

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVII, 4

SECTIO B

1962

Z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS

Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Stacja Naukowa w Równi, pow. Ustrzyki Dolne.

Doniesienie Nr 4.

Andrzej HENKIEL

Terasy doliny górnego Strwiąża

Террасы долины верхнего Стрвѣнжа

Terrasses de la vallée du haut Strwiąż

WSTĘP

Dolina górnego Strwiąża należy pod względem geomorfologicznym do najmniej zbadanych zakątków Karpat, zwłaszcza brak materiałów dotyczących zagadnień czwartorzędu. Na wykazie prac omawiających rzeźbę tego terenu znajduje się zaledwie kilka pozycji. W dwu pracach czwartorzęd omawiany jest szerzej; ale tylko na odcinku poniżej Chyrowa (20, 27). Na arkuszu Ustrzyki Dolne Atlasu Geologicznego Galicji (9) znaczy J. Grzybowski utwory napływowe w dnach dolin. Na przedgórzu wyróżnia terasę dyluwialną i aluwialną. Zwraca uwagę, że częste w tym regionie przełomowe odcinki dolin nie są równorzędne, ani nie pochodzą z tego samego okresu. W. Pokorny (20) występuje przeciw teoriom o dyluwialnym rozcięciu karpackiej penepłeny, udowadniając, że już przed zlodowaceniem rzeźba była zbliżona do dzisiejszej. Na terenie przedgórza H. Teisseyre (27) wyróżnia dwie grupy teras: górne, wieku preglacjalnego, dolne dyluwialne oraz dwie terasy holoceny. W r. 1962 badając górne odcinki dolin dorzecza Strwiąża stwierdziłem terasę bałtycką zwirową na cokole skalnym oraz holoceny terasę zalewową (12).

Nie można pominąć szeregu publikacji odnoszących się do doliny górnego Sanu. M. Klimaszewski (16) stwierdza poniżej Leska występowanie trzech teras dennych 1 m, 1—2 m i 4—6 m, terasę denno-zboczową skalisto-osadową 12—17 m oraz trzy terasy zboczowe: 20—35 m skalno-osadową, 45—55 i 75—85 erozyjne. Nieco później (17)

datuje pokrywę terasy wysokiej na glaciał krakowski, średniej na środkowo-polski i rędzinnej na bałtycki. Wnioski te zostały potwierdzone i gruntownie udokumentowane pracami J. Dziewańskiego i L. Starkla (7, 8). Autorzy na podstawie szczegółowych badań geologicznych i geomorfologicznych określili wiek trzech teras doliny Sanu i ich pokryw akumulacyjnych. Odpowiadają one trzem kolejnym zlodowaceniom. L. Starkel (23) w dolinach niewielkich dopływów Sanu, w pobliżu działu wodnego, stwierdza występowanie terasy bałtyckiej skalno osadowej, związanej z pokrywami stokowymi. Jej wysokość względna wynosi 8 do 10 m. Terasa zalewowa, 1 do 2 m wysoka, jest zmienna w profilu podłużnym. Włożona jest w rozcięcie pokrawy bałtyckiej względnie ją nadbudowuje. Rozcięcie terasy bałtyckiej datuje Starkel na Alleröd. Brak miejsca nie pozwala tu omówić bardziej obszernej literatury dotyczącej zagadnień czwartorzędu innych części Karpat, zwłaszcza doliny Dunajca. W miarę potrzeby będzie ona cytowana w dalszych częściach niniejszej rozprawy przy analizie profilów i próbach ich interpretacji.

Badanie prowadzone przeze mnie w dolinie Strwiąża, w oparciu o Stację Naukową Zakładu Geografii Fizycznej UMCS w Równi, związane są z planem poznania środowiska geograficznego okolic Ustrzyk Dolnych. Miały one na celu uzupełnienie istniejącej w literaturze luki oraz stwierdzenie analogii i różnic rozwoju utworów czwartorzędowych w stosunku do doliny Sanu.

Badania przeprowadziłem kartując systematycznie wzdłuż doliny formy teras i sporządzając szczegółowe profile geologiczne na wybranych przekrojach. Dolina Strwiąża składa się z szeregu zwężeń i rozszerzeń w obrębie na przemian występujących twardych i miękkich skał. W każdym z takich odcinków znalazł się przynajmniej jeden kontrolny przekrój. W celu uzupełnienia luk i uzyskania materiałów porównawczych prześledziłem także kilka profilów w dolinach niektórych dopływów Strwiąża. Przy kartowaniu przeprowadzałem pomiary wysokości względnej form i analizowałem ich budowę geologiczną. Ze względu na niewielką ilość odsłoneń naturalnych konieczne było wykonanie prac ziemnych (szurfy i wykopy). Z tego względu zmuszony byłem niekiedy wykorzystać do konstrukcji przekrojów odkrywki nieco odbiegające od wyznaczonej linii.

W celu lepszego poznania warunków powstania teras i uzyskania większej ilości danych do prób datowania, przeprowadziłem pomiary wskaźnika zaokrąglenia żwiru metodą Cailleux. Na liniach przekrojów pobierałem próbki żwirów z teras i z koryta rzeki. Materiał próbek składał się prawie wyłącznie z drobnoziarnistych mikowych piaskowców

o węglanowym lepiszczu. Udział innych skał (rogowce, zlepieńce, egzotyki) nie przekraczał 5%. Wielkość próbki wynosiła 110 otoczków. Po odrzuceniu okazów odmiennych petrograficznie przeprowadzałem pomiary 100 egzemplarzy żwirów drobnoziarnistego piaskowca. Po obliczeniu wskaźnika zaokrąglenia $\frac{2 r_L}{L} \times 1000$, wyniki zestawilem w formie tabeli i 22 wykresów.

OROGRAFIA I BUDOWA GEOLOGICZNA

Zasadniczym elementem rzeźby dorzecza Strwiąża jest stary poziom denudacyjny o wysokości bezwzględnej 580—620 m (12). Poziom ten tworzy silnie rozciąętą wierzchowinę, w którą Strwiąż wciął się do głębokości około 200 m. Tylko odcinek źródłowy ograniczają pasma Małego Królika i Kamiennej Laworty przekraczające poziomiec 700 m. Jest to odcinek podłużny o kierunku NW-SE. Płyne nim niewielki potok tradycyjnie na mapach uważany za górny Strwiąż. Po połączeniu z rzeczką Równią, aż do granicy państwowej, Strwiąż płynie w kierunku SW-NE stale prostopadłym do biegu warstw skalnych. Kolejne odcinki to kotlinowate rozszerzenie w okolicy Ustrzyk Dolnych, zwężenie między Kamienną Lawortą i Kiczerką, rozszerzenie na obszarze Brzegów Dolnych, zwężenie Kiczerka — Czerenina, rozszerzenie Krościenka, zwężenie Oratyka i rozszerzenie dolnej części Krościenka. Na zboczach doliny, zwłaszcza w rozszerzeniach, znajdują się ślady niższych poziomów denudacyjnych o wysokościach bezwzględnych 540, 500 i 470 m n.p.m. Spłaszczenia te występują w obrębie szerokiej poprzecznej formy dolinnej, która jest wcięta w wierzchowinę poziomu 600 m n.p.m. Należy podkreślić, że na sporządzonej przeze mnie mapie powierzchni szczytowej arkusza Ustrzyki Dolne dolina Strwiąża nie zaznacza się. Dolina tej rzeki przypada tylko na oś rozległej zatoki izohipsy 650 m, otoczonej od W, S i E wzniesieniami przekraczającymi 700 m. Ponieważ poziom 600 m uważam za dolno-sarmacki poziom śródgórski (12), założenie doliny Strwiąża należy odnieść do górnego sarmatu.

Strwiąż nie jest najdłuższą strugą wodną tego obszaru. Przewyższają go długością w punktach połączenia kolejno Równia, Jasionka i Stebnik. Ze względu jednak na poprzeczny kierunek biegu Strwiąż zbiera dopływy z podłużnych stref dolinnych i jest najzasobniejszą w wodę rzeką regionu.

Geologicznie teren zbadany należy do dwu jednostek tektonicznych Karpat fliszowych (21). Źródła Strwiąża i jego górne dopływy znajdują się w obrębie warstw krośnieńskich centralnej depresji karpackiej. Grzbiety zbudowane są tutaj z warstw środkowo-krośnieńskich, wy-

pełniających synkliny. Podłużne obniżenia dolinne wykorzystują grubo-ławicowe, mało odporne piaskowce dolno-krośnieńskie, występujące w osiach antyklin. Zachodzi tu więc przypadek rzeźby inwersyjnej. Na północ od strefy Łodyna—Smorz pojawia się szereg wąskich złuskowanych fałdów, należących do płaszczowiny skolskiej. Grzbiety tworzą warstwy inoceramowe istniejące w jądrach antyklin, względnie rolę tę spełniają twardsze partie warstw menilitowych (rogowce i piaskowce kliwskie). Doliny rozwijają się w obrębie synklin na pstrych łupkach eocenu i warstwach dolno-krośnieńskich. Pasma Oratyka, wytworzone w osi synkliny Nozdrzca, zawdzięcza swe powstanie występującym tu piaskowcom środkowo-krośnieńskim. Podłużnym strefom dolinnym wypreparowanym w mało odpornych kompleksach skalnych odpowiadają kotlinowate rozszerzenia poprzecznej doliny Strwiąża. Podłużne grzbiety górskie, założone na twardych skałach, odpowiadają w obrębie doliny zwężeniom strukturalnych przełomów.

TERASY DOLINY STRWIAŻA

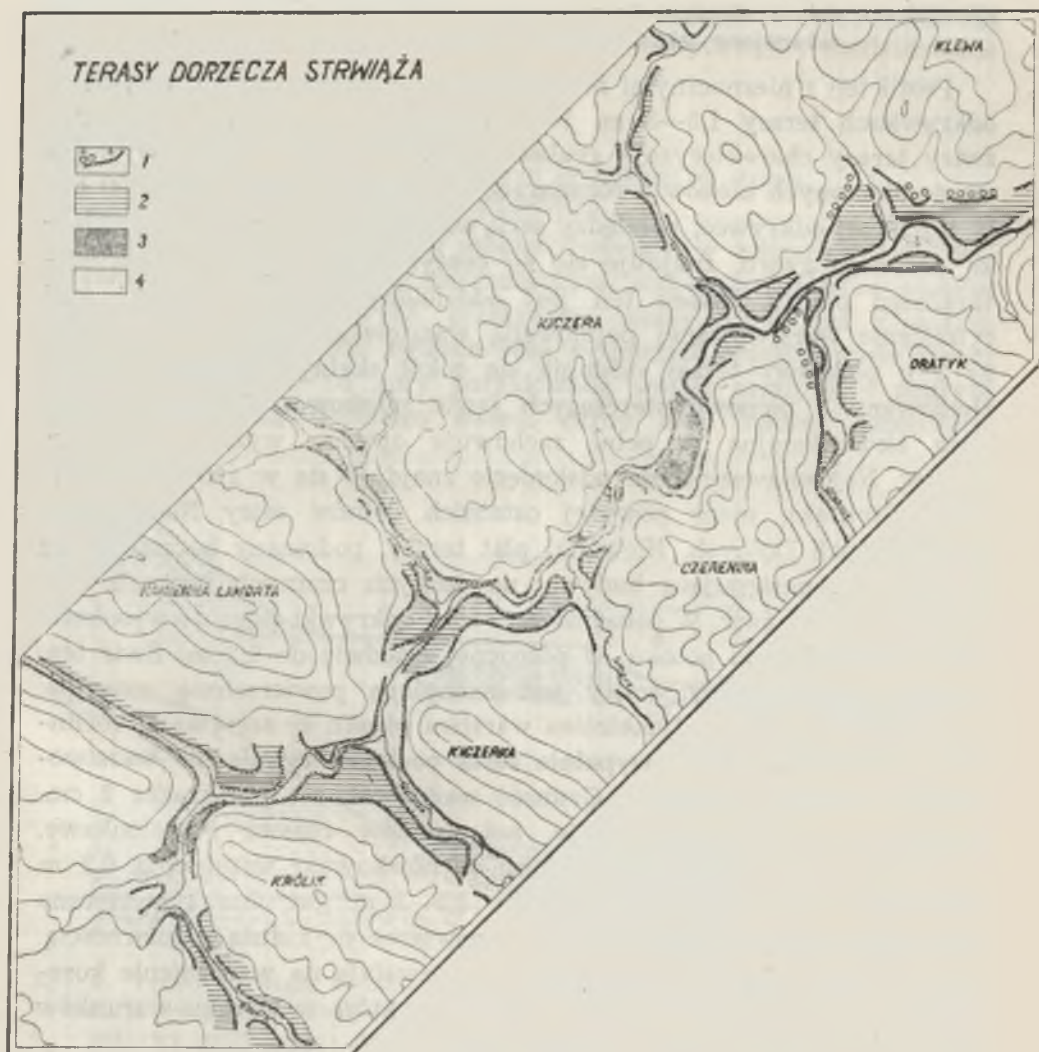
W dolinie Strwiąża, zwłaszcza w jej kotlinowatych rozszerzeniach, terasy są dobrze rozwinięte i wyraźne. Nawet w przełomowych wąskich odcinkach spotyka się liczne ich fragmenty różnej wysokości. Można ogólnie wyróżnić 4 terasy, charakteryzujące się odmienną budową geologiczną i morfologią. Są to dwie terasy zalewowe 0,5 i 1,5—3 m, terasa nadzalewowa 5—8 m i terasa wysoka 14—20 m wysokości względnej. Wszystkie te formy dają się bez większego trudu prześledzić na całej długości doliny. Ze względu na cechy profilu, morfologię i wysokość względną zaliczenie jakiegoś fragmentu do tej czy innej terasy jest zwykle łatwe i nie nastęrcza z zasady większych wątpliwości. Rozprzestrzenienie teras w dolinie Strwiąża przedstawia załączona mapka. Terasa najniższa występuje w postaci wąskich pasów i płatów w pobliżu koryta. Zbudowana jest przeważnie z czarnych, torfiastych mad z soczewkami żwiru. Jedynie w odcinkach przełomowych pojawia się jako terasa erozyjna, a w paru miejscach, na przykład w przełomie Kiczera — Czerenina, brak jej zupełnie. Porasta ją zwykle roślinność łąkowa i wikliny.

Terasa 1,5—3 m posiada spośród wszystkich opisanych form najbardziej jednolitą budowę. Jej profil we wszystkich zbadanych odkrywkach wykazuje niemal identyczne następstwo serii akumulacyjnych. Typowy profil przedstawia się następująco (profil nr 6):

0— 50 cm jasnożółte pylaste gliny,

50— 55 cm drobny (1—4 cm Φ) dobrze otoczony żwir,

55—120 cm warstwowane jasnoszare piaski i zielonkawe mułki z rdzawymi plamkami,



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny. 1 — krawędź terasy wysokiej; kropki oznaczają pokrywę żwirów rzecznych, 2 — terasa bałtycka, 3 — terasa erozyjna, 4 — terasy holocenyckie. Poziomice poprowadzono co 50 m

Croquis de situation. 1 — bordure de la haute terrasse; les points signifient la couverture de graviers fluviaux, 2 — Würm terrasse, 3 — terrasse d'érosion, 4 — terrasses d'holocène. Courbes de niveau à tous les 50 m

120—200 cm dobrze otoczony żwir o średnicy 5—15 cm, ułożony dachówkowato, zabarwiony lekko rdzawo.

Profil ten z nieznacznymi modyfikacjami powtarza się we wszystkich odkrywkach terasy 1,5—3 m. Na przykład w profilu nr 5 spągowe żwiry terasy charakteryzuje grubsza frakcja 10—30 ϕ oraz występowanie otoczonych bloków o rozmiarach osi dłuższej często ponad 50 cm. W tej samej odkrywce, pomiędzy serią warstwowanych piasków a wkładką drobnego żwiru, znajduje się 40 centymetrowa warstwa bezstrukturalnego piasku. Piasek ten jest oddzielony od niżej leżącej serii rytmicznie warstwowanej pofalowaną warstewką orsztynu. W profilu nr 3 u podstawy terasy odsłania się cokol skalny wysokości 0,8 m, zbudowany z pionowo sterczących ławic piaskowca. Leżąca na nim seria akumulacyjna w pełni zachowuje opisane wyżej następstwo warstw. Najciekawsze może odsłonięcie znajduje się w źródłowym odcinku Strwiąża, nieco powyżej ostatnich domów ulicy Nadbrzeżnej w Ustrzykach Dolnych. Niewielki płat terasy, podcinany bocznie przez Strwiąż, ma następującą budowę: na ściętych czarnych łupkach leży dobrze otoczony żwir. W południowej części odkrywki sięga do wysokości 1,7 m ponad koryto potoku, w północnej zaledwie do 0,2 m. Żwir ten, poziomo warstwowany, ścięty jest nachyloną powierzchnią erozyjną, na której zalega 10 centymetrowa warstwa piasku ze szczątkami roślinności trawiastej. Ścięcie wypełnia seria poziomo, rytmicznie warstwowanych piasków i mułków. Grubość warstewek nie przekracza 2 cm. Zabarwienie piasków jest żółte, zaś mułków rdzawe i zielonkawe. W stropie terasy leży żwir ułożony dachówkowato warstwą o 0,2 m miąższości. Tego typu budowa terasy 1,5—3 m jest charakterystyczna dla kotlinowatych rozszerzeń doliny i powtarza się z dużą regularnością. Cechy budowy profilu są tak stałe, że pozwalają na wyróżnienie korelatywnych serii w dolinach tych dopływów, które w wyniku warunków lokalnych mają odmienny system teras.

W środkowej części doliny Równi, gdzie występują tylko dwie terasy, zalewowa, głęboko rozcięta przez koryto rzeczki i nadzalewowa, zbudowana z utworów stokowych — we wcięciu koryta odsłania się następujący profil:

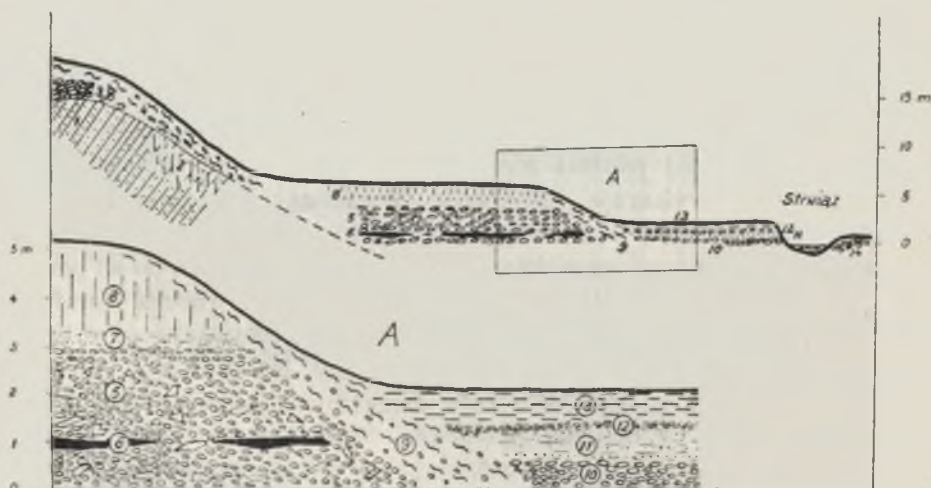
- 0—30 cm gleba pylasta z drobnym otoczonym żwirkiem w spagu,
- 30—100 cm glina brunatna, piaszczysta z śladami warstwowania,
- 100—130 cm gruby, słabo otoczony żwir i rdzawy piasek,
- 130—160 cm ilasta zwietrzelina łupków.

Widoczna jest tu dobrze wyrażona analogia do profilów w dolinie Strwiąża. W dolinie Karaszyna, gdzie w odcinku przełomowym występuje

tylko jedna terasa o wysokości względnej 4 m, spągowe żwiry zazębają się z soliflukcyjną pokrywą stokową wieku bałtyckiego i nadbudowane są podobną serią:

- 0—50 cm jasnożółta pylasta glina,
- 50—100 cm rdzawa plasta glina,
- 100—160 cm glina piaszczysta z drobnymi otoczkami w stropie,
- 160—165 cm warstewka materiału humusowego.

Poniżej przełomu erozyjny stopień, wycięty w żwirach terasy bałtyckiej, przykryty jest serią akumulacyjną, wykazującą jeszcze większe podobieństwo do typowych przekrojów terasy 1,5—3 m z doliny Strwiąża. Na bałtyckich żwirach leżą rytmicznie warstwowane piaski i mułki zakończone od góry pofałdowaną smugą orsztynu i pokryte cienką warstewką drobnego żwiru. Strop serii tworzy jasnożółta,



Ryc. 2. Terasy Strwiąża w dolnej części Krościenka. 1 — cokół skalny — piaszkowce fliszowe, 2 — cokół zwietrzały, 3 — żwirowa pokrywa terasy wysokiej, 4 — pokrywa soliflukcyjna stoku terasy wysokiej, 5 — żwiry terasy nadzalewowej z domieszką gruzu i kanciastych bloków, 6 — wkładka humusowa, 7 — warstwowany mułek piaszczysty, 8 — pylaste gliny z otoczkami i rumoszem, 9 — smugowane, brunatne gliny z otoczkami i rumoszem, 10 — żwiry terasy 2-metrowej, 11 — warstwowane piaski i mułki, 12 — drobny, zorsztynizowany żwir, 13 — pylaste mady

Terrasses de Strwiąż dans la partie inférieure de Krościenko. 1 — socle de roches, 2 — socle de roches décomposées, 3 — graviers de la haute terrasse, 4 — dépôts de pente de solifluction, 5 — graviers de la terrasse moyenne avec l'addition de débris et de blocs à arête vive, 6 — couche d'humus, 7 — limon sablonneux stratifié, 8 — argiles limoneuses avec les galets et les débris, 9 — argiles brunes stratifiées avec les galets et les débris, 10 — graviers de la terrasse de 2 m, 11 — sables et limons stratifiés, 12 — gravier fin contenant les combinaisons chimiques de fer, 13 — argiles limoneuses

pylasta glina. Tego typu pokrywy akumulacyjne występują powszechnie. Brak ich tylko w odcinkach przełomowych, gdzie najczęściej jedynymi formami terasowymi są stopnie skalne, pokryte cienkimi warstwami źle otoczonych żwirów. W kotlinowatych rozszerzeniach doliny terasa 1,5—3 m zajmuje duże powierzchnie, zwłaszcza na ostrogach meandrów i jest wykorzystywana przez rolnictwo. Na jej powierzchni widoczne są miejscami wyraźne starorzecza. Terasa ta jest włożona w rozciętą pokrywę terasy nadzalewowej (profil nr 6, ryc. 2). Jej spągowe żwiry zazębiają się z grawitacyjną pokrywą stoku terasy nadzalewowej i są z nią synchroniczne.

W dnie doliny Strwiąża zajmują największą powierzchnię liczne fragmenty terasy nadzalewowej, 5 do 8 m wysokości względnej. Zbudowana jest ona ze słabo otoczonego, najczęściej płytkowego żwiru, rozdzielonego na dwie serie wkładką humusową i przykrytego miększym 1—3 m płaszczem soliflukcyjnych glin z gruzem. Żwiry zazębiają się z pokrywami stokowymi i zawierają domieszkę materiału nieotoczonego. Ten typ budowy jest charakterystyczny dla rozszerzeń doliny. W odcinkach przełomowych terasie nadzalewowej odpowiadają skalne stopnie erozyjne. Cechy jej profilu nie są tak stałe jak w terasie niższej. Terasa wyższa wykazuje zmienność w różnych odcinkach doliny. W źródłowym odcinku, w Strwiążku, gliny i żwiry terasy nadzalewowej wiążą się stopniowymi przejściami zarówno w górę jak i w poprzek doliny ze stokowymi, gliniasto gruzowymi pokrywami zbocza Kamiennej Laworty. W rozszerzeniu Brzegów Dolnych terasa nadzalewowa u wylotu przełomu ma charakter erozyjno-akumulacyjny. Na 4-metrowym cokole z gruboławicowych piaskowców leży 2-metrowa pokrywa glin i słabo otoczonego żwiru z domieszką gruzu. W pobliżu ujścia Łodynki (profil nr 3) w stropie terasy odsłania się 2,5-metrowa pokrywa glin z gruzem. Spotykane w glinach wkładki brunatnej zwietrzliny łupków ułożone są wyraźnie plikacyjnie. Pod glinami zalega seria żwirowa z humusową wkładką podścieloną orsztynem. Nieco w górę Łodynki, na prawym jej brzegu, odsłania się kompletny przekrój terasy 7-metrowej: w spągu znajduje się 2 m zwietrzliny piaskowca gruboławicowego. Lepiszcze węglanowe zostało zupełnie wyługowane, pozostały luźny piasek zachowuje ślady uławicenia i ciosu skały macierzystej. Piasek ten jest u góry przemyty i przechodzi stopniowo w 0,5-metrowy pokład poziomo warstwowanego, humusowego mułu. Wyżej mamy płytkowy, słabo otoczony żwir. Profil kończy 3,5 metrowa pokrywa glin. U dołu gliny są silnie piaszczyste i przepełnione rumoszem, u góry pylaste, pionowo spękane i nie zawierają grubszego materiału. Okruchy piaskowców, w tej partii pokrywy rzadko spotykane, są silnie zwietrzałe i rozsypują się w palcach. W rozszerzeniach dolnej części Krościenka

meandrujący Strwiąż podcina terasę nadzalewową odsłaniając jej pełny profil, a zwłaszcza szew z terasą 1,5—3 m. W profilu tym (profil nr 5 ryc. 2) widoczna jest powierzchnia erozyjna skośnie ścinająca utwory terasy nadzalewowej. Na rozcięciu tym leży pokrywa grawitacyjna, zazębiająca się ze spągowymi żwirami terasy 1,5—3 m. Tworzą ją jasnobrunatne gliny, przepełnione gruzem pochodzącym zarówno z pokrywy soliflukcyjnej stropu terasy nadzalewowej, jak też z jej serii żwirowej. Brak wysortowania i fluidalne ułożenie okruchów wskazuje na soliflukcyjne pochodzenie tego utworu. W odcinkach przełomowych terasa nadzalewowa wykształcona jest jako półka erozyjna na skałach podłoża, tylko miejscami nadbudowana ciekim płaszczem źle otoczonych żwirów.



Ryc. 2. Terasy Równi w przełomie. 1 — cokół skalny — piaskowce skorupowe, 2 — gruzowa pokrywa soliflukcyjna, 3 — słabo otoczone żwiry rzeczne
Terrasses de Równia en brèche. 1 — socle de roches — grès durs, 2 — dépôts de pente de solifluction, 3 — graviers fluviaux peu arrondis

W podłużnych odcinkach dopływów Strwiąża nie obserwuje się większych różnic w budowie tej formy. W dolinie Stebnika (profil 12) strop terasy 6 m tworzy pokrywa gruzowa, pochodząca z pobliskiego stoku. Duże (do 50 cm ϕ) płyty piaskowca ułożone są tak gęsto i płasko, że czyni to wrażenie sztucznie ułożonego bruku. W drugiej odkrywce tej terasy, w profilu nr 13, zwraca uwagę duża miąższość wkładki organogenicznej, rozdzielające serie żwirowe. Ma ona tutaj 1,4 m miąższości i składa się z czterech warstw: u dołu smuga torfiastego piasku, wyżej 0,7 m żwiru w czarnej, ilastej masie, 0,2 m siwego piasku, który zawiera zupełnie rozłożone okruchy piaskowca i 0,1 m czarnego mułku.

Pewne osobliwości wykazuje terasa nadzalewowa w dolinie Równi nieco powyżej przełomu (profil nr 7). Na lewym brzegu występują spłaszczenia wysokości względnej 11—12 m. odpowiadające terasie wysokiej. Do ich stoku przyczepiony jest fragment terasy 7 m, zbudowanej z płytkowego żwiru. Żwir ten w profilu poprzecznym zazębia się ze



Ryc. 4. Ułożenie żwirów terasy nadzalewowej w Krościenku
Disposition des graviers de la terrasse moyenne à Krościenko

stokową pokrywą gruzową, która zalega na szwie terasy wysokiej i pogrzebana jest ze żwirami pod płaszczem glin z rumoszem. W spągu pokrywy gruzowej, wśród bloków piaskowca widoczna jest wkładka drobnoziarnistego, humusowego materiału. Na prawym brzegu wody powodziowe podcinają do wysokości 8 m podstokowe spłaszczenie Królika, zbudowane z naprzemianległych pokryw gruzowych i rytmicznie warstwowanych piasków. W pobliżu przełomu pokrywy te schodzą do poziomu dzisiejszej terasy zalewowej. Dalej w górę potoku, podcinany jest cokół skalny. Pomędzy serią utworów stokowych a chemicznie zwietrzałym fliszem cokołu spotyka się strzępy pokrywy rzecznych żwirów. Cokół tworzy ilasta masa z rozłożonych łupków, wśród której sterczą zachowujące jeszcze spoistość resztki ławic piaskowca. Zwraca uwagę fakt, że gruzy z pokrywy soliflukcyjnej nie wykazują oznak silnego wietrzenia. Podobne stosunki rzeźby spotyka się w dolinie potoku Striwniki, dopływu Jasionki. Terasa 8 m w przełomie zbudowana jest z pokrywy świeżego soliflukcyjnego gruzu na 4-metrowym, głęboko zwietrzałym cokole.

Dla obu opisanych wyżej teras, to znaczy dla terasy 1,5—3 m i terasy nadzalewowej, bardzo istotny jest fakt obecności lub braku

cokołu skalnego. W rozszerzeniach doliny w obu tych formach serie akumulacyjne można śledzić aż do poziomu koryta. W odcinkach przełomowych natomiast żwiry leżą na mniej lub więcej wysokich cokołach skalnych. Rzuca się w oczy sam wygląd koryta Strwiąża, który w rozszerzeniach płynie w łożysku żwirowym, aluwialnym, w przełomach zaś ukazuje liczne progi. Erozyjne podłoże obu tych teras wykazuje w profilu podłużnym doliny większe załamania niż współczesne koryto. Stopnie te są obecnie likwidowane na skutek erozji wstecznej (ryc. 12).

Następną z kolei formą terasową doliny Strwiąża jest terasa wysoka, prawie wszędzie wyraźna i jednolicie wykształcona. Jej krawędź wyraźnie zaznacza się w krajobrazie, oddzielając sterasowane dno doliny od wypukło-wklęsłych, łagodnie nachylonych zboczy, przechodzących w resztki starych poziomów denudacyjnych. Szczególnie wyraźnie te różnice widoczne są w odcinkach przełomowych. Dolina powyżej krawędzi terasy wysokiej zachowuje kształt szerokiej litery U, a poniżej jest formą płaskodenną o ostrych załomach. Wysokość względna terasy wzrasta stopniowo z biegiem doliny: od 14 m w Ustrzykach Dolnych do 20 m w Krościenku. Prawie nigdzie nie zachowały się płaskie fragmenty powierzchni terasy; nawet jeżeli w poprzecznym przekroju widoczna jest poziomo leżąca pokrywa rzecznych żwirów na cokole, to młodsze gliny soliflukcyjne nadbudowujące terasę tworzą stok o parostopniowym nachyleniu. Spowodowane jest to faktem, że fragmenty terasy wysokiej zachowały się w postaci wąskich listew w bezpośrednim sąsiedztwie stoków. W tej strefie o dużym nasileniu procesów denudacyjnych, były one albo szybko niszczone (przy czym najłatwiej ulegała usunięciu pokrywa żwirowa), albo stanowiły lokalne bazy denudacyjne, które nadbudowywane były znoszonym ze stoków materiałem. Takie warunki nie sprzyjały zachowaniu się pierwotnej pokrywy akumulacyjnej terasy, toteż ocalała ona przed zniszczeniem tylko w niewielu miejscach. Żwiry rzeczne, tworzące pokrywę akumulacyjną terasy wysokiej zachowały się najlepiej w okolicach Krościenka (profile nr 5, 6, 12). Na ostrodze pomiędzy Strwiążem i Stebnikiem otoczone żwiry składające się na ową pokrywę osypują się wzdłuż krawędzi terasy wysokiej na przestrzeni kilkuset metrów. We wkopie, na spłaszczeniu powyżej krawędzi stwierdziłem od góry 2 m glin pylastych i 1,5 m drobnego (do 10 cm ϕ) żwiru rzecznoego z domieszką gruzu. Na lewym brzegu Strwiąża, w pobliżu ujścia potoku Wolicy, odsłania się w kilku punktach pokrywa identycznych utworów. W profilu nr 6 nie zwietrzałe żwiry pokrywy terasy schodzą na jej stok w postaci utworu soliflukcyjnego. Na specjalną uwagę zasługuje budowa tego

stoku: u dołu odsłania się silnie chemicznie zwietrzały flisz. Wkładki łupków są całkowicie rozłożone, natomiast z ławic piaskowca pozostały pojedyncze zaokrąglone bloki, które tkwią w masie piasku zachowującego pewne cechy pierwotnej struktury. Stopień zwietrzenia materiału soli-flukcyjnego, który pokrywa stok, jest różny. Obok silnie rozłożonych okruchów występują także całkiem świeże.



Ryc. 5. Terasa wysoka Stebnika w Krościenku
Haute terrasse de Stebnik à Krościenko

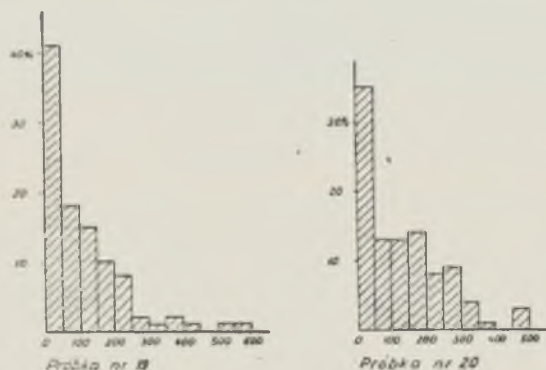
Opisana terasa jest najwyższą formą w dolinie Strwiąża, na której udało się odszukać zachowane resztki żwirowisk. Bezpośrednio wyższe spłaszczenia na poziomie 460—480 m zachowane są przeważnie w postaci wąskich garbów i półek, na których możliwości przetrwania żwirów były bardzo nikle. Poziom ten posiada cechy morfologiczne wspólne raczej z krajobrazem wierzchowin, a mało jest podobny do teras. Wysokość względna poziomu 460—480 m rośnie w dół doliny Strwiąża: od 25 m w Ustrzykach Dolnych do około 70 m w Krościenku. Jest to najniższy poziom spotykany na działach wodnych przecinających podłużne obniżenia dolinne. Dopiero po jego rozcięciu utrzymała się współczesna sieć hydrograficzna. Zmiany te w dorzeczu Strwiąża datuje na preglacjał (12).

MORFOMETRIA ŻWIRÓW

Badania wskaźnika zaokrąglenia żwirów metodą Cailleux (3) zostały podjęte z myślą o możliwościach odróżnienia na tej podstawie utworów charakterystycznych dla poszczególnych teras. Mimo stosunkowo małej ilości materiałów (22 próbki) uzyskałem dość ciekawe wyniki, które pozwalają na pewną paralelizację akumulacyjnych serii terasowych. Jak wspomniałem już we wstępie, wybitnie jednolity petrograficznie materiał ułatwiał wnioskowanie. Prawie wszystkie okazy żwirów w pobieranych próbkach utworzone były z droбноziarnistych, mikowych piaskowców o węglanowym lepiszczu. Żwiry wytworzone z innych skał (rogowce, zlepieńce, egzotyki) w ilości zaledwie paru egzemplarzy na pobrane 110 sztuk, odrzucałem przed przystąpieniem do pomiaru. Pozwoliło to traktować różnice w charakterze obróbki, istniejące pomiędzy poszczególnymi próbkami, jako konsekwencję odmiennych warunków procesu, a nie litologii. Pomiary wykonywałem na 100 egzemplarzach żwirów. W prawie wszystkich zbadanych punktach rozmiary osi dłuższej żwirów (L) wahały się od 2 do 15 cm. Opierając się na wynikach pracy J. Tricarta (29), który stwierdził, że żwiry o średnicy poniżej 5 cm nie odzwierciedlają w dostatecznej mierze cech wytworzonych przez odmienne warunki obróbki oraz że mniejsza jest dokładność wykonywanego na nich pomiaru, brałem do analizy tylko żwiry o $L = 5-15$ cm. Wśród żwirów analizowanych przeważała frakcja 5—8 cm. Otoczaki o osi dłuższej równej 8—15 cm stanowiły około 20 %. Wartość wskaźnika zaokrąglenia ($\frac{2r_L}{L} \times 1000$, L — długość, l — szerokość, r_L — promień najmniejszej krzywizny w płaszczyźnie $L-l$) wahają się od 0 do 600 przy czym we wszystkich próbach maksimum przypada na wskaźnik od 0 do 150. Wartość wskaźnika powyżej 500 występuje tylko w 7 próbkach (w dwu próbkach żwiry o tej wartości wskaźnika stanowią 2 %, w pięciu 1 %). We wszystkich natomiast są obecne żwiry o wskaźnikach 0—50 i to w ilościach przekraczających 10 %. Zawartość procentowa żwirów o wskaźniku 0—100 waha się od 16 do 73 %. Uwidocznione w tabeli dwie próbki (nr 8 i 12) o wartości powyżej 90 % nie pochodzą z teras, lecz z utworów soliflukcji gruzowej i ze stożka nasypowego u wylotu stromego wąwozu (dla celów porównawczych). Biorąc pod uwagę przedział 16—73 %, pozostałe 20 próbek można podzielić na dwie grupy: pierwsza zawiera 16—29 % żwirów mało startych, druga 40—73 %. W pierwszej znalazły się próbki pobrane z terasy 1,5—3 m i z kamieńców, w drugiej zaś próbki pochodzące z terasy nadzalewowej i wysokiej. Co prawda dwie próbki pobrane na kamieńcach (nr 14 i 16) mają procent mało startych

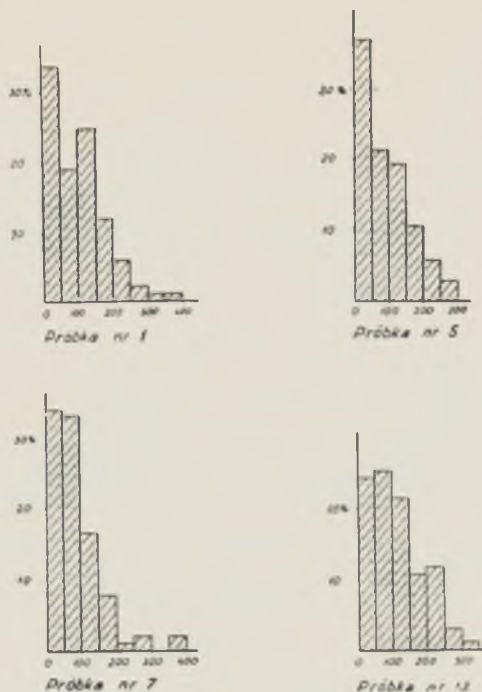
Tab. 1. Wskaźnik zaokrąglenia żwirów metodą Cailleux
Indice d'érouse des graviers par la méthode Cailleux

Nr prób-ki	miejsowość	rzeka	wiek	max.	mało starte	bardzo starte
1	Brzegi Dln.	Łodynka	bałtycki	0 — 50	53 %	—
2	Łodyna	Łodyna	bałtycki	50 — 100	46 %	—
3	Krościenko	Strwiąż	holocen	100 — 150	16 %	1 %
4	Krościenko	Stebnik	współcz.	0 — 50	29 %	1 %
5	Brzegi Dln.	Łodynka	bałtycki	0 — 50	60 %	—
6	Krościenko	Stebnik	bałtycki	100 — 150	42 %	1 %
7	Równia	Równia	bałtycki	0 — 50	70 %	—
8	Równia	torreń	współcz.	0 — 50	91 %	—
9	Liskowate	Karaszyn	bałtycki	0 — 50	51 %	1 %
10	Liskowate	Karaszyn	współcz.	50 — 150	28 %	2 %
11	Hoszowczyk	Striwniki	bałtycki	0 — 50	73 %	—
12	Hoszowczyk	soliflukcja	bałtycki	0 — 50	94 %	—
13	Ustrzyki Dln.	Strwiąż	bałtycki	50 — 100	51 %	—
14	Ustrzyki Dln.	Strwiąż	współcz.	100 — 150	40 %	1 %
15	Strwiążek	Strwiąż	bałtycki	0 — 100	64 %	—
16	Strwiążek	Strwiąż	współcz.	50 — 100	53 %	—
17	Krościenko	Strwiąż	bałtycki	100 — 150	40 %	—
18	Krościenko	Strwiąż	holocen	100 — 150	27 %	—
19	Krościenko	Strwiąż	st. plej.	0 — 50	59 %	2 %
20	Krościenko	Strwiąż	st. plej.	0 — 50	48 %	—
21	Równia	Równia	bałtycki	0 — 50	66 %	—
22	Równia	Równia	bałtycki	0 — 50	69 %	—



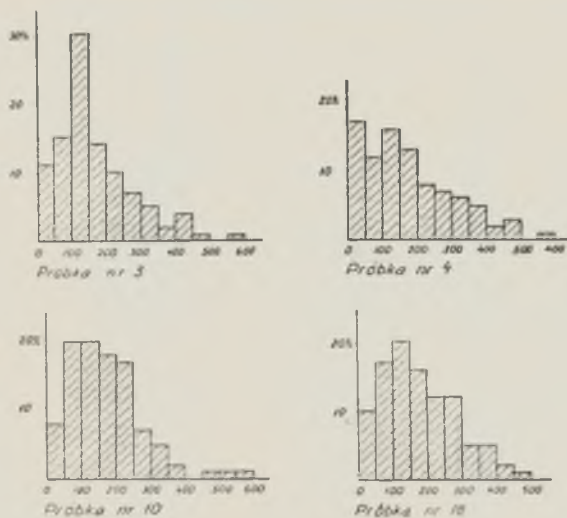
Ryc. 6. Histogramy żwirów terasy wysokiej — starszy plejstocen
Histogrammes des graviers de la haute terrasse — pléistocène inférieur

żwirów równy 53—40%. Pierwsza z nich pobrana została w źródłowym odcinku Strwiąża, tuż poniżej progów skalnych w korycie, a druga w Ustrzykach Dolnych w pobliżu ściany podcinanych skał piaszczystych. Bardziej istotne zróżnicowanie próbek wykazuje zestawienie



Ryc. 7. Histogramy żwirów terasy nadzalewowej — zlodowacenie bałtyckie
 Histogrammes des graviers de la terrasse moyenne — glaciation Würm

histogramów. Na ich podstawie można wydzielić cztery typy stopnia zaokrąglenia. Typ pierwszy — to prawie nieobrobione okruchy piaskowca, które występują w stożkach, względnie w gruzowych pokrywach soliflukcyjnych. W przedziale 1—100 mieści się ponad 90 % okazów, a maksymalne zaokrąglenie nie przekracza wartości wskaźnika 200. Do drugiego typu (ryc. 6) należą dwie próbki pobrane w Krościenku z pokrywy terasy wysokiej. Charakterystyczne jest dla nich duże, przekraczające 30 %, maksimum w przedziale 0—50 i łagodne obniżanie się wartości procentowych w dalszych przedziałach do 500 (próbka nr 18) i 600 (próbka nr 19). Duży skok wartości procentowych pomiędzy przedziałem 0—50 a następnym 50—100 tłumaczą domieszką świeżego materiału soliflukcyjnego. Przemawia za tym fakt, że żwiry nie otoczone mają wyraźnie mniejszy stopień zwietrzenia niż otoczaki. Charakter histogramów wskazuje na przemieszczenie i wymieszanie starej pokrywy rzecznej przez młode procesy soliflukcyjne. Typ trzeci (ryc. 7) tworzą histogramy próbek zebranych z terasy nadzalewowej. Wartości procentowe wskaźnika zaokrąglenia osiągają maksimum w przedziale 0—100 i szybko maleją. Żwiry najlepiej otoczone nie



Ryc. 8. Histogramy żwirów terasy 1,5 m — 3 m i z dna rzeki — holocen
 Histogrammes des graviers de la terrasse 1,5—3 m et du fond de la rivière — holocène

przekraczają wartości wskaźnika 400. Czwartą i ostatnią grupę tworzą histogramy próbek pobranych z terasy 1,5—3 m i z kamieńców (ryc. 8). Wartości wskaźnika dochodzą do 500, a nawet do 600, a histogramy tworzą figury bardziej zwarte i spłaszczone. Procentowe maksimum (główne lub drugorzędne) występuje w przedziale 100—150 i waha się około 20%. Udział żwirów słabo obrobionych (0—50) sięga zwykle nieco ponad 10%, z tym jednak zastrzeżeniem, że są to połamane otoczaki, a nie jak w poprzednich grupach, kanciaste okruchy. W grupach poprzednich maksymalne wartości w przedziale 0—50 spowodowane są udziałem zupełnie nie otoczonych płytek i okruchów dostarczonych przez procesy soliflukcji. Istotne jest także dobre wysortowanie żwirów grupy czwartej wobec słabego drugiej i trzeciej (ryc. 4). Wchodzące w skład utworów terasowych żwiry o odmiennym charakterze petrograficznym posiadają swoiste cechy uzależnione od materiału. Tak na przykład rogowce tworzą zawsze sześciany o ostrych krawędziach i bez śladów otoczenia, wapienie egzotyczne dają nieregularne wydłużone formy o niskich wartościach wskaźnika zaokrąglenia, natomiast zlepiénce bywają dobrze otoczone, jednak zawsze mają bardzo szorstką powierzchnię.

Tabela, ogólna charakterystyka próbek i histogramy wskazują na małe zróżnicowanie żwirów fliszowych w dorzeczu Strwiąża, co wynika z rodzaju skał budujących ten obszar. Piaskowce, które przeważają

w żwirowiskach, trudno poddają się procesowi otoczenia, natomiast bardzo łatwo pękają. Stąd też obecność w każdej próbce żwirów o wskaźniku 0—50 i brak wartości wskaźnika powyżej 600, a także małe różnice pomiędzy przedziałami, w których koncentrują się maksima procentowe. To małe zróżnicowanie procentowe i niewielka ilość zbadanych próbek nie pozwala na bardziej ogólne wnioski. Kilka jednak faktów uważam za istotne dla opracowywanego tematu. Został tu potwierdzony wniosek J. Tricarta (29) o małym wpływie długości transportu na wskaźnik zaokrąglenia. Żwiry tej samej terasy poza zmniejszeniem frakcji nie wykazują większych różnic na całej długości doliny. Znaczenie długości transportu zaznacza się tylko bezpośrednio w pobliżu źródła materiału. Na przykład w Strwiążku, w żwirach kamieńca, wzrasta ilość żwirów nieotoczonych tylko w pobliżu progów w korycie, podobnie jak w przełomie Kiczera—Czerenina i w Ustrzykach Dolnych, w odcinkach, na których następuje podcinanie piaskowców przez rzekę. Natomiast już w odległości 0,5 do 1 km od miejsca pochodzenia materiału stopień otoczenia zależy wyłącznie od charakteru transportu i rodzaju materiału skalnego. Pochodzące z placu budowy odłamki cegieł i dachówek przybrały po powodzi w lipcu 1960 r. w korycie Strwiąża kształty omal doskonale kuliste i dyskoidalne już po przebyciu odległości 0,5 km. Brak dalszego zaokrąglenia po osiągnięciu pewnej granicznej wartości w czasie transportu można tłumaczyć rozdrabnianiem otoczaków. Proces ten sprowadza do zera wartość wskaźnika zaokrąglenia pewnej ilości żwirów. W tym samym czasie inne żwiry osiągają wartości maksymalne, utrzymując w ten sposób stan równowagi właściwy danym warunkom. Zaokrąglenie żwirów oraz ich rozdrabnianie zależy głównie od warunków hydrodynamicznych i procesów wietrzenia mechanicznego. Ponieważ czynniki te zależą w głównej mierze od klimatu, więc w pewnym klimacie przy określonym materiale skalnym musi istnieć pewien stan równowagi pomiędzy procesami otaczania i rozdrabniania (29). Stąd też wynika możliwość zastosowania wskaźnika zaokrąglenia zarówno do genetycznej klasyfikacji teras jak i do ich wyróżniania. W dolinie Strwiąża inny charakter mają żwiry terasy zalewowej i kamieńca, osadzone w warunkach transportu rzeczno-klimatu holocenu, a inne terasy nadzalewowej, akumulowane w klimacie peryglacjalnym przy współudziale soliflukcji. Pierwsze są stosunkowo dobrze otoczone, nie posiadają odłamków nieregularnych. Żwiry terasy nadzalewowej mają wskaźnik zaokrąglenia wyraźnie niższy oraz domieszkę nieobrobionego materiału soliflukcyjnego. Żwiry terasy wysokiej są dobrze otoczone z domieszką okruchów, i to zarówno zwietrzałych, współczesnych procesowi osadzania, jak i świeżych, dostarczonych w późniejszym procesie przemieszczania.

GENEZA I WIEK TERAS

Problem starszego czwartorzędu jest w dolinie Strwiąża bardzo trudny i nie został jednoznacznie rozstrzygnięty. Jediną wyraźną formą tego wieku jest terasa wysoka. Krawędź jej, 12—20 m wysokości względnej, dzieli dwa różne krajobrazy: rozległych pogórzy i dna dolin. Formy pogórzy są łagodne, pozaokrągłane i kulminują w płaskich garbach 50—70 m wysokości względnej. Na spłaszczeniach tych nie znaleziono żadnych śladów pokrywy żwirowej, choć nie można wykluczyć możliwości jej poprzedniego istnienia. Nie występują tu nigdzie żadne ostre krawędzie ani załomy. Typ rzeźby płaskich garbów jest identyczny z rzeźbą wierzchowin. Stoki łagodnie obniżają się aż do poziomu terasy wysokiej.

Powstanie pokrywy żwirowej terasy wysokiej prowizorycznie można powiązać z jednym z okresów glacialnych. Przemawia za tym charakter obróbki materiału, domieszka gruzu wśród żwirów oraz morfologia samej terasy. Ważną wskazówką jest spadek powierzchni o 0,7% większy od spadku poziomu 460—480 m n.p.m., a identyczny ze spadkiem teras niższych i współczesnego koryta. Warunki towarzyszące procesom, które ukształtowały krzywą spadku poziomu 460—480 m n.p.m., musiały różnić się w znacznym stopniu od warunków panujących w okresie powstawania zarówno terasy wysokiej, jak też i niższych teras (12).

O ile można przyjąć za pewnik wiek plejstocenijski tej terasy, odpowiadający któremuś z okresów zimnych, to do rozwiązania pozostaje kwestia, czy był to glacjał krakowski, czy środkowopolski.

Wysokości względne terasy wysokiej dają się porównać z terasą średnią doliny Sanu, określaną jako odpowiednik zlodowacenia środkowopolskiego. W dolinie Sanu występuje jednak jeszcze wyższa terasa, średnio wzniesiona 40—60 m, erozyjno-akumulacyjna, datowana na glacjał krakowski (7, 8, 16, 17). Stwierdzona na odcinku od Soliny po Przemyśl cały czas posiada podobną budowę i podobną wysokość względną. Terasa środkowopolska doliny Sanu ma wysokość około 20 m. W odcinku badanym przez Dziekańskiego i Starkla (8) jest często zniszczona lub pogrzebana pod młodszymi pokrywami stokowymi. W dolinie Sanu rolę morfologiczną, podobną do terasy wysokiej doliny Strwiąża, spełnia terasa 40-metrowa. Gdyby przyjąć wysoką terasę Strwiąża za odpowiednik terasy środkowopolskiej Sanu na podstawie podobnej wysokości względnej, nasunęłoby się pytanie, która forma doliny Strwiąża może odpowiadać glacjałowi krakowskiemu. Należy więc albo stwierdzić, że terasa krakowska została zupełnie zniszczona lub też że reprezentują je resztki poziomu 460—480 m n.p.m., najbardziej zbliżone wysokością względną. Pierwsza możliwość, całkowitego

zniszczenia terasy odpowiadającej zlodowaceniowi krakowskiemu, jest mało prawdopodobna. Forma tego wieku w dolinie Sanu jest elementem o pierwszorzędnym znaczeniu w krajobrazie. Jeżeli przyjmiemy założenie o środkowopolskim wieku terasy wysokiej doliny Strwiąża na podstawie porównania z doliną Sanu, trudno przypuścić, że analogiczne porównanie nie odnosi się również do terasy krakowskiej. Możliwość druga, to znaczy założenie krakowskiego wieku poziomu 460—480 m n.p.m., nasuwa także szereg wątpliwości. Terasa krakowska Sanu zachowuje na całej długości zbadanego odcinka stałą mniej więcej wysokość względną. W Solinie, Lesku i na odcinku Dynów — Przemyśl, a więc na południe, zachód i północ od Strwiąża, terasa ta ma wysokość 40—60 m nad poziomem koryta. W dolinie Strwiąża natomiast, na 8 kilometrowym odcinku wysokość względna poziomu 460—480 m n.p.m. rośnie o całe 40 m od 25—30 m w Ustrzykach Dolnych do 70 m w Krościenku. Wysokość cokołów erozyjnych teras doliny Sanu tłumaczona jest ruchami epirogenicznymi, które równomiernie podniosły tę część bloku karpackiego (8, 17). Na całej długości doliny Sanu od Leska po Przemyśl ruchy te nie doprowadziły do zaburzenia systemu teras (16). Trudno więc przypuścić aby w tym samym czasie zostały tak silnie zniekształcone spadki teras Strwiąża, tym bardziej że dorzecze Strwiąża leży wewnątrz wielkiego kolana Sanu o nie zaburzonych terasach. Różnicę spadku poziomu 460—480 m n.p.m. i teras doliny Strwiąża można więc tylko tłumaczyć albo odmiennymi warunkami klimatycznymi, albo ruchami tektonicznymi o amplitudzie zmiennej w przestrzeni. Ruchy takie według M. Klimaszewskiego (16) zachodziły na tym obszarze po raz ostatni w górnym pliocenie. W obu przypadkach rozumowanie to doprowadza do uznania poziomu 460—480 m n.p.m. za plioceński. Prawdopodobnie odpowiada on 75-metrowej terasie erozyjnej Sanu. Jeżeli zatem w dolinie Strwiąża nie istnieje żadna terasa wyższa od 20-metrowej, którą możnaby uznać za utworzoną w glacie krakowskim, a całkowite zniszczenie form tego wieku jest mało prawdopodobne, to pozostaje przyjęcie tego wieku dla terasy 20-metrowej. Nie stoi temu na przeszkodzie różnica wysokości w stosunku do doliny Sanu. Karpackie dorzecze Sanu jest wielokrotnie większe od dorzecza Strwiąża i co za tym idzie San jest rzeką większą i dysponującą większą siłą erozyjną. Procesy erozji i akumulacji musiały w jego dolinie zachodzić na zupełnie inną skalę. Badanemu odcinkowi doliny Strwiąża odpowiada w przybliżeniu San od źródeł do Smolnika. O połowę więc mniejsza wysokość terasy krakowskiej nie jest trudna do wytłumaczenia.

Przy założeniu krakowskiego wieku terasy wysokiej Strwiąża pozostaje do rozwiązania zagadnienie terasy środkowopolskiej. Pewne

dane geologiczne, uzyskane przy badaniu profilów nr 1, 3 i 8, sugerują możliwość istnienia resztek tej formy. W dolinie Równi i potoku Striwniki poniżej terasy wysokiej występują silnie zwietrzałe cokoły erozyjne, przykryte bałtycką soliflukcją gruzową. Czasem pomiędzy cokołem a deluwiami zachowały się resztki zwietrzałej pokrywy żwirów. Utwory te położone są niżej od terasy wysokiej i oddzielone od niej wyraźną krawędzią, a zbudowana z płytkowego żwiru akumulacyjna terasa bałtycka jest w nie włożona. Z profilów tych można odczytać następujące fazy rozwoju rzeźby:

1. Powstanie terasy wysokiej — glacjał krakowski,
2. Rozcięcie do poziomu 4-metrowego cokołu — interglacjał wielki,
3. Akumulacja żwirów na cokole — glacjał środkowopolski,
4. Rozcięcie, wietrzenie żwirów i cokołu — interglacjał eemski,
5. Soliflukcja gruzowa, żwiry włożone — glacjał bałtycki.

W profilu nr 6, (ryc. 2) na głęboko zwietrzalym szwie terasy wysokiej, leży suliflukcyjna, także zwietrzała pokrywa, która zawiera rzeczne żwiry ze stropu terasy i przykryta jest drugą z kolei soliflukcją, świeżą i bez otoczków. Następstwo faz rozwoju rzeźby można i tu dopasować do schematu trzech zlodowaceń i dwu interglacjałów:

glacjał krakowski	— powstanie terasy wysokiej
interglacjał wielki	— rozcięcie terasy wysokiej
glacjał środkowopolski	— soliflukcja z otoczkami
interglacjał eemski	— wietrzenie chemiczne
glacjał bałtycki	— soliflukcja bez otoczków

Profile te są jednak nie kompletne i nie określają wieku terasy wysokiej w sposób jednoznaczny. Ogólnie można tylko w tej chwili powiedzieć, że z okresu przed akumulacją bałtyckiej terasy nadzalewowej zachowały się ślady co najmniej jednego cyklu morfogenezy peryglacialnej i co najmniej jednego cyklu morfogenezy interglacialnej. Sprawa ostatecznego określenia wieku terasy wysokiej pozostaje otwarta do momentu odnalezienia wyraźnych resztek peryglacialnych pokryw terasowych powyżej lub poniżej terasy wysokiej.

Druga możliwość wydaje się bardziej prawdopodobna. Niektóre fragmenty terasy środkowopolskiej mogły zostać zaliczone do terasy bałtyckiej w mniej dokładnie zbadanych odcinkach doliny ze względu na przypuszczalnie podobną wysokość względną i podobne następstwo serii akumulacyjnych. Nie wykluczone, że cokoły erozyjne, spotykane w odcinkach przełomowych dolin, są wieku środkowopolskiego.

Pełny cykl akumulacji peryglacialnej został zarejestrowany w terasie nadzalewowej. Jest to odpowiednik glacjału bałtyckiego, co zo-



Ryc. 9. Włożenie terasy holocenińskiej w bałtycką w Krościenku
Mise de la terrasse d'holocène dans la Würm terrasse à Krościenko

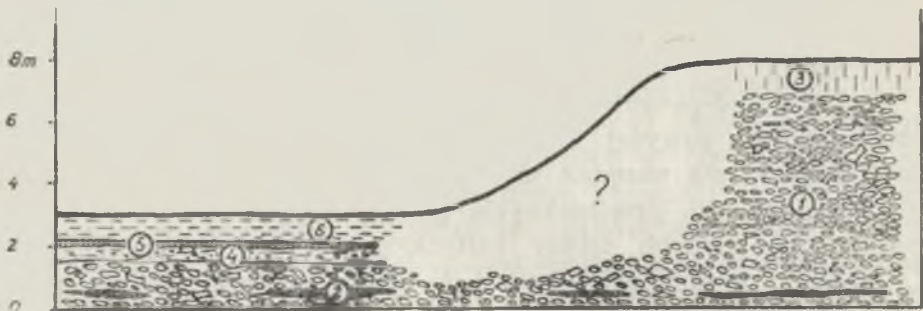
stało udokumentowane zazębaniem się rzecznych żwirów terasy z soliflukcyjnymi pokrywami stoków (7, 8, 10, 11, 22, 23). Jest ona też związana z holoceniską terasą 1,5—3-metrową i bezpośrednio od niej starsza. Zazębianie się żwirów z pokrywami stoków zostało szczególnie wyraźnie stwierdzone w profilu nr 7 w dolinie Równi i w profilu nr 1 w odcinku źródłowym Strwiąża. W tym ostatnim przypadku żwiry przechodzą w gruzową pokrywę grawitacyjną stoku Kamiennej Laworty nie tylko w profilu poprzecznym, ale także i podłużnym. Pokrywy soliflukcyjne wchodzą także na powierzchnię terasy. Żwiry terasy nadzalewowej wyraźnie różnią się od żwirów teras zalewowych i kamieńców nie tylko gorszym wysortowaniem (ryc. 4), ale także stopniem zaokrąglenia. Zawierają one oprócz dużych bloków o ostrych krawędziach, 50 do 70 % żwirów słabo otoczonych (wskaźnik poniżej 100) wobec 16 do 30 % w terasach zalewowych i kamieńcach. Związek z terasą 1,5—3-metrową wyraża się bądź to zazębaniem się grawitacyjnej pokrywy otulającej stok terasy nadzalewowej ze spagowymi żwirami terasy 1,3—3 m (ryc. 2), bądź też bezpośrednim nałożeniem holoceniskich aluwiów na erozyjnie ścięte żwiry bałtyckie. Seria akumulacyjna terasy nadzalewowej w rozszerzeniach doliny jest kompletna



Ryc. 10. Pokrywa soliflukcyjna na terasie wysokiej w Krościenku
Couverture de solifluxion sur la haute terrasse à Krościenko

i spąg jej leży w poziomie koryta. U wylotu przełomów cienka seria żwirów leży zazwyczaj na 3—5-metrowym cokole skalnym. W zwężeniach dolin dopływów Strwiąża jest częściowo zerodowana i nadbudowana holocenem (ryc. 11). W przełomie Strwiąża spotyka się tylko cienką pokrywę gruboziarnistego, źle otoczonego żwiru na platformach skalnych. Do rozstrzygnięcia pozostaje problem, czy jest to ocalała przed erozją resztką pokrywy bałtyckiej, czy też osad ze schyłku glacialu, bezpośrednio poprzedzający rozcięcie cokołu. Pokrywę glin ze zwiertzanymi otoczakami w profilu nr 5 uważam za przemieszczoną z terasy wysokiej już po wymieceniu z cokołu pokrywy bałtyckiej, w ostatniej fazie ożywienia procesów soliflukcyjnych. Normalna pokrywa akumulacyjna terasy nadzalewowej składa się z dwu serii żwirowych, rozdzielonych wkładką humusową i przykrytych kompleksem glin stokowych. Gliny różnicują się na część dolną, piaszczystą z domieszką gruzu i część górną, pylastą. Rozdzielenie żwirów terasy bałtyckiej wkładką organogeniczną jest zjawiskiem ostatnio często notowanym w literaturze karpackiej; zwłaszcza na Podhalu znane są profile wskazujące dwudzielność serii żwirowej tej terasy. Na podstawie badań geologicznych i paleobotanicznych uważa się, że przerwa w sedymentacji

żwirowej i powstanie osadów organogenicznych związane jest z ociepleniem interstadiału oryniackiego (2, 5, 15, 24, 25). Trzeba podkreślić, że utwory opisane jako interstadiały oryniackie znajdują się w różnych położeniach w profilu terasy. Dwudzielność serii żwirowej terasy bałtyckiej doliny Strwiąża zaznacza się bardzo wyraźnie w wielu profilach. W spągu terasy, w profilu nr 3, odsłania się seria utworów o jeszcze innym charakterze. Jest tu zaznaczony cykl wietrzenia chemicznego, przemycia zwietrzliny i osadzenia 0,5-metrowej warstwy torfiastego łu. Seria ta znajduje się stratygraficznie poniżej wkładki organogenicznej, dzielącej żwiry terasy. Nie wykluczone, że może ona odpowiadać interglacjałowi eemskiemu. Przemawiało by za tym głębokie, chemiczne zwietrzenie cokołu skalnego i położenie całej serii w spągu terasy, poniżej żwirów. Żwiry te w innych odkrywkach są wyraźnie dwudzielne. Możliwe jest też interpretowanie serii spągowej jako odpowiednika któregoś ze starszych interstadiałów zlodowacenia bałtyckiego. Według Środonia i Starkla niedawno odsłonięte i paleobotanicznie datowane na Brörup torfy w Wadowicach znajdują się w podobnym położeniu stratygraficznym, w spągu pokrywy bałtyckiej (26).



Ryc. 11. Terasy Łodyny poniżej przełomu Karaszyna. 1 — żwiry rzeczne z domieszką gruzu i kanciastych bloków, 2 — wkładka humusowa, 3 — gliny pylaste z rumoszem, 4 — warstwowana pylasta glina z otoczakami, 5 — szarozielony mułek, 6 — pylaste mady

Terrasses de Łodyna au-dessous de la brèche de Karaszyn. 1 — graviers fluviaux avec l'addition de débris et de blocs à arête vive, 2 — couche d'humus, 3 — argiles limoneuses avec les débris, 4 — argile limoneuse stratifiée avec les galets, 5 — limon gris-vert, 6 — argiles limoneuses

Cykl peryglacjalny sedymentacji osadów terasy nadzalewowej rozpoczyna się, po zerodowaniu serii interglacjalnej, powstaniem dolnej części pokrywy żwirowej zazębionej ze stokową soliflukcją. Jest to odpowiednik starszej części glacjału bałtyckiego. Po osadzeniu żwirów,

w wyniku zmian klimatycznych, nastąpiła zmiana charakteru osadzanego materiału na bardziej drobnoziarnisty, zawierający znaczną domieszkę substancji organicznej. Miejscami zaznaczyły się nawet przerwy w sedymentacji wyrażone poziomami wietrzeniowymi i orsztynowymi pod wkładką humusu. Był to najprawdopodobniej okres interstadialny, (Paudorf ?), poprzedzający minimum klimatyczne. Ożywienie procesów morfogenezy peryglacjalnej wyraziło się górną częścią pokrywy żwirowej i dolną, gruzową częścią pokryw soliflukcyjnych. Rozcięcie terasy, całkowite w dolinie Strwiąża częściowe w dolinach dopływów, nastąpiło w Allerödzie (23), przed ostatnim nawrotem warunków peryglacjalnych. Tej ostatniej zimnej fazy klimatycznej odpowiada pokrywa grawitacyjna stoku terasy. W fazie tej osadziły się także spągowe żwiry terasy 1,5—3m. Kolejność faz morfogenezy terasy nadzalewowej przedstawia się następująco:

1. Górne gliny, pokrywa stoku terasy — młodszy dryas.
2. Rozcięcie terasy nadzalewowej — Alleröd
3. Górne żwiry, soliflukcja gruzowa — maksimum natężenia procesów peryglacjalnych w Karpatach
4. Poziom humusowy, wietrzenie — Paudorf(?)
5. Soliflukcja, żwiry dolne — starsze fazy glaciału bałtyckiego
6. Wietrzenie chemiczne, il torfiasty — interglacja eemski(?) Brörup(?).

Terasa 1,5—3-metrowa wykazuje największą stałość budowy wśród form opisanych powyżej. Zajmuje ona duże przestrzenie w rozszerzeniach doliny i ma wszędzie te same cechy budowy profilu. Brak jej tylko w odcinkach przełomowych, gdzie zastąpiona jest powierzchnią erozyjną, na żwirach terasy bałtyckiej. Według informacji ustnej K. Pękali w dolinie Stupnicy koło Birczy terasa 2-metrowa posiada profil identyczny jak w dolinie Strwiąża. Żwiry górne w wielu odkrywkach występują w formie soczewek znaczących dawne położenie koryta. Porównywalną z doliną Strwiąża budowę posiada także w dolinie Stupnicy terasa nadzalewowa 8-metrowej wysokości i 20-metrowa terasa wysoka.

Po okresie erozji, który spowodował rozcięcie terasy nadzalewowej w kotlinowatych rozszerzeniach doliny Strwiąża do poziomu współczesnego koryta (w przełomach rozcięcie nie sięgnęło tak głęboko) nastąpił okres wzmocnienia procesów denudacyjnych, związany z ostatnim nawrotem warunków peryglacjalnych. Procesy te dostarczyły do koryta duże ilości materiału gruboziarnistego który po niedługim transporcie osadzał się na dnie doliny, i dziś odsłania się w spągu terasy 1,5—3 m. Żwiry te pochodziły częściowo ze stromych, denudowanych stoków

odcinków przełomowych dolin oraz z wcinającego się w cokół bałtyckiej koryta.

Obserwowałem wyraźne zmniejszanie się frakcji żwiru w miarę oddalania się od wylotów strukturalnych przełomów. Materiał ten pochodzi również, zwłaszcza tam, gdzie rozcięcie nie dosięgało starszego podłoża, z serii żwirowej terasy bałtyckiej. Żwiry bałtyckie były niszczone bezpośrednio w korycie rzeki lub dostarczane ze stoku terasy przez procesy denudacyjne. W bocznych dolinach gdzie małe, ubogie w wodę potoki nie dysponowały dużą siłą erozyjną, spagową serię terasy 1,5—3-metrowej tworzą żwiry bałtyckie nieznacznie tylko przemyte.

Rozcięcie terasy nadzalewowej można, jak wspomniałem, powiązać z Allerödem. Ożywienie denudacji i akumulacja spagowych żwirów terasy 1,5—3 m wiąże się z ponownym ochłodzeniem i nawrotem na krótki czas warunków peryglacjalnych. Ostateczne ocieplenie doprowadziło do rozcięcia żwirów terasy 1,5—3 m i utworzenia w ich stropie poziomów glebowych zaznaczonych humusem, orsztyнем i szczątkami roślinności. Gleby te i rynny erozyjne w żwirach zostały następnie przykryte serią rytmicznie warstwowanych piasków i mułków, które znaczą zmniejszanie się nasilenia procesów erozji i denudacji. Seria ta da się, być może, powiązać z okresem atlantyckim. Na warstwowanych piaskach ponownie leży osad facji korytowej w postaci górnych żwirów. Znaczą one początek fazy ożywienia procesów erozyjnych, które w końcu rozcięły terasę do dzisiejszego poziomu. Żwirom tu odpowiadają pylaste mady stropu terasy jako osad synchroniczny w facji powodziowej. L. Starkel (23) wiąże rozcięcie terasy rędzinnej i równoczesną akumulację na jej powierzchni pylastych osadów pochodzących z procesów erozji gleb z fazą denudacji antropogenicznej zapoczątkowanej wycięciem lasów. Rozwój terasy 1,5—3 m można zatem przedstawić następująco:

1. akumulacja żwirów spagowych — młodszy dryas
2. rozcięcie pokrywy żwirowej,
3. poziom z roślinnością, piaski warstwowane — okres atlantycki,
4. górne żwiry, mady pylaste — denudacja antropogeniczna.

Zasadnicza różnica w rozwoju doliny Strwiąża w stosunku do doliny Sanu wyraża się w braku terasy średniej i obniżeniu odpowiednika terasy wysokiej.

Obniżenie terasy wysokiej można wyjaśnić dość prosto. Badany odcinek doliny Strwiąża odpowiada swą wielkością dopływom górnego Sanu, a i to nie największym. Różne natężenie procesów erozji i akumulacji dostatecznie wyjaśnia mniejszą wysokość teras. Nieco inaczej wygląda

problem terasy środkowopolskiej. Z jednej strony, na podstawie zachowanych resztek można sądzić, że terasa środkowopolska istniała, a jej brak we współczesnej morfologii doliny przypisać późniejszemu zniszczeniu, z drugiej strony jest to fakt trudny do wytłumaczenia. Możliwe jest jeszcze po przeprowadzeniu dalszych badań zmodyfikowanie podanego schematu rozwoju teras Strwiąża. W chwili obecnej można jednak przypuszczać, że terasa środkowopolska została zniszczona w interglacjale eemskim przez procesy erozyjne, działające w wąskiej strefie dna doliny, ograniczonego przez skalne trzony terasy wysokiej. Obecnie w podobny sposób ulegają szybko erozji bocznej istniejące jeszcze płaty terasy bałtyckiej.



Ryc. 12. Koryto Strwiąża w odcinku przełomowym
Lit de Strwiąż dans le secteur de brèche

Przed zlodowaceniem krakowskim dno doliny Strwiąża leżało wyżej niż obecnie w granicach od 14 m w Ustrzykach Dolnych do 20 m poniżej Krościenka. Było ono szersze w porównaniu ze współczesnym i bardziej wyrównane. Przechodziło w zbocze doliny łagodnie wklęsłym profilem. O rozmiarach krakowskiej akumulacji w dolinie Strwiąża nie można powiedzieć nic konkretnego na podstawie dotychczasowych danych. Pokraskowskie rozcięcie sięgnęło do poziomu około 4 m powyżej obecnego dna

doliny. Rozcięcie to objęło strefę znacznie węższą niż dno poprzednie. Nie jest wykluczone, że z tego okresu pochodzą skalne cokoły teras w przełomach. Erozja w czasie interglacjału eemskiego wymiotła z dna doliny formy środkowopolskie i pogłębiła do dzisiejszego poziomu. Glacjal bałtycki zaznaczył się sedymentacją rzędu 8 m miąższości. W holocenie rozcinanie postępuje etapami dążąc do wyrównania profilu podłużnego. W kotlinowatych rozszerzeniach doliny odbywa się akumulacja na terasie 0,5 m i niszczenie form starszych w wyniku procesów erozji bocznej. W przełomach Strwiąż raczej eroduje w głąb, likwidując nierówności profilu. Zjawisko to nie jest związane z procesami młodej tektoniki ponieważ wykazuje związek wyłącznie z odpornością skał bez względu na to czy rzeka przecina synklinę czy antyklinę. Wyrównywanie profilu wiąże się z umiarkowanym klimatem holocenu, bardziej sprzyjającym temu zjawisku niż klimaty poszczególnych zlodowaceń, zarejestrowane w formach teras,

LITERATURA

1. Benoni K.: O górnym dorzeczu Dniestru i Strwiąża pod względem morfologicznym. VII Sprawozdanie CK Wyższej Szkoły Realnej we Lwowie, Lwów 1880.
2. Birkenmajer K., Śröder A.: Interstadiał oryniacki w Karpatach Aurignacian Interstadial in the Carpathians). Biul. I. G. 150, Warszawa 1960, ss. 9—45.
3. Cailleux A.: Distinction des galets marines et fluviatiles. B. S. G. F., seria 5, tom XV.
4. Dorywalski M.: Zastosowanie wskaźnika zaokrąglenia do badań peryglacjalnych. Biul. Peryglacjalny, nr 1, Łódź 1954, ss. 31—38.
5. Dyakowska J.: Interglacjał w Kątach koło Stromowic Wyżnich (The Interglacjal at Kąty near Stromowce Wyżnie in West Carpathians) Starunia, nr 23, Kraków 1947.
6. Dylikowa A.: Metody sedymentologiczne i próby ich zastosowania w geomorfologii (Méthodes de sédimentologie et essais de leur application en géomorphologie). Przegląd Geogr., t. XXV, z. 2, Warszawa 1953, ss. 75—86.
7. Dziewański J., Starkel L.: Geneza i wiek terasy wysokiej w dolinie Sanu (The Origin and Age of the High Terrace in the San River Valley Carpathians). Rocznik PTGeol., t. XXXI, z. 2—4, Kraków 1961, ss. 461—467.
8. Dziewański J., Starkel L.: Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie (The Quaternary San Valley between Solina and Zwierzyn). Prace Geograficzne IG PAN, nr 36, Warszawa 1962.
9. Grzybowski J.: Arkusze Ustrzyki Dolne, Turka, Bolechów. Atlas Geologiczny Galicji, tekst do zeszytu XXV, Kraków 1911.
10. Halicki B.: Kongeliflukcja i soliflukcja w Karpatach. Biuletyn Peryglacjalny, nr 5, Łódź 1957, ss. 89—90.
11. Halicki B.: Znaczenie procesów peryglacjalnych dla studiów morfogenezy Karpat. Biul. Peryglacjalny, nr 2, Łódź 1955, ss. 5—14.

12. Henkiel A.: Geomorfologia strefy europejskiego działu wodnego pomiędzy dorzecziami Sanu i Strwiąża (*Géomorphologie de la zone de la ligne européenne de partage entre les bassins fluviaux de San et de Strwiąż*). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, vol. XVI, Lublin 1962, ss. 95—117.
 13. Horwitz L.: Geologia centralnej depresji karpackiej na północ od Lutowisk. *Rocznik PTGeol.*, t. XII, Kraków 1936, ss. 335—352.
 14. Horwitz L.: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1926 na arkuszach Stary Sambor i Ustrzyki Dolne. *Posiedzenia naukowe PIG*, nr XVIII, Warszawa 1927, ss. 9—11.
 15. Jahn A.: Przyczynki do znajomości teras karpackich (*Contributions to the Knowledge of the Carpathians Terraces*). *Czasopismo Geograficzne*, t. XXVIII, z. 2, Wrocław 1957, ss. 171—185.
 16. Klimaszewski M.: Z morfologii doliny Sanu pomiędzy Leskiem a Przemyślem (*Zur Morphologie des Santaless zwischen Lesko und Przemyśl*). *Przegląd Geogr.* t. XVI, Warszawa 1937, ss. 107—128.
 17. Klimaszewski M.: Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Prace Wrocławskiego Tow. Nauk.*, sekcja B, nr 7, Wrocław 1948.
 18. Köster E.: *Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse*. München 1960.
 19. Krygowski B.: O jednorocznych warstewkach pokrywy stokowej w okolicy Błazowej (Pogórze Karpackie); (*The one-Year Layers of the Slope Cover of the Pogórze Karpackie*). *Zeszyty Naukowe Uniw. Adama Mickiewicza w Poznaniu*, nr 27, Poznań 1960, ss. 3—27.
 20. Pokorny W.: Kilka przyczynków odnoszących się do historii doliny Strwiąża. *Kosmos*, t. XXXVIII, Lwów 1913.
 21. Regionalna Geologia Polski. T. I — Karpaty, z. 1 i 2, Kraków 1951—53.
 22. Starkel L.: Peryglacial Covers in the Beskid Wyspowy (Carpathians). *Biul. Peryglacjalny*, nr 8, Łódź 1960, ss. 155—170.
 23. Starkel L.: Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie (*The Development of the Flysch Carpathians Relief during the Holocene*). *Prace Geograficzne IG PAN*, nr 22, Warszawa 1960.
 24. Stupnicka E., Szumański A.: Dwudzielnosc młodoplejstocenijskich poziomów żwirowych w Karpatach (*Bipartition of Young Pleistocene Gravel Terraces in the Polish Carpathians*). *Acta Geol. Polonica*, vol. VII, z. 4, Warszawa 1957, ss. 439—446.
 25. Środoń A.: Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach (*Last Glacial and postglacial in the Carpathians*). *Biul. IG* nr 67, Warszawa 1952, ss. 27—73.
 26. Środoń A., Starkel L.: Pleistocene Floras in the River System of the Upper Vistula. VIth Congress INQA, *Guide Book of Excursion*, cz. III, Warszawa 1961, ss. 74—82.
 27. Teisseyre H.: Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil. *Rocznik PTGeol.*, t. XVII, Kraków 1937, ss. 31—66.
 28. Tricart J.: Méthode de l'étude des terrasses. *Bull. Soc. Géol. France*, t. XVII, Paris 1947, ss. 559—575.
 29. Tricart J., Schaeffer R.: L'indice d'émousse des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, nr 4, Paris 1950, ss. 151—179.
-

РЕЗЮМЕ

Долина Стрвёнжа в пределах Польши имеет направление с ЮЗ на СВ (за исключением самого верхнего отрезка), поперек направления слоев горных пород. Состоит из ряда котловинообразных расширений в пределах мягких горных пород и узких отрезков прерыва в более твердых породах. На исследованном отрезке от истоков по государственную границу автор выделил 4 террасы: высокую 14—20 м относительной высоты, надпойменную 5—8 м, террасу 1,5—3,0 и террасу 0,5 м. Долина Стрвёнжа врезана в средигорный уровень высотой 580—620 м н. у. м. (нижний сармат). На склонах намечается ряд полок разных денудационных уровней. В общем, склоны долины имеют выпукло-вогнутый профиль с покатым наклонном. На высоте 14—20 м над уровнем русла становятся крутыми и еще ниже переходят в узкое стеррасированное дно долины. Этот залом представляет бровку высокой террасы, сложенной песчаниками и флишевыми сланцами, срезанными эрозионной поверхностью, на которой залегает пятнообразно речной гравий, прикрытый склоновыми образованиями солифлюкционного генезиса. Надпойменная терраса наложена на склон высокой террасы. Ее слагают плохо окатанные гравий и галька, переходящие у подножий высокой террасы в склоновые покровные солифлюкционные образования, разделенные гумусовым слоем на две серии и прикрытые солифлюкционными глинами. Терраса 1,5—3 м складывается из хорошо окатанных гравиев, прикрытых серией слоистых песчанисто-пылеватых образований. В кровле песчанистой серии находится прослойка мелких, хорошо окатанных гравиев. Кровля террасы состоит из пылеватых речных наносов террасовой фации. Пойменная терраса, высотой 0,5 м, сложена черными мадами с линдами гравия. Для террас пойменной и 1,5—3 м характерно наличие скалистых цоколей в узких отрезках прорыва долины и отсутствие их в расширенных участках. Серии гравия отдельных террас характеризуются обособленными морфо-метричными чертами гравиев, которые выявлены в результатах анализа степени окатанности методом Кайо (Cailleux) ($\frac{2r_L}{L} \times 1000$). Гравий высокой террасы хорошо окатанный и содержит примесь щебня, созданного в процессе смешивания с материалом, снесенным со склонов. Гравий надпойменной террасы плохо окатан, примесь склонного щебня отчетливо видна. Гравий более низких террас характеризуется более высоким коэффициентом окатанности. Возраст высокой террасы можно определить, опираясь на морфологические и геологические черты, а также посредством аналогии с террасами в долине Сана (несмотря

на то, что соответствующая по возрасту терраса в долине Сана в два раза выше) на краковское (Миндельское) оледенение. Этот вывод подтверждают некоторые обнажения, которые могут быть объяснены как остатки среднепольской (рисской) террасы. Надпойменная терраса образовалась в балтийское (Вюрмское) время. Прослойка гумуса, разделяющая 2 серии гравия, по возрасту соответствует ориньянскому межледниковью. Рассечение этой террасы автор датирует на Аллерод. Серия гравия в основании террасы 1,5—3 м, а также ее скальный цоколь в узких участках долины прорыва связываются по времени с похолоданием младшего дриаса. Террасу 1,5—3 м в совокупности можно датировать на голоцен. В долинах притоков Стрвёнжа ей соответствует по времени покров слоистых песков и пылеватых мад залегающих на срезанных эрозией гравиях балтийского возраста. Терраса 0,5 м образуется в настоящее время в расширенных участках долины. Скальные цоколи надпойменной и 1,5—3 метровой террас в узких участках долины подвергаются глубинной эрозии. Это свидетельствует о поступательном, более эффективном чем древние, процессе выравнивания продольного профиля реки. Это явление обусловлено климатическими условиями, так как этот процесс не зависит от тектонических единиц, а лишь от сопротивляемости скального материала. Скальные цоколи не являются доказательством проявления неотектоники.

R É S U M É

Sur le territoire de la Pologne, la vallée de Strwiąż suit, à l'exception du secteur de la source, la direction SW—NE qui est transversale par rapport à celle des couches de roches. Cette vallée se compose de plusieurs dilatations en forme de bassins dans les couches peu résistantes et de brèches dans les roches dures. Dans le secteur ayant été objet de mes recherches et s'étendant de la source jusqu'à la frontière de l'État, j'ai distingué quatre terrasses, à savoir: a) haute terrasse de 14 à 20 m de hauteur relative; b) terrasse moyenne de 5 à 8 m; c) terrasse de 1,5 à 3 m; d) terrasse à 0,5 m. La vallée de Strwiąż est entaillée dans le niveau supérieur d'aplanissement („śródgórski”) situé de 580 à 620 m au-dessus du niveau de la mer (le sarmatien inférieur). Sur les pentes on distingue plusieurs fragments de divers niveaux de dénudation. En général, les pentes de la vallée ont le profil convexo-concave, aux inclinaisons douces. À la hauteur de 14 à 20 m au-dessus du niveau du lit de la rivière, les pentes

se brisent et passent brusquement en un fond en terrasses de la vallée. Cette réfraction forme une bordure de la haute terrasse construite de grès et schistes de flysch coupés par la surface d'érosion sur laquelle se trouvent les restes du gravier fluvial couverts de dépôts de pente provenant de la solifluxion. La terrasse moyenne est placée dans l'entaille de la haute terrasse. Elle est formée de graviers mal arrondis qui s'engrènent avec les formations de pente provenant de la solifluxion. Ces graviers sont séparés en deux séries par une couche d'humus et couverts d'argiles de solifluxion. La terrasse de 1,5 à 3 m. est formée de graviers bien arrondis couverts d'une série de formations limono-sablonneuses stratifiées. Dans la partie supérieure de cette série il y a une couche de graviers fins bien arrondis. La partie supérieure de la terrasse est composée de dépôts fluviaux limoneux du faciès de terrasse. La terrasse basse, à 0,5 m de hauteur, est formée d'argiles noires avec les lentilles du gravier. Pour la terrasse moyenne et celle de 1,5—3 m on remarque comme un trait caractéristique la présence des socles de roches dans les retrécissements de brèche, tandis que dans les dilatations les socles manquent. Les séries de gravier des terrasses particulières se caractérisent par les traits morphométriques distinctifs des graviers, révélés par l'analyse du degré d'émousse par la méthode Cailleux ($-\frac{2r_l}{L} \times 1000$). Les graviers de la haute terrasse sont bien arrondis et contiennent l'addition du matériel de débris en résultat de la participation des processus sur les pentes lors de leur accumulation. Les graviers de la terrasse moyenne sont faiblement arrondis, l'addition du matériel de débris se distingue bien visiblement. Les graviers des terrasses inférieures possèdent l'indice d'émousse relativement élevé. L'âge de la haute terrasse peut être défini à la base des traits morphologiques et géologiques, de même que par l'analogie avec la vallée de San (malgré la hauteur relative moindre d'une moitié), pour la glaciation Cracovien (Mindel). Cette conclusion est affirmée par certains profils qui peuvent être interprétés comme les restes gardés de la terrasse de Varsovien I (Riss). La terrasse moyenne date de la glaciation Varsovien II (Würm). La couche d'humus dans les graviers correspond à l'Aurignacien interstadial. L'entaille de cette terrasse est datée par l'auteur pour l'Alleröd. Les graviers les plus inférieurs de la terrasse de 1,5 à 3 m, ainsi que son socle dans les secteurs de brèche, peuvent être rapportés au refroidissement ayant eu lieu dans la période de Dryas plus jeune. La terrasse de 1,5 à 3 m peut toute entière être datée pour l'holocène. Dans les vallées des affluents de Strwiąż elle a son correspondant dans la couverture de sables stratifiés et d'argiles

limoneuses, couvrant les graviers érosivement tronqués et provenant de la dernière glaciation. La terrasse 0,5 m se développe actuellement dans les secteurs des dilatations de la vallée. Les socles de roches de la terrasse moyenne de 1,5 à 3 m se trouvent dans les secteurs de brèche, actuellement coupés, témoignant d'un processus d'aplanissement du profil longitudinal, ce processus étant maintenant plus effectif qu'autrefois. Ce phénomène est conditionné par le climat, car ce processus ne démontre pas la dépendance des unités tectoniques, mais uniquement de la résistance du matériel de roches. Les socles de roches ne donnent donc pas la preuve de l'existence des phénomènes néotectoniques.