

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVI, 4

SECTIO B

1961

Zakład Geografii Fizycznej UMCS
Stacja Naukowa w Równi, pow. Ustrzyki Dolne
Kierownik: prof. dr Adam Malicki
Doniesienie No. 2.

Andrzej HENKIEL

**Geomorfologia strefy europejskiego działu wodnego pomiędzy dorzeczami
Sanu i Strwiąża**

**Геоморфологический очерк зоны европейского водораздела между
бассейнами Сана и Стрвионжа**

**Géomorphologie de la zone de la ligne européenne de partage entre
les bassins fluviaux de San et de Strwiąż**

WSTĘP

Opracowanie niniejsze obejmuje teren o powierzchni około 350 km². Jest to szeroki na 6 do 8 km pas po obu stronach europejskiego działu wodnego, który w granicach Polski przebiega na odcinku Katyna—Lutowiska. Dział biegnie linią łamaną i składa się z szeregu odcinków o kierunkach na przemiany NE i NW. Odcinki przebiegające w kierunku SE — NW znajdują się na grzbietach długich pasm górskich, wysokich od 600 do 900 m n.p.m. Są to pasma Ostrego, Jaworników, Żukowa, Małego Królika, Działów, Wysokiego Działu i Chwaniowa. Odcinki europejskiego działu wodnego o kierunku SW-NE przecinają prostopadle dna obniżen dolinnych leżących pomiędzy pasmami gór. W ten sposób rozdzielone są na części należące do zlewiska Morza Czarnego (Strwiąż, Dniestr) oraz na części należące do zlewiska Bałtyku (dopływy Sanu) następujące obniżenia (wymieniając kolejno od południa): Skorodne — Lutowiska, Łobozew — Czarna, Ustianowa — Żołobek, Strwiążek — Ustrzyki Dolne — Jasień — Moczary, Romanowa Wola — Brzegi Dolne, Leszczowate — Wola Maćkowa, Ropienka — potok Łodyna oraz obniżenie Jureczkowa — Liskowate.

Teren zbadany zbudowany jest ze skał fliszowych. Najstarszym utworem są piaskowcowe warstwy inoceramowe górnej kredy. Dolną część

eocenu reprezentują miękkie pstre łupki, a górną — rogowce i łupki menilitowe przechodzące w kompleks warstw krośnieńskich należących już do oligocenu. Te ostatnie dzielone są na trzy oddziały:

- górný — gruby kompleks miękkich łupków
- środkowy — twarde piaskowce z wkładkami łupków
- dolny — gruboławicowe miękkie piaskowce

Rola morfologiczna opisanych wyżej kompleksów skalnych jest różna. Jako czynnik grzbietotwórczy najwyraźniej zaznaczają się w rzeźbie warstwy środkowokrośnieńskie. Mimo licznych wkładek łupków, dzięki zwięźłości piaskowców i dużej miąższości ogólnej, budują potężne, przeważnie synklinalne, pasma górskie. Do najmniej odpornych utworów zalicza się pstre łupki eoceńskie. Dzięki małej miąższości nie odgrywają one w krajobrazie większej roli. Znaczą tylko drugorzędne przełęczce i doliny. Główne obniżenia dolinne wytworzone są w mało odpornych dolnokrośnieńskich piaskowcach wypełniających jądra antyklin. Główne grzbiety w północnej części zbadanego terenu zbudowane są z warstw inoceramowych, a drobne pasemka z warstw menilitowych z rogowcami. Strefa europejskiego działu wodnego przecina tutaj dwa pierwszorzędne elementy tektoniczne Karpat fliszowych. Są to: brzeżny region fałdów inoceramowych i centralna depresja karpacka. Granicą między nimi jest małe siodełko Wańkowej — Łodyny z kredą inoceramową w jądrze (19).

Pod względem morfologicznym teren ten nie był dotychczas badany w całości. Publikowane prace najczęściej dotyczą obszarów sąsiednich lub też mają charakter drobnych przyczynków. W kolejności chronologicznej prace takie publikowali między innymi: K. Benoni (1), Rudnicki (22), E. Romer (21), T. Wiśniewski (26), J. Grzybowski (8), W. Pokorný (17, 19), M. Klimaszewski (10), H. Teisseyre (25), P. N. Cyś (2, 3), L. Starkel (23, 24).

Opracowania te stanowią wartościowy materiał porównawczy, nie mogą dać jednak poglądu na całokształt rzeźby międzyrzecza Sanu i Strwiąża. Próba takiej syntezy jest właśnie celem tej pracy.

Najprościej można określić krajobraz strefy europejskiej działu wodnego terminem „góry rusztowe”. Pasma górskie ciągną się równolegle do siebie w kierunku NW-SE i są porożrywane na odcinki przez przełomy rzeczne. Pomiędzy pasmami znajdują się obniżenia dolinne o przeciętnej szerokości 3 do 5 km. Sieć wodna składa się z rzek i potoków płynących na przemian równolegle i prostopadle do grzbietów. Odcinki równoległe wykorzystują główne obniżenia dolinne, a prostopadłe przecinają pasma górskie przełomami. Taki typ rzeźby wykształcił się w zależności od budowy geologicznej. Kompleksy skalne o równoległych biegach i stromych upadach są tu na przemian bardziej i mniej odporne. Takie warunki litologiczne wpłynęły na utworzenie się systemu

podłużnych (w stosunku do struktury) grzbietów i połączonych ze sobą regresyjnymi przełomami dolinnych obniżen. Dna dolin w północnej części obszaru znajdują się na wysokościach około 450—500 m, a w południowej 500—600 m. Kulminacje na północy osiągają 600—685 m (Chwaniów), a na południu 750—910 m (Jaworniki, Otryt). Tak więc wysokości względne wahają się w granicach od 150—180 m (północ) do 150—400 m. Na grzbietach pasm międziodolinnych spotyka się wyraźne fragmenty poziomów wierzchowinowych, a stoki znajdujące się w podanych przedziałach wysokości, posiadają rzeźbę schodkową. Autor, mając na celu próbę odtworzenia historii krajobrazu i zmian sieci wodnej, które doprowadziły do dzisiejszego położenia działu europejskiego, poświęcił najwięcej uwagi tym właśnie formom. Najwyżej położone resztki zrównań zachowały się w południowej części terenu, w pasmach Otrytu, Ostrego i Jaworników. Są to niewielkie spłaszczenia i równinki rozłożone na grzbietach i bocznych ramionach pasm na wysokości 760 do 820 m npm. Podobne wysokości osiągają kulminacje Żukowa i Kamiennej Laworty. L. Starkel (23) wyraził przypuszczenie, że mogą



Ryc. 1. Wyrównane grzbiety Królika, Małego Królika, Kamiennej Laworty (poziomy 600, 650, 700 m npm). Pomiedzy nimi źródłowy odcinek doliny Strwiąża Chaines horizontales de Królik, Mały Królik, Kamienna Laworta (niveaux de: 600, 650, 700 m — hauteur absolue). Entre elles se voit le secteur le plus élevé de la vallée de Strwiąż.

to być szczątki powierzchni zrównania, na której została założona obecna dolina Sanu. Traktowanie tych form jako poziomu denudacyjnego jest jednak problematyczne i nie może być wywodzone z tak skąpych danych, jak dotychczasowe.

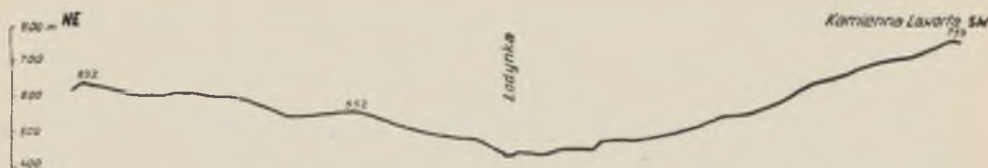
Niższą i już niewątpliwie jednolitą powierzchnią jest poziom o wysokości bezwzględnej 700 m. W okolicy Lutowisk tworzy on wierzchowiny międziodolinnych i dolinnych działów wodnych. Wyraźnie tnie nie tylko różnej odporności serie skalne, ale także jednostki tektoniczne. Na Jaworze, Stożku, Ostrem i Żukowie występuje jako zrównania grzbietowe bądź też jako kulminacje bocznych ramion. Obszerne i bardzo płaskie równiny szczytowe posiada węzeł pasm górskich Działów — Kamiennej Laworty — Małego Królika położony na NW od Ustrzyk Dolnych. Obserwacje te pozwalają na przyjęcie wniosku o istnieniu na omawianym terenie powierzchni planacji, której resztki o wysokości 700 m n.p.m. wznoszą się 200—350 m ponad dna dolin większych rzek (Sanu, Strwiąża). Poziom ten nie wykazuje spadku w żadnym określonym kierunku i daje się prześledzić od Lutowisk na południu po linię Sierednica — Brzegi Dolne — Ustrzyki Dolne — Moczary na północy. Brak podstaw do zaliczenia tutaj Chwaniowa (685 m n.p.m.) położonego jeszcze dalej ku N. Na całym zbadanym terenie powszechne są też spłaszczenia o wysokości bezwzględnej 580—620 m. Różnią się między sobą stopniem zachowania i położeniem w stosunku do form dolinnych. Ze względu na rosnący stopień zatarcia śladów poziomu zrównania 600 m można wydzielić trzy rejony jego występowania: północny, południowy oraz rozdzielające je obniżenie Ustianowa—Żołobek.



Ryc. 2. Profil doliny Głuchego Potoku. Widoczne zrównania poziomów 700, 650, 600 i 530—580 m n.p.m.

Profil de la vallée de Gluchy Potok. On voit les surfaces des aplanissements des niveaux de 700, 650, 600 et 530—580 m (hauteur absolue).

W rejonie północnym dominującym elementem rzeźby są rozległe wierzchowiny i szerokie wyrównane garby międziodolinne. Wysokości ich wahają się od 580 m na krawędziach do 620 m w centrum najrozleglejszych płątów. W miejscach gdzie wierzchowiny zostały pocięte siecią dolin, grzbiety i izolowane wzgórza mają uderzająco identyczne wysokości kulminacji (około 600 m n.p.m.). Ten typ rzeźby zakłóca jedynie wąskie pasmo Chwaniów osiągające 685 m n.p.m.



Ryc. 3. Profil doliny Łodynki. Poziom śródgórski, pogórski i pedymet (552 m)
 Profil de la vallée de Łodynka. Niveau „śródgórski”, „pogórski” et pèdiment (552 m)

Dla rejonu południowego charakterystyczne jest występowanie form poziomu 600 m poniżej międzydolinnych pasm górskich. Są to albo zrównania wysokich działów poprzecznych, albo też wysuwające się spod zboczy ku osi doliny wąskie przypory. Zajmują one największą powierzchnię w rejonie pomiędzy Daszówką, Paniszczowem i Sokołową Wolą. Wobec braku poziomu 600 m, jak też i niższych w przełomie potoku Czarne (pomiędzy Ostrem i Moklikiem) należy wnioskować, że obecnie wododzielna równinka Bukowiny stanowi zawieszony fragment dna doliny Czarne z okresu gdy odpływał bardziej ku zachodowi niż obecnie. Natomiast obecność spłaszczeń poziomu 600 m na zboczach przełomów Daszówki i potoku z Lutowisk świadczy, że w czasie tworzenia się tej równiny przełomy były już otwarte.



Ryc. 4. SW zbocze Królika. Widoczne rozcięcie i resztki zrównań
 Versant SW de Królik. On voit l'entaille et les restes d'aplanissements

W obniżeniu Ustianowa—Żołobek spotyka się najmniej śladów wierzchowiny 600 m i są one najgorzej zachowane. Należy tu dział dolinny pod Żołobkiem, barki przełomów Pastewnika, Hoszowczyka i Równi, kilka fragmentów na zboczach Królika i Małego Królika oraz NW — przedłużenie Żukowa.



Ryc. 5. Formy zbocza Królika. Na wprost kopuła głównego szczytu (652 m), pod nią głęboka niecka z wachlarzem wąwozów, na lewo wierzchowina poziomu śródgórskiego

Formes du versant de Królik. En face — la coupole du sommet principal (652 m), au-dessous d'elle — une vallée en berceau profonde, avec un éventail de ravins, à gauche — la surface d'aplanissement du niveau „śródgórski”

Najbardziej istotną cechą opisywanej powierzchni jest jej jednolitość hipsometryczna we wszystkich trzech rejonach. Różnice wysokości wierzchowin na całym zbadanym obszarze nie przekraczają 30 m. W rejonie południowym regułą są wysokości 610—620 m n.p.m. w północnym 590—610 m. Ze względu na możliwość młodszych ruchów tektonicznych nie można tej różnicy poziomów traktować bez zastrzeżeń jako pierwotnego nachylenia. Taka hipoteza jest jednak najbardziej prawdopodobna. Zrównania poziomu 600 m są pochodzenia destrukcyjnego. Niezgodność ich z litologią rysuje się bardzo wyraźnie, zwłaszcza w rejonie północnym. Omal niezauważalne spadki przy rozległości poziomu

oraz istnienie szerokich bram przerywających ciągłość twarżielcowych pasm górskich narzuca hipotezę o erozyjnej genezie równiny. Równina ta posiadała łagodne nachylenie ku północy i ku zachodowi. Ponad nią wznosiły się twarżielcowe grzbiety do względnej wysokości od 50 do 250—300 m (Otryt, Jaworniki). Pasma te, zbudowane z warstw inoceramowych i środkowo-krośnieńskich, przerywane były przez szerokie poprzeczne doliny o łagodnie nachylonych zboczach. Resztkami tych form są obecne przełomy Sanu pod Żurawiskami, potoku z Lutowisk, Daszówki, Hoszowczyka, Państwika i Równi, a także szeroka, dziś wododzielna, wierzchowina Bukowiny między Stożkiem a Ostrem. Dostosowanie rzeźby do odporności skał było wyraźne. Podłużne strefy dolinne, odpowiadające współczesnym, rozwijały się na mało odpornych warstwach dolno-krośnieńskich. Dna tych obniżen, szerokie i płaskie, przechodzą ostrym załomem w zbocza twarżielców. Dobrym przykładem takiego profilu poprzecznego jest partia europejskiego działu wodnego pomiędzy Mszanką a Czarnym. W rejonie północnym równina 600 m ścina jedną płaszczyzną różnorodne skały i jednostki tektoniczne. Tutaj rzeźba dopasowała się do litologii dopiero w okresie rozcinania poziomu 600 m.

Częstym zjawiskiem na wierzchowinie są izolowane wzniesienia o stałej wysokości bezwzględnej około 650 m. Być może reprezentują one resztki starszej powierzchni, która nie zaznaczyła się w skałach twardych, a w miękkich została zniszczona w czasie powstawania poziomu 600 m. Na poparcie tego twierdzenia brak jednak dowodów. W rejonie południowym, to znaczy na południe od linii Romanowa Wola — Ustrzyki Dolne — Moczary, bezpośrednio poniżej poziomu 600 m stwierdzono występowanie trzech schodowo ułożonych wyrównanych powierzchni. Tworzą one szerokie dna obniżen dolinnych gęsto rozciętych siecią dzisiejszych potoków. Najwyższe z tych trzech zrównań są spłaszczenia o wysokości bezwzględnej w granicach od 530 do 580 m. Mimo silnego nieraz rozcięcia strefa ich występowania obejmuje często ponad 50% szerokości doliny. Także niektóre działły dolinne mają wierzchowiny należące do tego poziomu.

Powierzchnia ta, zachowana przeważnie w postaci równinek na ciągnących się od zboczy w kierunku osi doliny przyporach, posiada pewne charakterystyczne cechy różniące ją od pozostałych. Zwracają uwagę duże spadki podłużne i poprzeczne. Podłużne wynoszą przeciętnie 1‰, ale w dolinie Daszówki pojawia się nachylenie 2, a nawet 3‰. Nie mógł tu działać czynnik tektoniczny, ponieważ poziomy, zarówno bezpośrednio wyższy, jak też i niższy, nie są zaburzone. Nachylenia poprzeczne od zboczy do osi doliny są jeszcze większe, osiągają 4‰. Nie można tłumaczyć tego faktu zdenudowaniem poziomu na wąskich



Ryc. 6. Zrównanie poziomu pogórskiego u ujścia potoku Pastewnika do Jasionki.
 Na pierwszym planie terasa nadzalewowa
 Aplaniement du niveau „pogórski” à l’embouchure du torrent Pastewnik à la
 rivière Jasionka. Au premier plan — une terrasse périglaciaire

grzbiecikach przypór, bo takie nachylenia wykazują nawet dobrze zachowane wierzchowiny. Pomiedzy spłaszczeniem a zboczem zawsze istnieje dobrze wykształcony załom; 15 do 20 m poniżej znajduje się poziom o cechach zrównania erozyjnego. W strefie działowej jest słabo wykształcony, zachował się jedynie w drobnych fragmentach. Przeważnie stanowi niższy stopień na krawędziach poziomu wyższego. W kierunku doliny Sanu rozszerza swój zasięg, zajmuje coraz większe powierzchnie, na których poziom wyższy zachował się już tylko w postaci ostańców. Najniższą z trzech omawianych tu powierzchni zrównań jest dobrze zachowana terasa erozyjna. Posiada identyczny spadek jak poziom wyższy (stała różnica wysokości 17 m), a w stosunku do niżej leżącej terasy nadzalewowej wykazuje różnicę spadku 0,7%. Średnia wysokość bezwzględna opisywanej formy równa się 500 m. W rejonie północnym napotkano formy analogiczne, ale ich powiązanie z regionem południowym następuje duże trudności i nie zostało dokonane w sposób ostateczny. Zawsze jednak pomiędzy terasą nadzalewową a poziomem 600 m, podobnie jak na południu, znajdują się resztki trzech zrównań. Najwyższe z nich odpowiada poziomowi 530—580 m i ogranicza się do ostróg



Ryc. 7. Krawędź plioceńskiej terasy erozyjnej w Równi. Na pierwszym planie powierzchnia terasy zalewowej
 Bordure d'une terrasse d'érosion de Pliocène dans Równia. Au premier plan — surface de la plaine inondable

u zbiegu dolin i niższych części wierzchołków. Poziom środkowy występuje na przyporach i działach dolinnych a najniższy zaznacza się jako stopień na krawędziach przypór i jako erozyjna, 27—35 metrowa terasa Strwiąża. Poprzez przełomy Hoszowczyka i Równi wiąże się ona bezpośrednio z najniższym poziomem regionu południowego.

Poniżej opisanych poziomów stwierdzono trzy zasadnicze formy: terasę nadzalewową, terasę zalewową oraz koryta rzek i potoków. Terasa nadzalewowa ma 6 do 10 m wysokości względnej. Zbudowana jest z przykrytych glinami zboczowymi rzecznych żwirów leżących na cokołach skalnym. Gliny mają często struktury spływowe, zawierają różnoziarnisty, fluidalnie lub beładnie ułożony gruz skalny. Żwiry pochodzą wyłącznie ze skał miejscowych. Są płaskie, dobrze otoczone, o frakcji przeważnie 2 do 10 cm, ułożone dachówkowato lub poziomo. W kierunku zboczy i w górę doliny zwiększa się udział materiału gliniastego i gruzowego, a żwiry zazębiają się z pokrywą glin zboczowych. Wśród żwirów spotyka się wkładki piasku warstwowanego. Cokoł skalny ma wysokość od 0 do 3—4 m. Wysokość ta jest częściowo zależna od stopnia odporności skał. Ponieważ rozcięcie terasy miało stały rozmiar około 10 m, tam gdzie w kotlinach i w zwężeniach dolin nagromadziła się

grubsza pokrywa glin i żwirów, cokół skalny nie został odsłonięty. W dorzeczu Sanu i w dolnych odcinkach dopływów Strwiąża cokół ten wydaje się tworzyć jednolitą, kopalną terasę erozyjną.



Ryc. 8. Budowa geologiczna terasy nadzalewowej w Dźwiniaczu Dolnym
Structure géologique de la terrasse périglaciaire à Dźwiniacz Dolny

Opisana wyżej terasa nadzalewowa obramowuje pasmami zmiennej szerokości dna dzisiejszych wcięć dolinnych. Wiążą się z nią liczne spłaszczenia przedłużające terasę w kierunku zboczy, występujące na stokach i starszych poziomach dolinnych nieckowate, eliptyczne w planie dolinki, suche wcięcia o profilu szerokiego V oraz złagodzenie i zaokrąglenie załomów starszych form rzeźby. Wszystkie te formy pokrywa jednolity płaszcz glin zboczowych, miąższy 1,5 do 4 m. Od tej pokrywy wolne są jedynie wąskie grzbiety, strome stoki, rozcięcia erozyjne i terasa zalewowa. Znajduje się ona wewnątrz rozcięcia terasy nadzalewowej. Rozcięcie to, a zatem i szerokość terasy zalewowej, wynosi przeciętnie 50 do 100 m. Terasa zalewowa jest akumulacyjna. Wznosi się ponad koryta potoków 1 do 3 m. Zbudowana jest z warstwowych pylasto-piaszczystych glin z wkładkami żwirów.

Z form związanych z terasą zalewową na pierwszy plan wysuwają się młode rozcięcia erozyjne, złobiące wszystkie zbocza zbadanego terenu od grzbietów i wierzchołków po dna dolin. Są to liczne i silnie rozgałę-

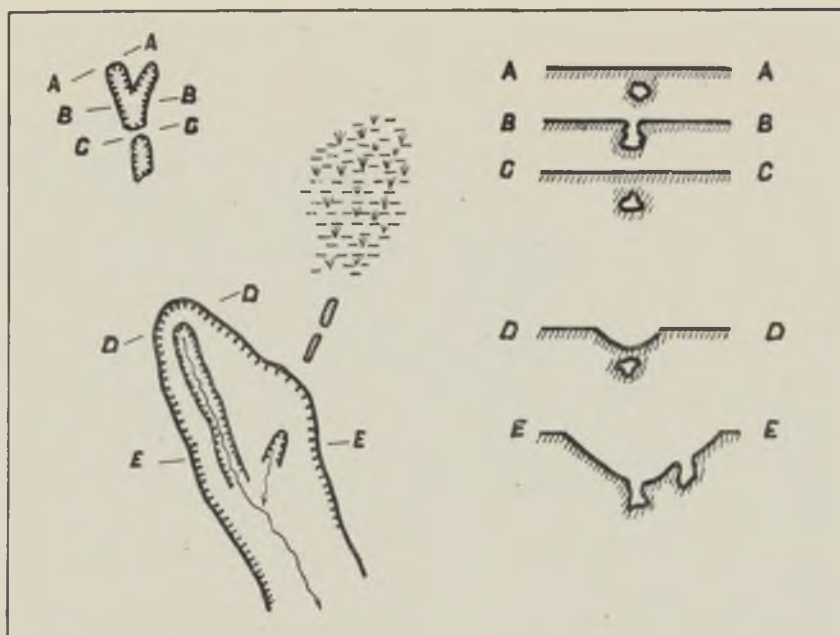
zione wąwozy. Mają profil poprzeczny kształtu litery V przy nachyleniu zboczy rzędu 30 do 45° i głębokości do 20 m. W dolnych częściach wcięć typowe jest płaskie, szerokie na kilka metrów dno. Daje się rozpoznać kilka typów fizjonomicznych i genetycznych rozcięć. Zwraca uwagę ich silniejszy rozwój na stokach wylesionych i od dawna zmienionych na pola uprawne. Zgadza się to z poglądami, że główna faza powstawania wąwozów w Karpatach rozpoczęła się z chwilą wycięcia lasów przez człowieka i trwa do dziś. Także gruntowe drogi jezdne dają początek rozcięciom erozyjnym, jak np. stara droga na dziale dolinnym między Równią i Hoszowczykiem dziś przeobrażona w gwałtownie rozwijający się, głęboki na 5 m wąwóz. Dolinne odcinki europejskiego działu wodnego rozcinane są asymetrycznie. Stoki działu są od strony dorzecza Strwiąża są połogie, pofalowane płytkimi nieckowatymi zagłębieniami, natomiast od strony dorzecza Sanu są strome i pocięte gęstą siecią wąwozów. Zjawisko to jest uwarunkowane różnicą spadku dopływów Sanu i Strwiąża. Na przykład Mszanka, Strwiąż i Łodynka posiadają spadki 0,7; 0,9 i 1,0‰, a odpowiadające im dopływy Sanu (Czarny, Stary Potok i Serednica) odpowiednio 1,3; 1,2 i 1,4‰.

Osuwiska na terenie objętym niniejszą pracą są rzadkością i ograniczają się do form drobnych. Jedyną formą dużą (około 1 km długie i 100 m wysokie) jest zbocze Małego Królika nad Strwiążkiem, zbudowane z pstrych łupków, które obecnie podlega spełzywaniu i ruchom osuwiskowym.

Długoletnie użytkowanie rolnicze doprowadziło do powstania na dawno uprawianych stokach, zwłaszcza w regionie północnym, szeregu polnych stopni terasowych porozidzielanych wysokimi (1 do 4 m) skarpami. Na ugorach podlegają one dziś niszczeniu w wyniku drobnych zsuwów, cofania się wąwozów i erozji poddarniowej. Zjawiska erozji pod pokrywą roślinną dla zbadanego obszaru są powszechne i typowe. Woda deszczowa, która na powierzchni pokrytej darnią gleby nie może zbyt silnie erodować, z chwilą gdy przenika w głąb, (zwykle za pośrednictwem norek polnych gryzoni) szybko wymywa w pylastych utworach obszerne korytarze. W miarę rozwoju procesu stropy korytarzy zapadają się, tworząc formy podobne do krasowych wertebów, a następnie wąwozy (4).

Na powierzchni opisanych wyżej poziomów zrównań nie znaleziono żadnych utworów, które rzuciłyby światło na zagadnienie ich genezy i wieku. Jedyną drogą rozwiązania tego problemu jest porównanie wyników badań z literaturą dotyczącą podobnych zagadnień w sąsiednich regionach Karpat fliszowych.

Na Mapie Geomorfologicznej Polski 1:50 000 (arkusz „Lesko”) S t a r k e l (23) znaczy 200 m, w stosunku do doliny Sanu, poziom denudacyj-



Ryc. 9. Plan i profile zespołu drobnych form erozyjnych na SE zboczu Królíka.

Materiał: pylasta glina z drobnym rumoszem

Plan et profils de l'ensemble de petites formes d'érosion sur le versant SE de Królík.

Matériel: dépôts de pente argileux et débris fins

ny. Nie zabiera głosu w sprawie jego wieku, zaznacza jedynie, że od niższego, 100 m, dzieli go biegnąca linią Hoczew — Solina krawędź denudacyjna. Poziom ten posiada wysokość bezwzględną 600—620 m i na wierzchowinach międzyczeka Sanu i Solinki łączy się z opisanym powyżej poziomem 600 m.



Ryc. 10. Profil przypory pod Żukowem w dolinie Równi: 1 — terasa nadzalewowa, 2 — plioceńska terasa erozyjna, 3 — poziom pogórski, 4 — pedymment

Profil de la chaîne latérale près de Żuków dans la vallée de Równia: 1 — terrasse périglaciaire, 2 — terrasse d'érosion de Pliocène, 3 — niveau „pogórski”, 4 — pèdiment



Ryc. 11. Profil SW zbocza Królika: 1 — terasa nadzalewowa, 2, 3, 4 — załamania strukturalne, 5 — poziom śródgórski, 6 — powierzchnia grzbietu

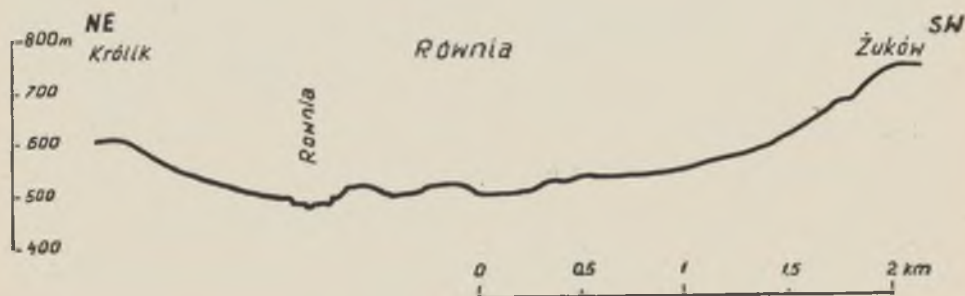
Profil SW du versant de Królik: 1 — terrasse périglaciaire, 2, 3, 4 — escarpements structuraux, 5 — niveau „śródgórski”, 6 — surface de la chaîne

W dolinie Sanu poniżej Łeska M. Klimaszewski (10) notuje poziom denudacyjny wysokości względnej 230 m. Wierzchowinę tej samej wysokości stwierdza A. Fleszar (7) pomiędzy Golcówą a Fryszlakiem oraz w okolicy Dukli „terasy” 600, 640, i 700 m. Jest to schemat doskonale porównywalny z poziomami wyróżnionymi w strefie europejskiego działu wodnego. Wprawdzie przy tej samej wysokości względnej wysokość absolutna poziomów M. Klimaszewskiego (10) i A. Fleszara z okolic Frysztaka (7) nie odpowiada poziomom Starkla (23) i moim, ale różnice te można przypisać późniejszym ruchom natury tektonicznej, które wgięły region Dołów Jasielsko Sannockich (11, 12). W takim ujęciu poziom 600 m międzyrzecza San — Strwiąż odpowiadałby zrównaniom śródgórskim Beskidów Zachodnich, i byłyby wieku dolno-sarmackiego. Paralelizacja taka nie jest całkowicie pewna i budzi szereg zastrzeżeń. Na przykład trudny do wyjaśnienia jest fakt, że tutaj poziom śródgórski tworzy wierzchowinę Pogórza, gdy w Beskidach Zachodnich rolę tę spełnia poziom pogórski. Niewątpliwie starszy poziom 700 m i ewentualny poziom 650 m należałoby datować wobec tego na torton. W tym okresie Karpaty były już wynurzone z morza i podlegały parokrotnym cyklom denudacji. Świadczą o tym osady złożone na przedpołu (12). Na podstawie podobnego rozumowania poziom 520 m n.p.m. został uznany za odpowiednik dolnopliocenijskiego poziomu pogórskiego. Daje się on nawiązać do poziomu 100 m wysokości względnej L. Starkla (23) i do poziomu 120 m M. Klimaszewskiego (10), oraz najniższej z teras średnich A. Fleszara (7). W niniejszej pracy, mimo pewnych wątpliwości, autor przyjmuje ten schemat, który jednak w toku dalszych badań może ulec pewnym modyfikacjom.



Ryc. 12. Widok z grzbietu Żukowa ku południowi. W dnie doliny dobrze widoczne resztki pedypłeny. Pasma Stożka widoczne na drugim planie wyrównane jest w poziomie 700 m npm.

Vue prise de la chaîne de Żuków vers le Sud. Dans le fond de la vallée les restes de pédiplaine bien distincts. La chaîne de Stożek se voit au second plan; elle passe horizontalement à 700 m (hauteur absolue)

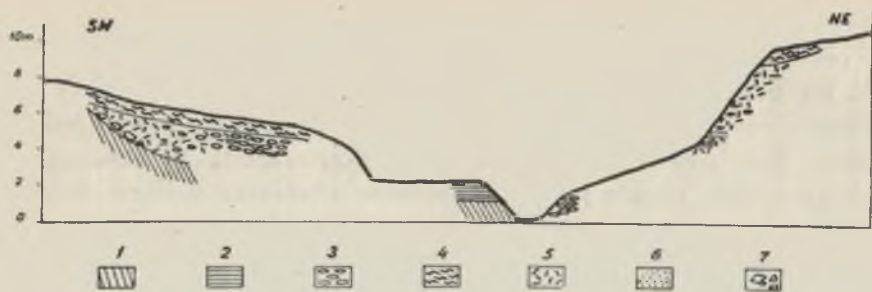


Ryc. 13. Profil doliny Równi. Półka 650 m na Żukowie, poziom 600 m na Króliku, zrównanie pedymentu, poziomu pogórskiego (ostańce), terasa erozyjna i terasa nadzalewowa (pod Królikiem)

Profil de la vallée de Równia. Fragment de surface d'aplanissement de 650 m à Królik, pèdiment, niveau „pogórski” (inselbergs), terrasse d'érosion et terrasse périglaciaire, près de Królik)

Poziom 530—580 m mieści się w podanym wyżej przedziale wieku. Jego cechy morfologiczne (spadki, załom na granicy ze zboczem) wskazują, że nie powstał on w wyniku działania erozji rzecznej. Analiza hipsometryczna resztek zrównania wykazuje, że nie tworzy ono jednolitej poziomej bądź równomiernie nachylonej powierzchni. W każdym z odcinków, na jakie można podzielić podłużne obniżenia dolinne, to znaczy w zlewniach poszczególnych przełomów poprzecznych, opisywany poziom zachowuje się w charakterystyczny sposób. Obniża się koncentrycznie w kierunku wlotu odcinka przełomowego, tworząc pomiędzy zboczami doliny i dolinnymi działami kotlinowate płaskie misy. Podobne formy tworzą się obecnie w warunkach klimatu półsuchego i noszą nazwę pedymentów. Pedymenty znalezione w strefie europejskiego działu wodnego różnią się od form klasycznych tym, że nie rozwinęły się na skraju obszaru górskiego, lecz w jego wnętrzu w oparciu o lokalne bazy denudacyjne, jakimi były przełomy rozcinające twardzielcowe pasma. W granicach określonych przez hipotetyczne datowanie poziomu 600 m (dolny sarmat) i poziomu 520 m (dolny pliocen), warunki klimatyczne sprzyjające pedyplanacji istniały w górnym sarmacie i najniższym pliocenie (12). Ponieważ górny sarmat był w Karpatach okresem ruchów górotwórczych, więc datowanie poziomu 530—580 m na najniższy pliocen wydaje się najbardziej właściwe. Rozcięcie pedymentów i wytworzenie niższego o około 20 m poziomu podgórskiego mogło nastąpić wyłącznie w wyniku zmiany klimatu na bardziej wilgotny. Poziom pogórski w takim ujęciu jest na terenie strefy europejskiego działu wodnego powierzchnią dwustopniową, powstałą w dwu odmiennych fazach klimatycznych. W obszarach oddalonych od strefy działowej, gdzie koncentrowały się większe ilości wody, pedymenty zostały zniszczone, z wyjątkiem nielicznych ostańców (23). Poniżej poziomu pogórskiego występuje na omawianym terenie jeszcze jedno niższe zrównanie o cechach poziomu erozyjnego. Zgodność spadku z poziomem pogórskim (stała różnica wysokości 17 m) i podobny stopień zniszczenia pozwalają datować je jeszcze na pliocen. Świadczy też za tym spadek poziomu erozyjnego, mniejszy o 0,7% od spadku plejstoceńskiej terasy nadzalewowej.

Problem określenia wieku terasy nadzalewowej nastroczał w zasadzie mniej trudności ze względu na obecność pokrywy akumulacyjnej. Budujące strop terasy gliny często posiadają fluidalne i drobnofałdkowe struktury. Zawierają liczne wkładki nie sortowanego gruzu skalnego, bądź są przetkane ostrokrawędzistymi okruchami piaszczowców. Jeżeli okruchy pochodzą z piaszczowców rozpadających się na płytki, to zawsze zorientowane są równolegle do stoku. Największe odłamki spotykane w glinach zboczowych osiągają do 0,5 m średnicy. Fakty te pozwalają określić soliflukcyjny, peryglacialny charakter glin zboczowych. Pokry-



Ryc. 14. Profil teras dennych w dolinie Równi: 1 — flisz (czarne łupki), 2 — pylasta mada, 3 — żwir rzeczny, 4 — gliny stokowe, 5 — drobny gruz, 6 — warstwowy piasek, 7 — bloki piaskowca

Profil des terrasses d'alluvion dans la vallée de Równia: 1 — flysch (schistes noirs), 2 — argiles stratifiées, 3 — gravier fluvial, 4 — dépôts de pente argileux, 5 — débris fins, 6 — sable stratifié, 7 — blocs de grès

wy soliflukcyjne w Karpatach uważa się za wiekowy odpowiednik glaciału bałtyckiego (11, 14, 23, 24). Żwiry terasy nadzalewowej, ząbwiąjące się z glinami stokowymi, powstały w tym samym okresie. Morfogenezę form stokowych, pokrytych płaszczem soliflukcyjnym, była niewątpliwie złożona; działały tutaj kolejno zespoły procesów związanych z następującymi kolejno po sobie okresami klimatów glacialnych i interglacyjnych. Niektóre z tych form, charakteryzujące się świeżością i niewielkimi rozmiarami, jak np. niektóre niecki czy spłaszczenia podstokowe, można zaliczyć do ostatniego glaciału. Formy o cechach wskazujących na morfogenezę klimatu umiarkowanego, a pokryte płaszczem glin soliflukcyjnych, dość pewnie można określić jako pochodzące z interglaciału Masovien II. Przykładem mogą tu być V-kształtne suche dolinki.

Inne formy, takie jak obszerne „cyrki” na zboczach lub zaokrąglone krawędzie starszych poziomów denudacyjnych, mają niewątpliwie złożoną genezę i trudno tu określić wpływ konkretnego glaciału czy interglaciału.

Zagadnienie datowania form plejstocenu w tym regionie jest utrudnione występowaniem jedynej tylko terasy ze żwirami (nie licząc holoceńskiej terasy zalewowej). Nie ma tu kolejnych serii pokryw żwirowych, jak w innych częściach Karpat, których akumulację można wiązać z okresami poszczególnych zlodowaceń, a rozcinanie z interglacjami.

B. K r y g o w s k i (14) w okolicy Białowej, w identycznej sytuacji jak w strefie europejskiego działu wodnego, rozbija terasę nadzalewową na dwie serie akumulacyjne: Żwiry i dolna część glin są resztką pokrywy z glaciału środkowo-polskiego przemytej i osadzonej w ostatnim interglaciale, a górna część glin pochodzi z maksimum zlodowacenia bałtyckiego. Dna dolin z okresu zlodowacenia krakowskiego leżały około

20 m wyżej niż obecnie. Pogłębienie dolin i całkowite wymięcenie osadów krakowskich miało nastąpić według B. K r y g o w s k i e g o w interglacjale Masovien I. W regionie międzyrzecza San — Strwiąż stwierdzone przez autora w licznych odkrywkach zazębienie się pokryw soliflukcyjnych ze żwirami terasowymi pozwala datować terasę nadzalewową w całości na zlodowacenie bałtyckie. Osady glacialów krakowskiego i środkowo-polskiego zostały całkowicie zniszczone w okresach międzylodowcowych. Rozcięcie terasy nadzalewowej wiąże się ze zmianą klimatu peryglacialnego na umiarkowany klimat holocenu, a powstanie akumulacyjnej terasy zalewowej i pocięcie stoków siecią wąwozów, z wycięciem przez człowieka lasów (24).

OGÓLNE WYNIKI BADAŃ

PRÓBA USTALENIA GENEZY I CHRONOLOGII FORM HISTORIA ZMIAN HYDROGRAFICZNYCH

Analizując rozprzestrzenienie poszczególnych poziomów, ich występowanie na działach dolinnych i w przełomach, zmiany nachyleń w stęśnieniu do obecnych kierunków odwodnienia, można było przystąpić do



Ryc. 15. Wierzchowina plioceńskiej pedypleny na dziale Hoszowczyka. Na dalszym planie ostaniec (639 m) wznoszący się ponad niewielkim fragmentem poziomu śródgórskiego

Pédiplaine de Pliocène dans la ligne de partage de Hoszowczyk. Au fond — l'inselberg (639 m) s'élevant au-dessus d'un petit fragment de niveau „śródgórski”

próby zrekonstruowania historii zmian sieci wodnej i położenia europejskiego działu wodnego. Tak np. w obniżeniu Ustianowa-Żołobek pedymment posiada jednolity spadek i buduje dolinne działły wodne, a poziom pogórski ma nachylenia odrębne w każdym z odcinków i brak go na działach. Można stąd wnioskować, że podział tej strefy dolinnej na odcinki należące do różnych dorzeczy nastąpił na drodze tworzenia się przełomów regresyjnych po uformowaniu pedymentu, a przed zrównaniem poziomu pogórskiego.



Ryc. 16. Przełom potoku Równia. W dnie doliny terasa zalewowa i nadzalewowa (na tej ostatniej na lewo domek). W przełomie dobrze widoczne fragmenty najniższej erozyjnej terasy plioceńskiej

Brèche de capture du torrent Równia. Dans le fond de la vallée — deux terrasses d'alluvion (sur cette dernière il y a une maisonnette). Dans la brèche on voit distinctement les fragments de terrasse la plus inférieure d'érosion de Pliocène

Taka analiza dla całości zbadanego obszaru dała następujące wyniki: Na południe od pasma Żuków-Jaworniki już przed dolnym sarmatem istniały podłużne obniżenia dolinne wypreparowane w miękkich, dolnokrośnieńskich warstwach. Poziom śródgórski występuje tutaj poniżej międziodolinnich pasm. W górnym sarmacie doliny te zostały pogłębione. Zaznaczyła się też strefa Ustianowa-Żołobek, oddzielona twardej grzbietem Królik — Mały Królik od rozpościerającej się na pół-

nocy penepłeny. Wody tej strefy odpływały częściowo na północ przez trzy przełomy (fragmenty poziomu 600 m wewnątrz przełomów), a z okolic Ustianowej częściowo na zachód.

W obniżeniu Łobozew-Czarna istniały trzy odcinki: wody z najbardziej wschodniego odcinka przedostawały się szerokim obniżeniem Bukowiny na południe, podobnie jak wody Daszówki w odcinku środkowym. Łobozewka zaś płynęła na zachód.

W strefie Skorodne—Lutowiska od okresu powstania poziomu 700 m aż do dziś nie zachodziły zmiany kierunku odwodnienia. Wierzchowina 700 m tworzy dział wodny pomiędzy dwoma odcinkami obniżenia, a poziomy niższe spotyka się we wszystkich zarówno poprzecznych, jak i podłużnych jej częściach.

W górnym sarmacie nastąpiło silne wcięcie rzek na skutek ruchów tektonicznych. Ta faza erozji była tak gwałtowna, że doprowadziła do opuszczenia przez wody większości odcinków przełomowych. Rzeki wcięły się na liniach małej odporności skał, w wyniku czego niektóre obniżenia, poprzednio składające się z różnych odcinków, uzyskały jednolity przepływ. Na przykład nachylenie pedymentu w strefie Ustianowa-Żołobek dowodzi, że w tym okresie całe to obniżenie dolinne (z wyjątkiem odcinka wschodniego) było odwadniane w kierunku zachodnim. Podobnie uzyskały wspólny przepływ Daszówka i Łobozewka, o czym świadczy występowanie pedymentu na dzisiejszym działle. Po wytworzeniu się pedymentów miała miejsce następna faza zmian hydrograficznych. Prawdopodobnie w związku ze zmianą klimatu na bardziej wilgotny niektóre przełomy zostały powtórnie utworzone. Proces ten odbywał się na drodze erozji wstecznej, i doprowadzał do kaptażu całych odcinków dolin. Odnowione w ten sposób przełomy Hoszowczyka i Hoszowa powtórnie przeciągnęły na północ wody górnej i środkowej części obniżenia Ustianowa-Żołobek. Zmiany te dają się odcyfrować z nachyleń zachowanych fragmentów poziomu pogórskiego.

W regionie północnym, od czasu założenia sieci wciętych dolin na powierzchni dolnosarmackiej penepłeny, nie zaznaczały się większe zmiany kierunków odwodnienia. Cały czas istniała poprzeczna strefa działłowa mniej więcej odpowiadająca dzisiejszej, która rozdzielała zachodni i wschodni kierunek odpływu. Z nachylenia poziomu pogórskiego wynika, że jedynie w obniżeniu Romanowa Wola-Brzegi Dolne była ona położona bardziej na wschód niż obecnie. W czasie tworzenia poziomu pogórskiego został jeszcze przeciągnięty do dorzecza Strwiąża górny odcinek Starego Potoku, dzisiejsza Równia. W tym okresie podobne zmiany odbywały się w górnym biegu Serebnicy, która jednak w plejstocenie powróciła do dorzecza Sanu („krzyżowanie” się na działle wodnym najniższego poziomu plioceńskiego i terasy nadzalewowej). Współcześ-

nie zaznacza się tendencja przesuwania działu europejskiego na korzyść dorzecza Sanu. Wynika to z różnicy spadków dopływów Strwiąża i Sanu i objawia się silniejszym rozcięciem działu po stronie zlewiska Bałtyku.

REGIONY GEOMORFOLOGICZNE

Na zbadanym obszarze wydzielono dwa regiony geomorfologiczne. Granica między nimi jest ostro zaznaczona. Biegnie ona linią Romanowa Wola-Brzegi Dolne-Ustrzyki Dolne-Jasień-Moczary. Zbiega się z tektoniczną granicą brzeżnej strefy inoceramowej i centralnej depresji karpackiej (19). Zasadnicze różnice geomorfologiczne pomiędzy regionami podaje tab. 1.

Tab. 1

Region południowy	Region północny
1. Pomiędzy podłużnymi obniżeniami pasma górskie przekraczają 650 m npm	Doliny rozdzielone są fragmentami poziomu 600 m npm
2. Liczne zachowane spłaszczenia poziomu 700 m npm	Poziom 700 m npm nie występuje
3. Zasadniczym poziomem stref dolinnych jest pedymant	W dolinach najwybitniej zaznacza się poziom pogórski
4. Doliny założone przed dolnym sarmatem	Doliny wieku górno sarmackiego, założone na powierzchni dolno sarmackiej penepleny, której w regionie południowym odpowiadały wyrównane dna dolin
5. Typowa inwersja rzeźby	Grzbiety zasadniczo antyklinalne
6. Poprzeczny i podłużny przebieg działu europejskiego	Zasadniczo poprzeczny przebieg działu europejskiego

Wydaje się, że linia Toksta-Otryt-Czerwony Wierch,znaczona w podziałach regionalnych jako północna granica Bieszczadów, posiada podobne znaczenie morfologiczne do linii opisanej wyżej. Występowanie w jej pobliżu rozległych wierzchołków 700 m npm. wyższe położenie den dolin i większe ścieśnienie pasm górskich po jej południowej stronie, poprzeczny przebieg głównych bieszczadzkich dopływów Sanu, pozwalają przypuszczać, że jest ona granicą regionów geomorfologicznych. Obie te linie dzielą regiony różniące się między sobą formami drugorzędnymi, gdy zasadniczy typ rzeźby pozostaje ten sam.

LITERATURA

1. Benoni K.: O górnym obszarze Dniestru i Strwiąża pod względem morfologicznym. VII Sprawozdanie CK Wyższej Szkoły Realnej we Lwowie, Lwów 1880.
2. Cyś P. N.: Niektoryje osobiennosti razvitja dolinnych sistiem sovietskich Karpat. Izv. Vs. Geogr. Obszcz. t. LXXXIX, z. 1 Moskwa — Leningrad 1957.
3. Cyś P. N.: Połoninskij penepelen i denudacjonnyje urovni sovietskich Karpat. Geol. Sbor. Lvov. Obszcz. nr 4, Lwów 1957.
4. Czeppe Z.: Zjawiska suffozyjne w glinach zboczowych górnej części dorzecza Sanu. Biuletyn Instytutu Geologicznego. Z badań czwartorzędu t. IX, Warszawa 1960.
5. Dobrzański B., Malicki A.: Gleby województwa krakowskiego i rzeszowskiego (The Soils of Cracow and Rzeszów provinces). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B. vol. IV, 6, Lublin 1950.
6. Dylik J.: O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski (Du caractère périglaciaire de la Pologne Centrale). Łódzkie Tow. Nauk. z. VII, Łódź 1953.
7. Fleszar A.: Próba morfogenezy Karpat położonych na północ od Krosna. Kosmos, t. XXXIX, Lwów 1914.
8. Grzybowski J.: Ark. Ustrzyki Dolne Turka i Bolechów. Atlas Geologiczny Galicji, z. XXV; Kraków 1911.
9. Jahn A.: Wyżyna Lubelska, Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). Prace Geogr. IG PAN, nr 7, Warszawa 1956.
10. Klimaszewski M.: Z morfologii doliny Sanu pomiędzy Łeskiem a Przemyślem. Przegl. Geogr. t. XVI, Warszawa 1936.
11. Klimaszewski M.: Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocławskiego Tow. Nauk., seria B, nr 7, Wrocław 1948.
12. Klimaszewski M.: Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym (The Geomorphological Development of Poland's Territory in the Pre-Quaternary period). Przegl. Geograf., t. XXX, z. 1, Warszawa 1958.
13. Klimaszewski M.: Podział morfologiczny południowej Polski. Czasopismo Geogr., t. XVII, z. 3—4. 1939/46, Wrocław 1946.
14. Krygowski B.: O jednorocznych warstewkach pokrywy stokowej w okolicy Białowej (The One-year Layers of the Slope cover of the Pogórze Karpackie). Zeszyty Nauk. Univ., im. A. Mickiewicza w Poznaniu, nr 3, Poznań 1960.
15. Nowak J.: Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927.
16. Pawłowski S.: O terasach w dolinie Wisłoki. Pokłosie Geograficzne, Lwów — Warszawa 1925.
17. Pokorny W.: Przyczynek do dawnej penepłeny karpackiej w okolicach Chyrowa. Kosmos, t. XXXV, Lwów 1911.
18. Pokorny W.: Kilka przyczynków odnoszących się do historii doliny Strwiąża. Kosmos, t. XXXVIII, Lwów 1913.
19. Regionalna Geologia Polski. T. I, Karpaty, z. 1, Stratygrafia, Kraków 1951, z. 2, Tektonika, Kraków 1953.
20. Rehman A.: Ziemia dawnej Polski. T. 1, Karpaty, Lwów 1894.

21. Romer E.: Lekcja geomorfologii na przykładzie krajobrazu Rabki. Czasopismo Geograficzne, t. XVIII, 1947—48, Wrocław 1948.
22. Rudnicki S.: Znadoby do morfologii pidkarpackoho stoczyszczu Dnistra. Zbirnyk mat. prir. sek. Tow. Szewczenka, t. X, Lwów 1907.
23. Starkel L.: Arkusz Lesko. Sprawozdanie na Konferencji Instytutu Geomorfologii Gór i Wyżyn IG PAN, Kraków 1960.
24. Starkel L.: Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie (The Development of the Flysch Carpatians Relief during the Holocene). Prace Geogr. IG PAN, nr 22, Warszawa 1960.
25. Teisseyre H.: Czwartorzęd na Przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil. Roczniki P. T. Geol., t. XIII, Kraków 1938.
26. Wiśniowski T.: Arkusz Dobromil. Atlas Geologiczny Galicji, z. XXI, Kraków 1908.

РЕЗЮМЕ

Исследованный район охватывает 350 км² площади и расположен между бассейнами рек Сана и Стрвионжа в Бещадах (Флишевые Карпаты). Выделены 6 доплейстоценовых денудационных уровней абсолютной высотой 700, 650, 600, 540, 520 и 500 м. Уровень 600 м. соответствует по высоте и возрасту известному в западных Карпатах средигорному уровню нижнесарматского времени образования, а уровень 520 м — нижнеплиоценовому предгорному (уровень погорий) уровню. Уровень 540 м создан непосредственно перед образованием предгорного уровня и состоит из образовавшихся в условиях сухого климата педиментов. В зонах более отдаленных от водораздела он становится слабо выраженным. Из плейстоценовых форм выделено 8-ми метровую надпойменную террасу, сложенную гравием залегающим на цоколе из плотных пород, а также мелкие денудационные формы. Они датированы временем балтийского оледенения. Формы более древних оледенений очень сильно разрушены. Голоценовый морфогенезис проявился врезанием долин в надпойменную террасу, созданием пойменной террасы и расчленением склонов сетью оврагов. Гидрографические изменения проявлялись в создании в верхнем сармате ряда длинных долинных понижений, приуроченных к зонам мягких горных пород, а затем их расчленением в результате поочередно возникавших регрессивных долин прорыва. Таким образом создан поперечно простирающийся водораздел. В результате различий в углах наклона падения рек, современный водораздел подвергается передвижению в пользу бассейна Сана. Выделены два геоморфологических района с разделяющей их границей, простирающейся вдоль северного края центральной карпатской депрессии.

R É S U M É

Les investigations étaient faites sur le territoire de 350 km² situé entre les bassins fluviaux de San et de Strwiąż dans les Bieszczady (Karpates de flysch). On a distingué 6 surfaces d'aplanissement d'avant le Pléistocène dont les hauteurs absolues étaient de 700, 650, 600, 540, 520 et 500 m. La surface de 600 m a été identifiée avec le niveau „śródgórski” du Sarmatien inférieur, celle de 520 m — avec le niveau „pogórski” du Pliocène inférieur. La surface de 540 m s'est formée immédiatement avant la formation du niveau „pogórski”. Elle se compose de pédiments formés dans les conditions d'un climat sec. Elle subit un effacement dans les zones éloignées de la ligne de partage. Des formes de Pléistocène on a distingué les petites formes de dénudation et une terrasse de 8 m construite de galets couvrant le fond rocheux. On les classifie pour la dernière glaciation (Würm). Les formes des glaciations plus anciennes sont fortement détruites. La morphogenèse d' Holocène s'est fait voir dans les entailles de la terrasse mentionnée, dans la formation d'une plaine inondable et dans un réseau de ravins coupant les pentes. Les changements hydrographiques consistaient dans la création, dans le Sarmatien supérieur, d'un nombre de dépressions formées de plusieurs vallées et liées avec les zones des roches peu résistantes et ensuite dans leur démembrement en résultat des captures qui se formaient successivement. Ainsi s'est formé la direction transversale de la ligne de partage. En résultat de la différence d'inclinaison, la ligne de partage subit actuellement une translocation au profit du bassin fluvial de San. On a distingué deux régions géomorphologiques voisinant entre elles le long de la bordure Nord de la dépression karpatique centrale.



Objaśnienia znaków:

1 — poziomy 760—820 m n.p.m., 2 — poziom 700 m n.p.m., 3 — przypuszczalny poziom 650 m n.p.m., 4 — poziom śródgórski (600 m n.p.m.), 5 — poziom pedymencji, 6 — poziom pogórski (ok. 520 m n.p.m.), 7 — pliocenńska terasa erozyjna, 8 — europejski dział wodny, 9 — kierunki dawnych przepływów wód

Explications des signes:

1 — niveaux de 760 à 820 m (hauteur absolue), 2 — niveau de 700 m (hauteur absolue), 3 — niveau supposé de 650 m (hauteur absolue), 4 — niveau „śródgórski” (600 m hauteur absolue), 5 — niveau de pédimentation, 6 — niveau „pogórski” (moyen 520 m hauteur absolue), 7 — terrasse d’érosion de Pliocène, 8 — ligne européenne de partage, 9 — direction d’anciens cours d’eau.

Szkic rozmieszczenia poziomów morfologicznych (poziomice prowadzone co 50 m)
Esquisse de situation des niveaux morphologiques (courbes de niveau à tous les 50 m)

