowo przechodzą w glinę brunatną warstwowaną, odwapnioną, która tworzy warstwę grubości 1—2 m (ryc. 3, profil I i V, warstwa „d”). Strop tej warstwy jest ścięty denudacyjnie na wysokości około 11 m ponad współczesnym korytem Sanu. Dopiero nad tymi utworami znajduje się dwudzielna seria glin pylastych warstwowanych, których łączna miąższość przekracza 12 m (warstwy: „m”, „r”). Spągowe gliny charakteryzują się zabarwieniem żółtorudym, stropowe zaś posiadają barwę szarozółtą. Przedzielone są brunatnym poziomem zglinienia (warstwa „n”), stanowiącym pozostałość niższych horyzontów gleby kopalnej. Seria stropowych glin pylastych przykrywa również niższą terasę o wysokości 8—10 m (profil II, warstwa „r”). Gliny pylaste zalegające na zrównaniu podstokowym wykazują trójdzielność (profil VI). Zachowały się tu dwa wyraźne poziomy iluwialne gleb kopalnych („n”, „n¹”). Możliwe, że istnieją trzy gleby kopalne, gdyż dolne gliny pylaste na głębokości 14 m od powierzchni topograficznej posiadają wkładkę odwapnionej gliny brązowej o miąższości do 40 cm. Odwapnienie sięga do około 1 m w głąb glin spagowych, które w odróżnieniu od nadległych są bardziej ilaste i o zabarwieniu stalowoszarym.

Odrębną nieco budową geologiczną charakteryzuje się fragment terasy ograniczony dolinami potoków bocznych, ponieważ kryje się tu kopalna rynna starorzecza. Cokół skalny posiada wysokość 1,5—3 m i zbudowany jest z pstrych łupków, które warunkują współczesny rozwój procesów osuwiskowych (ryc. 2). W podcięciu meandrowym przy wodowskazie (profil IV) na cokole zalega cienka warstwa żwirów grubych (ϕ 25 cm), dobrze wysortowanych i obtoczonych („e”), przykrytych materiałem osuwiskowym („f”). Materiał ten składa się z pakietów łupkowo-piaskowcowych, pojedynczych żwirów, glin typu madowego oraz gruzu, tworząc warstwę o miąższości do 1,5 m, przykrytą z kolei 0,5-metrową wkładką szarych piasków gruboziarnistych wymieszanych z drobnym żwirem i gruzem („g”). Powyżej znajdują się żwirry rzeczne o ϕ 5 cm, dobrze obtoczone i warstwowane piaski („h”). Miąższość tej serii jest zmienna i wynosi od 1 do 2 m. Występują w niej duże nagromadzenia tlenków żelaza i manganu. Żwirry są zwiertzałe chemicznie. Bezpośrednio na żwirach zalega dwumetrowa warstwa warstwowanych mułków torfiastych, pylastych glin oraz torfu silnie sprasowanego i zwiertzałego („i”, „j”). Torf tworzy warstwę grubości 50—80 cm, ściętą erozyjnie i przykrytą metrową warstwą

żwirów o ϕ do 10 cm wymieszanych z różnoziarnistym piaskiem („k”). Żwiry są dobrze obtoczone, lecz stopniowo ku górze zawierają coraz więcej materiału częściowo obtoczonego, a następnie przechodzą w soliflukcyjną pokrywę piaszczysto-żwirową („l”). Pokrywa ta zawiera materiał gruzowy, częściowo obtoczony, z pojedynczymi żwirami. Stropowa jej część charakteryzuje się odwapnieniem. Granica z nadległymi dwudzielnymi glinami pylastymi jest ostra.

Podobną kolejność osadów stwierdzono we wcięciu drogowym pod cerkwią (droga z rynku w Babicach prowadząca do promu), w odległości 130 m w kierunku północno-zachodnim od wodowskazu na Sanie (ryc. 3, profil III). Osady organiczne zalegają tutaj na serii żwirowo-piaszczystej („e”, „g”), wykazującej niski stopień wysortowania materiału (tłok żwirowy). Torfy są również ścięte erozyjnie, lecz przykryte warstwowanymi piaskami i ilami zawierającymi soczewkowate wkładki drobnego żwiru o średnicy do 4 cm („k”). Utwory te są także przykryte pokrywą gliniasto-gruzową („l”) i ścięte denudacyjnie, przy czym powierzchnia tego ściecia jest nachylona 3—5° w kierunku osi doliny Sanu. Pokrywa gliniasto-gruzowa („l”) charakteryzuje się warstwowaniem typu zboczowego i w stropowej części jest odwapniona. Są w niej wyraźne gniazda i pakiety drobnego gruzu piaszczystego, często posiadające kształt struktur spływowych — soliflukcyjnych. W utworze tym znaleziono kości lądowego ssaka dyluwalnego (mamut?). Wiek kości określony przez T. W y s o c z a ń s k i e g o - M i n k o w i c z a metodami fluoro-chloro-apatytową i kolagenową wynosi 250—270 tys. lat. Torfy zostały zbadane pod względem palynologicznym przez P. S z c z y p k a. Obecnie trwają dalsze szczegółowe badania paleobotaniczne, których wyniki będą opracowane i przedstawione w odrębnej publikacji. Wstępne analizy pyłkowe wykazały, że w czasie odkładania się substancji organicznej panowały warunki klimatyczne sprzyjające rozwojowi lasów sosnowych z brzozą i świerkiem oraz domieszką dębu, leszczyny i olszy.

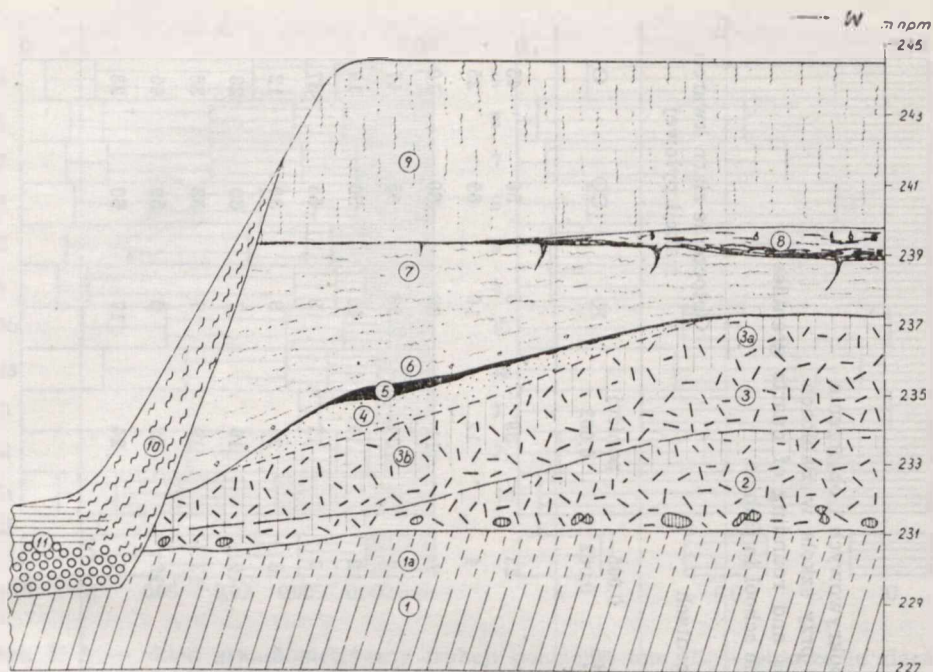
Dokładnego zasięgu osadów organogenicznych nie udało się wyznaczyć, gdyż na terenie Babic nie ma głębszych wierceń i brak dobrych odsłonień, a tamtejsze rozcięcia erozyjne są zasmarowane grubą pokrywą glin zwietrzelinowych. Opisany profil III usytuowany jest najdalej od obecnego podcięcia brzegowego Sanu. Nie udało się również uchwycić bezpośredniego kontaktu utworów aluwialnych i stokowych w podzboczowej strefie terasy. W szurfach wykonanych na zachodnim zboczu doliny potoku rozcinającego terasę średnią stwierdzono tylko różne ogniwa stratygraficzne pokryw gliniasto-gruzowych i deluwialnych glin lessopodobnych. Najbardziej pełny profil utworów zboczowych, ważny stratygraficznie dla tej strefy dolinnej, odsłonięty został w odległości 100 m na północ od szkoły (ryc. 2, stanowisko A). Usytuowany jest on w strefie

przystokowej poziomu akumulacyjnego, który wraz z terasą 25 m tworzy jedną poligenetyczną formę. Na odcinku odsłonięcia wspomniany potok wciął się na głębokość 2 m w podłoże skalne. Zachodnie zbocze jego doliny jest więc w przeważającej części zbudowane ze zwietrzelinowych utworów stokowych i częściowo redeponowanych osadów eolicznych, maskujących starszy od nich relief (ryc. 4).

Powierzchnia topograficzna profilu znajduje się na wysokości około 245 m n.p.m. (33—35 m ponad korytem Sanu). Łupki i piaskowce serii inoceramowej, stanowiące podłoże, odsłaniają się na wysokości 231 m n.p.m. (18 m wysokości względnej). Powierzchnia ich jest wyrównana i nachylona w kierunku osi doliny Sanu. Skały podłoża są zwietrzałe chemicznie do głębokości 1,3—1,8 m. Tworzą one odwapnioną zwietrzelinę ilastą (poziom 1a), która zachowała pierwotną strukturę zaburzoną lub zatartą w partii stropowej kontaktującej z nadległym utworem allochtonicznym. Utworem tym są gliny wymieszane z gruzem piaskowcowym, przemieszczone grawitacyjnie pod wpływem peryglacialnych procesów denudacyjnych. Gliny charakteryzują się zmienną miąższością, brunatnym zabarwieniem i dwudzielnością. Najniższa pokrywa soliflukcyjna o miąższości od 0,5 do 3 m (warstwa 2) posiada w dolnej części domieszkę zwietrzałych żwirów, które prawdopodobnie pochodzą z pokrywy aluwialnej terasy 50-metrowej. Natomiast stropowa część jest intensywnie zwietrzała pod wpływem procesów glebowych. Gruz piaskowcowy pozbawiony lepiszcza tworzy piaszczystą zwietrzelinę o zabarwieniu rdzawobrunatnym. Pokrywa ta jest częściowo ścięta przez górną serię zwietrzliny, której miąższość waha się od 1,5 do 3,5 m (warstwa 3). Zaznacza się słabszy stopień zwietrzenia gruzu spągowego, brak domieszki żwirów, większa zawartość frakcji piaszczystej. Utwór ten również wykazuje ślady intensywnego wietrzenia chemicznego sięgającego do głębokości 2 m. Stropowa część jest także ścięta denudacyjnie, w wyniku czego zachowały się tylko niższe horyzonty gleby kopalnej (ryc. 4, warstwa 3a, 3b). Jest to gleba typu leśnego, pseudobielicowa, wytworzona na gliniasto-gruzowych glinach stokowych.

W pokrywach stokowych wycięta została forma dolinna, prawdopodobnie niecka denudacyjna. Na zboczu tej niecki zachował się płat glin pylastych lessopodobnych (warstwa 4), z resztkami gleby kopalnej. Poziom humusowy tej gleby jest smugowany i zawiera 0,7% substancji organicznej (warstwa 5). W całej omówionej serii osadów występują duże nagromadzenia tlenków żelaza i manganu w postaci bardzo licznych konkrecji o ϕ 0,3—0,5 mm.

Forma dolinna została wypełniona i przykryta pylastymi glinami deluwialnymi do wysokości 240 m n.p.m. (warstwa 6 i 7). Wypełnienie formy erozyjnej materiałem pylastym stwierdzono też w obrębie profilu



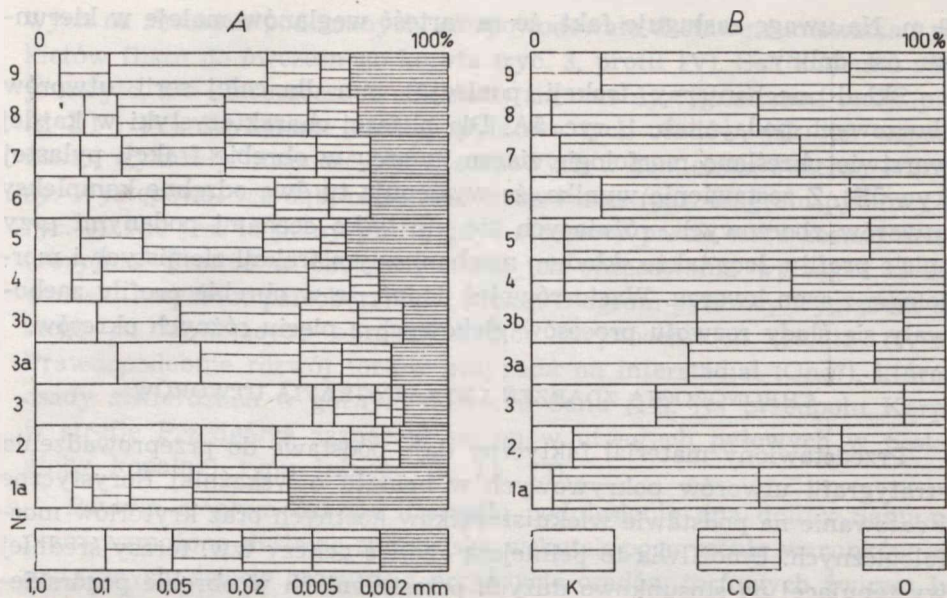
Ryc. 4. Podstawowy profil utworów zboczowych odsłonięty w podcięciu potoku w pobliżu szkoły w Babicach: 1 — łupki i piaskowce wieku kredowego, 1a — ilasto-piaszczysta zwietrzelina skał podłoża, 2 — gliniasto-gruzowa pokrywa soliflukcyjna zawierająca w spągu żwiry, w stropie chemicznie zwietrzała, 3 — pokrywa gliniasto-gruzowa, 3a i 3b — zwietrzelina pokrywy zboczowej powstała pod wpływem procesów glebowych, 4 — utwór pyłowy (loess?), 5 — gleba kopalna (przemity poziom humusowy), 6 — glina pylasta z okruskami piaskowców kredowych, 7 — glina pylasta, w stropie poprzerywana formami przypominającymi kliny mrozowe, 8 — glina pylasta, humusowa, z konkrecjami żelazistymi, oglejona, 9 — utwór pylasty (glina lessopodobna), 10 — holocenijskie gliny zboczowe, 11 — żwiry i gliny madowe holocenijskiej terasy potoku

Basic profile of slope formations exposed in the undercut water course near the school in Babice: 1 — slate and sandstone of the Cretaceous age, 1a — loamy-sandy waste of the bed rock, 2 — clayey-rubble solifluction cover containing gravel in the floor and chemical waste in the roof, 3 — clayey-rubble cover, 3a and 3b — slope cover waste originated under the influence of soil processes, 4 — dust formation (loess?), 5 — fossil soil (washed humus horizon), 6 — dusty clay with fragments of Cretaceous sandstone, 7 — dusty clay, in the roof interspersed with forms resembling cold air frost wedges, 8 — dust, humus, clay with iron concretions gleyzed, 9 — dust formation (loess-like clay), 10 — Holocene slope clay, 11 — silt and gravel of the Holocene terrace

VI, zestawionego na ryc. 3 (druga gleba kopalna od góry profilu). Gliny te ze względu na obecność w nich humusu charakteryzują się szarozółtym zabarwieniem. Są one bezwapniste, a w ich spągu spotyka się domieszkę drobnego gruzu, również odwapnionego (warstwa 6) oraz znaczny procent

Tab. 1. Skład mechaniczny utworów pokrywowych i obtoczenie ziarn kwarcu z profilu odsłoniętego przy szkole w Babicach
 The mechanical composition of cover formations and rounding of quartz granules from the profile exposed near the school in Babice.

Nr warstwy jak na ryc. 5	Szkielet %	Zawartość frakcji w procentach							Obtoczenie ziarn kwarcu frakcji pyłowej		
		1,0—0,1	0,1—0,5	0,5—0,02	0,02—0,005	0,005—0,002	poniżej 0,002	K	CO	O	
1a	—	9	5	9	15	23	39	5	50	45	
2	95	40	18	18	8	4	12	10	65	25	
3	60	67	5	10	4	3	11	30	60	10	
3a	3	15	20	29	15	10	11	38	45	17	
3b	2	20	20	24	10	12	14	40	50	10	
4	—	9	7	50	10	7	17	8	55	37	
5	0,5	11	15	29	14	6	25	8	80	12	
6	1	13	18	27	13	10	19	17	60	23	
7	—	11	10	25	22	13	19	7	58	35	
8	—	12	8	26	20	12	22	5	50	45	
9	—	6	12	38	13	7	24	17	60	23	



Ryc. 5. A — skład granulometryczny frakcji poniżej 1 mm, B — obtoczenie ziarn kwarcu frakcji pyłowej: K — kanciaste, CO — częściowo obtoczone, O — obtoczone. Numeracja próbek zgodna z ryc. 4

A — granulometrical composition of fraction below 1 mm, B — quartz granule rounding of the dust fraction: K — angular, CO — partly rounded, O — rounded. The numbers of the samples are in accordance with Fig. 4

frakcji piaszczystej. Ku górze wzrasta ilość frakcji pyłowej. Strop tego utworu jest wyraźnie ścięty, zaś od warstwy wyższej oddziela go wkładka orsztynu grubości 5—10 cm lub 1-metrowa warstwa oglejonej gliny humusowej (warstwa 8). Występują też formy strukturalne o długości 1 m, przypominające kształtem kliny mrozowe i wypełnione materiałem pylastym zawierającym humus oraz tlenki żelaza. Możliwe, że są to struktury powstałe z wysychania w obrębie zagłębienia bezodpływowego. Wskutek zmywów powierzchniowych zagłębienie to zostało wypełnione materiałem pyłowym wymieszanim z humusem i szczątkami roślinnymi, wykazującym silne oglejenie. Przy powierzchni tej warstwy występują duże kongrecje żelaziste oraz nieregularne, rdzawe wytrącenia. Pod względem składu mechanicznego utwór ten podobny jest do glin spągowych. Najwyższą warstwę stanowią smugowane gliny pylaste, barwy żółtej, makroskopowo przypominające less (warstwa 9). Zawierają one do 8% węglanów. Odwapnienie wskutek współczesnych procesów glebowych sięgnęło do głębokości 1,2 m od powierzchni topograficznej. Miąższość górnych glin lessopodobnych wynosi 5 m, zaś w pobliżu krawędzi terasy dochodzi do

9 m. Na uwagę zasługuje fakt, że zawartość węglanów maleje w kierunku osi doliny.

Skład mechaniczny frakcji poniżej 1 mm dla całej serii utworów zboczowych podaje tab. 1, ryc. 5A. Dla bliższej charakterystyki w każdej warstwie określano morfologię ziaren kwarcu w obrębie frakcji pylastej (ryc. 5B). Z zestawienia wynika, że występują tu dwa odrębne kompleksy utworów zboczowych, różniących się nie tylko cechami podanymi przy opisie profilu, lecz także składem mechanicznym frakcji ziemistej i morfologią ziaren kwarcu. Warto również dodać, że w obrębie profilu zachowały się ślady rozwoju procesów glebowych z pięciu różnych okresów.

CHRONOLOGIA ZDARZEŃ I STRATYGRAFIA UTWORÓW

Przedstawiony materiał faktyczny daje podstawę do przeprowadzenia stratygrafii utworów pokrywowych w oparciu o wskaźniki florystyczne i datowanie na podstawie wieku szczątków kostnych oraz kryteriów morfologicznych. Umożliwia to pełniejszą analizę genezy tzw. terasy średniej występującej na stosunkowo dużych przestrzeniach w obrębie pogórskiego odcinka meandrowej doliny Sanu. Wiek tej terasy jest przedmiotem dyskusji (7, 8, 19, 20). Możliwe też jest przedstawienie rozwoju doliny w młodszych fazach plejstocenu. Zadanie jest częściowo ułatwione dzięki opracowaniom z zakresu morfogenezy doliny Sanu oraz jej górnego i dolnego dorzecza (1, 6, 7, 8, 14, 15).

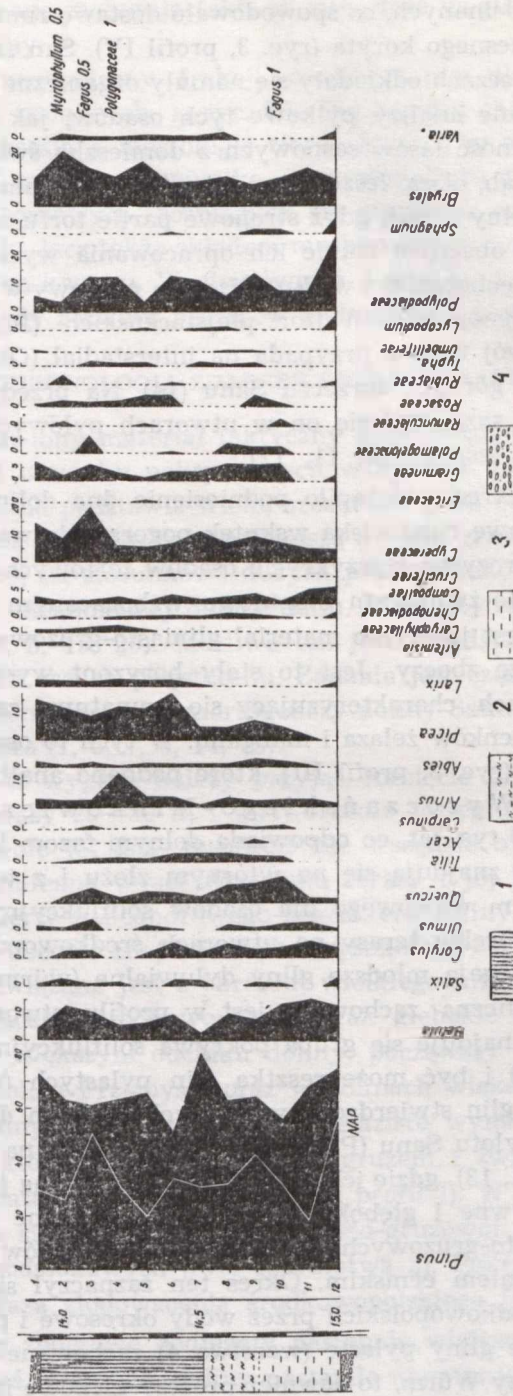
Za punkt wyjścia należy przyjąć rozcięcie doliny Sanu do poziomu cokołów terasy 25—30 m i wytworzenie rozległej równiny akumulacyjnej w obrębie jej dna. Rozcięcie nie wszędzie było jednakowe, o czym świadczy zmienna wysokość cokołu terasy i jej budowa, wynikająca w głównej mierze z meandrowego charakteru doliny (1, 2). Wycięcie rynny, której dno obecnie znajduje się na wysokości 5—6 m ponad współczesnym korytem, związane jest z okresem wielkiego interglacjału poprzedzającego zlodowacenie środkowopolskie. Tak głębokie rozcięcie można obserwować na większym odcinku doliny: począwszy od Dubiecka po Krasiczyn w pobliżu Przemyśla oraz w dolinach większych dopływów (4). Na cokole skalnym są złożone żwiry żelaziste wymieszane z grubym piaskiem, na których zalegają gliny z gruzem i żwirami wskazującymi na dostawę materiału ze zboczy (ryc. 3, profil I). W pokrywach zboczowych zaznaczyło się to osadzeniem gliniasto-gruzowej zwietrzliny na spłaszczeniach podstokowych (ryc. 4, warstwa 2). Pokrywy te należy wiązać z pierwszą fazą zlodowacenia środkowopolskiego (stadiał Odry).

Utwory zboczowe podlegały następnie wietrzeniu chemicznemu i denudacji, zaś w obrębie doliny nastąpiło ożywienie erozji i pogłębienie jej dna o około 3—4 m. Rozcięcie to wpłynęło na rozwój procesów maso-

wych na zboczach podcinanych, co spowodowało dostawę rumowiska i pakietów fliszu do ówczesnego koryta (ryc. 3, profil IV). San zmieniał swoje koryto, a w starorzeczach odkładały się namuły organiczne i torfy (profil III i IV). Wykonane analizy pyłkowe tych osadów, jak już wspomniano, wykazały obecność lasów sosnowych z domieszką świerka i brzozy. Występował też dąb, olsza, leszczyna i inne (por. diagram pyłkowy — ryc. 6). Nie jest to pełny profil, gdyż stropowe partie torfu zostały ścięte erozyjnie. Trudno w obecnym stanie ich opracowania wyciągać szersze wnioski dotyczące paleobotaniki i wieku. Diagram pyłkowy wyglądem odbiega od istniejących opracowań flor plejstocenijskich (10, 16, 17, 18). Prawdopodobnie rozwój torfów przypada na interstadiał (Ohe?), którego osady stwierdzono w górnym dorzeczu Sanu (14). Na przedpolu Karpat w strefie Przedgórze zaznaczył się on w utworach pyłowych w postaci gleby kopalnej typu leśnego (9, 11, 12).

Po tym ciepłym okresie nastąpiło podniesienie dna doliny Sanu poprzez wzmoczoną dostawę rumowiska wskutek pogorszenia warunków klimatycznych, ścięcie erozyjne i przykrycie osadów torfowych żwirem lub materiałem piaszczysto-żwirowym stopniowo wzbogacającym w materiał gruzowy. W stropie jest już tylko materiał gliniasto-gruzowy i gliniasty, przytransportowany ze zboczy. Jest to stały horyzont występujący we wszystkich odsłonięciach, charakteryzujący się brunatnym zabarwieniem wskutek zawartości tlenków żelaza i manganu. W tych to osadach znaleziono szczątki kostne (ryc. 3, profil III), które poddano analizom metodą zaproponowaną przez W y s o c z a ń s k i e g o - M i n k o w i c z a (20). Wiek kości wynosi 250—270 tys. lat, co odpowiada dolnym fazom Interglacjału Mazowieckiego. Kości znajdują się na wtórnym złożu i z tego względu nie stanowią kryterium wiekowego dla osadów soliflukcyjnych, w których występują. W obrębie terasy na utworach środkowopolskich ściętych denudacyjnie zalegają młodsze gliny dyluwialne (würmskie).

Ciągłość stratygraficzna zachowana jest w profilu utworów zboczowych (ryc. 4), gdzie znajduje się gruba pokrywa soliflukcyjna gliniasto-gruzowa (warstwa 3) i być może resztką glin pylastych (warstwa 4). Większe ilości takich glin stwierdzono w niższych partiach doliny (Chyrzyna, Olszany) i u wylotu Sanu (Przemyśl, Pikulice) oraz na Przedgórze w Orzechowcach (9, 11, 13), gdzie ich pozycja stratygraficzna jest bardziej jednoznaczna. Intensywne i głębokie wietrzenie chemiczne soliflukcyjnych pokryw gliniasto-gruzowych pod wpływem procesów glebowych wiąże się z interglacjałem eemskim. Okres ten zaznaczył się głębokim rozcięciem pokryw środkowopolskich przez wody okresowe i potoki boczne. Jeśliby przyjąć, że gliny pylaste (warstwa 4) zachowane szczątkowo przypadają na najniższy Würm, to również procesy glebowe interstadiału zlodowacenia bałtyckiego Brörupu sięgnęły w głąb pokryw soliflukcyj-



Ryc. 6. Diagram pyłkowy torfu z Babic opracowany przez P. Szczypka, 1 — torf, 2 — namuły organiczne, 3 — warstwowane gliny pylaste, 4 — żwirny
 Pollen diagram of peat from Babice elaborated by P. Szczypka, 1 — peat, 2 — organic silt, 3 — layered dust clays, 4 — gravel

nych. Na tę ciepłą fazę przypada powstanie próchnicznej gleby kopalnej (warstwa 5).

Z okresem interglacjału eemskiego i interstadiału Brörup związane jest dość głębokie rozcięcie terasy średniej, jak również nawiązującego do niej podzboczowego poziomu denudacyjno-akumulacyjnego. Koryto Sanu w owym czasie znajdowało się prawdopodobnie pod prawym zboczem doliny, na południe od Babic.

W czasie głównej fazy zlodowacenia bałtyckiego osadziły się pylaste gliny proluwialne przy współdziałaniu procesów eolicznych, o czym może świadczyć zawartość obtoczonych ziaren kwarcu we frakcji pyłowej (ryc. 5B). Utwory te wypełniły formy denudacyjno-erozyjne i pokryły terasę środkowopolską. W wyniku tej akumulacji miąższość pokryw osiągnęła dość duże rozmiary zarówno w dolinie Sanu, jak też na Przedgórzu, gdzie utwory eoliczne tej serii są przedzielone horyzontem gleby kopalnej paralelizowanej z interstadią Hengelo (11, 12). W dolinie Sanu w okolicach Babic ślady tych procesów glebowych stwierdzono tylko w jednym odsłonięciu (ryc. 3, profil VI). Miały one charakter wytrażeń żelazisto-manganowych, oglejenia lub postać sedymentów glebowych. W stropowej partii omawianych glin pylastych (ryc. 4, warstwa 7) rozwinęła się gleba kopalna, której resztki zachowały się dobrze w zagłębieniu bezodpływowym i w klinowatych strukturach z wysychania (warstwa 8). Jest to stały horyzont glebowy występujący powszechnie w obrębie utworów pyłowych doliny Sanu; w świetle badań pokryw karpackich i lessów (8, 9, 11, 16) wiązany on jest z interstadią Paudorf (Denekamp).

Z tą fazą klimatyczną łączy się kolejny etap erozyjnego rozcinania, po czym następują ponownie warunki sprzyjające sedymentacji utworów pyłowych przykrywających starsze osady i zacierające relief. Na przedpołu Karpat zaznaczyły się one osadzeniem serii lessu młodszego górnego (9, 11, 12). Późnoglacialne fazy klimatyczne zaznaczyły się w obrębie podgórskiego odcinka doliny Sanu intensywnym rozcinaniem i wyprzątnieniem pokryw. Schyłek Würmu i wczesny holocen jest już rejestrowany w utworach terasy rędzinnej koło Dubiecka-Podbukowina (10).

W wyniku zboczowych procesów denudacyjnych i akumulacji grubej serii glin pylastych terasa wiekowo odpowiadająca zlodowaceniowi środkowopolskiemu została podwyższona. Jest ona formą poligenetyczną, do której nawiązuje podstokowe zrównanie denudacyjno-akumulacyjne. Terasa ta i zrównanie denudacyjno-akumulacyjne wspólnie tworzą jedną formę o złożonej genezie i budowie.

Przedstawiony schemat rozwoju terasy średniej i stratygrafii utworów młodszego plejstocenu nie jest pełny i ostateczny. Kontynuowane badania geomorfologiczne i geologiczne dostarczyły dalszych materiałów, które są obecnie analizowane i niewątpliwie pozwolą na dodatkowe na-

świetlenie czwartorzędowej morfogenezy doliny Sanu na odcinku między Dynowem i Przemyślem.

LITERATURA

1. Dziewański J., Starkel L.: Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie (The Quaternary San Valley between Solina and Zwierzyn). Prace Geogr. IG PAN, nr 36, Warszawa 1962, ss. 1—86.
2. Dziewański J., Starkel L.: Slope Covers on the Middle Terrace at Zabrodzie upon the San River. *Studia Geomor. Carpatho-Balcanica*, vol. 1, Kraków 1967, ss. 21—36.
3. Dżułyński S., Kryszowska M., Oszast J., Starkel L.: O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej (On Lower Quaternary Gravels in the Sandomierz Basin). *Studia Geomor. Carpatho-Balcanica*, vol. 2, Kraków 1968, ss. 63—76.
4. Henkiel A., Pękala K.: Z geomorfologii doliny Stupnicy (Géomorphologie de la vallée de la Stupnica). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XVIII, 1963, Lublin 1965, ss. 127—139.
5. Jahn A.: Przyczynki do znajomości teras karpaccich (Contributions to the Knowledge of Carpathians Terraces). *Czas. Geogr.*, t. 28, 1957, ss. 171—185.
6. Klimaszewski M.: Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem (Zur Morphologie des Santaes zwischen Lesko und Przemyśl). *Przegl. Geogr.*, t. 16, 1936, Warszawa 1932, ss. 107—132.
7. Klimaszewski M.: Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Prace Wrocł. Tow. Nauk., Sekcja B*, nr 7, Wrocław 1948, s. 233.
8. Laskowska - Wysoczańska W.: Stratygrafia czwartorzędu i paleomorfologia Niziny Sandomierskiej i przedgórz Karpat rejonu rzeszowskiego (Quaternary and Stratigraphy and Paleomorphology of the Sandomierz Lowland and the Foreland of the Middle Carpathians, Poland). *Studia Geol. Polonica*, vol. 34, Warszawa 1971, s. 109.
9. Malicki A.: Profil lessowy w Pikulicach. Przewodnik Sympozjum Krajowego „Litologia i stratygrafia lessów w Polsce” Lublin 25—30 IX 1972, Warszawa 1972, ss. 205—208.
10. Matakowa K.: Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie (The Vegetation of the Basin of Sandomierz in the Late-Glacial and Holocene). *Acta Paleobotanica*, vol. 3, nr 2, Kraków 1962, ss. 1—57.
11. Maruszczak H.: Podstawowe cechy genetyczne i stratygraficzne lessów Polski południowo-wschodniej. Przewodnik Sympozjum Krajowego „Litologia i stratygrafia lessów w Polsce” Lublin 25—30 IX 1972, Warszawa 1972, ss. 89—136.
12. Maruszczak H., Pękala K., Żybura E.: Profil lessowy w Orzechowcach. Przewodnik Sympozjum Krajowego „Litologia i stratygrafia lessów w Polsce” Lublin 25—30 IX 1972, Warszawa 1972, ss. 209—214.
13. Pękala K.: Ewolucja reliktywnej rzeźby neogeńskiej w strefie wododzielnej (na przykładzie Cisowej — Karpaty Wschodnie). *Folia Soc. Sc. Lublin, sec. D*, vol. 7/8, ss. 65—70.
14. Starkel L.: Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (na przykładzie dorzecza górnego Sanu). *Prace Geogr. IG PAN*, nr 50, Warszawa 1965.

15. Starkel L.: L'évolution des versants des Carpates a Flish au Quaternaire. Biul. Perygl., t. 19, ss. 349—379.
16. Sobolewska M., Starkel L., Środoń A.: Młodszy plejstocen w Wadowicach. Folia Quater., 16, Kraków 1964.
17. Środoń A.: O florach kopalnych w terasach dolin karpackich (On Fossil Floras in the Terraces of the Carpathians Valleys). Folia Quater., 21, Kraków 1965, ss. 1—26.
18. Środoń A.: Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach (Last Glacial and Postglacial in the Carpathians). Biul. Państw. Inst. Geol., 67, Warszawa 1952, ss. 27—75.
19. Wdowiarz J.: Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dubiecka i Krzywca (Geological Structure of the Carpathians in the Region of Dubiecko and Krzywca near Przemyśl). Biul. PIG, nr 33, Warszawa 1948, ss. 1—36.
20. Wysoczański - Minkowicz T.: Próba oznaczenia wieku względnego kości kopalnych metodą fluoro-chloro-apatytową (An Attempt at Relative Age Determination of Fossilbones by Fluorine-Chlorine-Apatite Method). Studia Geol. Polonica, vol. 28, Warszawa 1969, ss. 1—80.

OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

Fot. 1. Widok ogólny doliny Sanu w Babicach.

Fot. 2. Dolina Sanu na E od Babic.

РЕЗЮМЕ

Предметом исследований была средняя терраса Сана с относительной высотой 25—35 м, датируемая среднепольским оледенением (Рисс). К террасе прилегает плейстоценский денудационно-аккумуляционный горизонт и вместе они занимают большое пространство (рис. 1, 2, фото 1).

Строение террасы и стратиграфия покрывающих пород были разработаны на основе тщательно собранного полевого материала (рис. 3, 4), а также материала, полученного в результате лабораторных исследований (табл. 1, рис. 5, 6). Анализ материала представлен на фоне морфогенеза долины Сана и ее верхнего и нижнего бассейнов (1, 6, 7, 8, 14, 15). Стратиграфия покрывающих пород была разработана на основе флористических показателей, возраста костных остатков (20), а также на основе геоморфологических критериев. Был выделен ряд серии намывных речных и склоновых пород (рис. 3, 4), представляющих среднепольский и балтийский гляциал. Интерстадиальные периоды и ээмский интергляциал отмечены химическим выветриванием пород, происходящим под влиянием почвенных процессов, или оседанием торфов и органических наносов.

Благодаря этим материалам мы можем представить развитие долины в младших фазах плейстоцена. За исходный пункт следует принять рас-

сечение долины Сана до горизонта скальных цоколей террасы 25—30 м и образование в пределах ее дна широкой аккумуляционной равнины. Вырезка желоба, дно которого в настоящее время находится на высоте 5—6 м над современным руслом, связана с большим интергляциалом, предшествующим среднепольскому оледенению. На цоколе залегают серии гравия и гравия с щебнем (рис. 3, профиль 1), а на приплюснутости склона осели солифлюкционные выветрившиеся илесто-щебневые породы (рис. 4, слой 2). Потом породы склонов подвергались химическому выветриванию и денудации. В пределах дна долины наступила активизация эрозии и углубление ее дна на 3—4 м. Сан изменил русло, а в старицах начали откладываться торфа (рис. 3, профили III и IV, слои i и j), предварительно палинологически обработанные (рис. 6). Развитие торфа, вероятно, приходится на интерстадиал (Ohe?) оледенения Рисс.

Очередной фазой является транспортировка материала со склона (рис. 4, слой 3), поднятие дна долины Сана, эрозионный срез и прикрытие торфа гравием или гравием с песком, постепенно обогащаемых осколочным материалом (рис. 3, профили III, IV, слои k и l). С целью определения возраста найденных в этих отложениях костных остатках (*Mammutus Prim?*) их подвергали анализам.

С периодом ээмского интергляциала связано выветривание покровов и рассечение средней террасы и денадудационно-аккумуляционного горизонта. Первая фаза Вюрма обозначилась осаждением частично сохранившихся пылистых суглинков. (рис. 4, слой 4). На этих суглинках развивалась ископаемая почва, возрастом соответствующая интерстадиалу Бреруп.

Во время главной фазы оледенения (Вюрм) при помощи эоловых процессов осели пролювиальные суглинки (рис. 3, слои m, r; рис. 4, слои 6, 7, 9). Эти суглинки разделены ископаемой почвой, датируемой интерстадиалом Paudorf (Denekamp).

В результате процессов денудации и аккумуляции, присходящих в крупной серии пылистых суглинков, терраса, отвечающая среднепольскому оледенению, подверглась повышению. Она является полигенетической формой, о чем свидетельствует прямоугольное денудационно-аккумуляционное выравнивание.

Представленные схемы развития средней террасы и стратиграфия пород младшего плейстоцена не являются полными и окончательными.

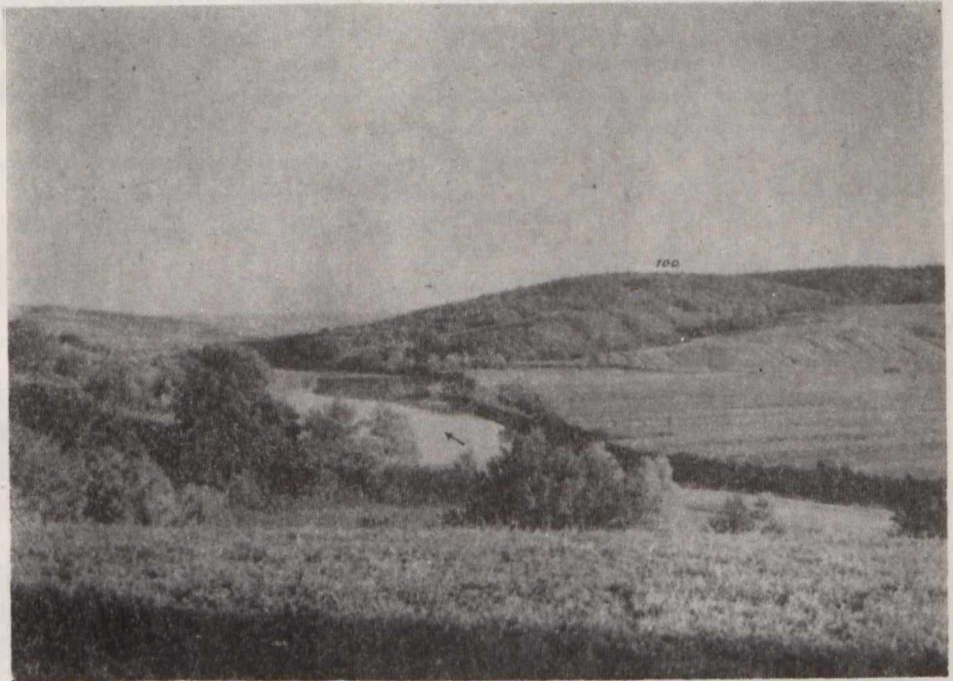
ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ И ФОТОГРАФИЙ

Рис. 1. Ситуационный эскиз местности Бабице.

Рис. 2. Геоморфология долины Ступницы и локализация профилей: 1 — долинный горизонт, 2 — фрагменты террасы 80 м (Günz), 3 — терраса 50—60 м (Mindel), 4 —



Fot. 1



Fot. 2

Kazimierz Pękala

терраса 25—30 м (Riss), 5 — терраса 8—10 м (Würm), 6 голоценские террасы, 7 — денудационные мульды и эрозионные расщепления, 8 — оползни, 9 — геологические профили, сопоставленные на рис. 3 и 4.

Рис. 3. Профили четвертичных пород: 1 — флишевые породы геологического основания, 2 — оползневый материал, 3 — речной гравий, 4 — песчано-щебневый покров, 5 — пески, 6 — органические наносы и торфы, 7 — глинистый суглинок, 8 — слоистые суглинки и глины, 9 — пылистые слоистые бескарбонатные суглинки, 10 — пылистые лессовидные суглинки, 11 — горизонты ископаемых почв, 12 — кости зверей и малакофауна. Буквенные обозначения относятся к отдельным, рассматриваемым в тексте слоям.

Рис. 4. Основной профиль склоновых пород, открытый в подрезе потока вблизи цикола в Бабице: 1 — сланец и песчаник мелового периода, 1а — песчано-глинистая выветрившаяся порода подстилающего основания, 2 — суглинисто-детритовый солифлюкционный покров, содержащий в подошве гравий, в кровле — он химически выветрен, 3 — суглинисто-детритовый покров, 3а и 3б — выветрившийся материал покрова склона, образованный под влиянием почвенных процессов, 4 — пылеватая порода (лесс?) 5 — ископаемая почва (промытый гумусный горизонт), 6 — пылистый суглинок с остатками мелового песчаника, 7 — пылистый суглинок, в кровле прерываемый формами, которые напоминают морозные клинья, 8 — пылистый суглинок, гумусный с железистыми оглеенными конкрециями, 9 — пылеватое образование (лессовидный суглинок), 10 — голоценские суглинки склонов, 11 — гравий и аллювиальные суглинки голоценской террасы потока.

Рис. 5. А — гранулометрический состав фракции меньше 1 мм, В — окатанность зерен кварца пылевой фракции, К — угловатые, СО — частично окатанные, О — окатанные. Нумерация проб соответствует нумерации на рис. 4.

Рис. 6. Пыльцевая диаграмма торфа из Бабице, разработанная П. Щипком, 1 — торф, 2 — органические наносы, 3 — слоистые пылистые суглинки, 4 — гравий.

Табл. 1. Механический состав покрывающих пород и окатанность зерен кварца из открытого профиля (около школы в Бабице на Санае).

Фото 1. Общий вид долины Сана в Бабице.

Фото 2. Долина Сана на Е от Бабице.

SUMMARY

The subject of the investigation was the San middle terrace of a relative height of 25—35 m, dated on the central Poland glaciation (Riss). The terrace is connected with the pleistocene denudation-accumulation horizon and together they occupy an extensive area (Figs. 1, 2, photo. 1).

The structure of the terrace and the stratigraphy of the covering rock mass were elaborated on the basis of specific material collected in the area (Figs. 3, 4) and that obtained as a result of laboratory examinations (Table 1, Figs. 5, 6).

The analysis of the material is presented on a morphogenesis back-

ground of the San valley and its upper and lower river-basin (1, 6, 7, 8, 14, 15). The stratigraphy of the covering rock mass was elaborated on the basis of floristical coefficients of the age of bone fragments (20) and on the basis of geomorphological criteria. A number of river bed and slope deposit series representing the middle Poland and Baltic glacial period were distinguished (Figs. 3, 4). The Eemian interstadial and interglacial period, were marked by chemical weathering of the formations under the influence of soil processes or the sedimentation of peat and organic silt.

This material has made the presentation of the development of the valley in the younger phases of the pleistocene possible. The dissection on the San valley to the level of rock terrace socles of 25—30 m height and the formation of an extensive accumulation plain in the periphery of its bottom should be taken as the initial point. The gully furrow, the bottom of which at present is at a height of 5—6 m above the contemporary bed, is connected with the great interglacial period preceding the middle Poland glaciation. On the terrace socle a series of gravel and gravel with rubble occur (Fig. 3, profile 1), while on the slope flattening solifluctioned clay-rubble waste has settled (Fig. 4, layer 2). Next the slope formations were submitted to chemical weathering and denudation. In the periphery of the valley bottom an erosion activity was more intense and a deepening of its bottom by 3—4 m. occurred. The river San changed its bed and in the old river bed peat is deposited (Fig. 3, profile III and IV, layers "i, j"), initially palynologically elaborated (Fig. 6). The development of peat most probably occurred in the interstadial (Ohe?) Riss glaciation.

The next phase is the delivery of material from the slope (Fig. 4, layer 3), the raising of the San valley bottom, erosion cutting and the covering of peat bogs with gravel or gravel and sand gradually enriched with rubble material (Fig. 3, profile III, IV, layers „k, l"). The bone fragments (*Mamutus Prim.*?) found in these deposits were submitted to analyses with the aim of determining their age.

The weathering of covers and the dissection of the middle terrace and the underslope level of accumulation denudation is connected with the Eemian interglacial period. The first phase of the Würm marked itself by the sedimentation of fragmentarily preserved dusty clays (Fig. 4, layer 4). On these clays fossil developed, its age corresponding with the Brörup interglacial period.

During the main Baltic glaciation phase (Würm) proluvial clays with the participation of aeolian processes (Fig. 3, layers „m, r") settled. These clays are divided by fossil soils dated on the Paudorf (Denekamp) interstadial period.

In result of the slope denudation processes and the accumulation of a thick series of dusty clays, the terrace corresponding with the Middle Polish glaciation has been raised. It is a polgenetic form with which the underslope denudation-accumulation plain is connected.

The presented schema of the development of the middle terrace and the stratigraphy of younger pleistocene formations is neither complete nor final.

EXPLANATIONS TO FOTOGRAPHS

Photo. 1. General view of the San river valley in Babice.

Photo. 2. San river valley E of Babice.

