

Kazimierz PEKALA

**Elementy rzeźby przedczwartorzędowej
w dorzeczu górnego Sanu w Bieszczadach**

Элементы дочетвертичного рельефа в бассейне Верхнего Сана в Бещадах

The Pre-Quaternary Relief Elements in the Upper San Basin in the Bieszczady

Rozwój rzeźby Karpat Fliszowych rekonstruowany jest głównie na podstawie analizy powierzchni destrukcyjnych, powstałych w sprzyjających warunkach klimatycznych w okresach względnego spokoju tektonicznego (4). Zachowały się one we fragmentach na obszarze całego łuku Karpat. Na podstawie badań przeprowadzonych w różnych częściach Karpat wydzielone zostały trzy powierzchnie zrównań częściowych, do których zaliczono: sarmacki poziom śródgórski, pontyjski poziom pogórski i górnoplioceniński poziom nazwany dolinnym (2, 4, 11, 15). Datowanie takie w ostatnich latach poddawane jest rewizji (1, 3, 13). Wiek wymienionych zrównań ujmuje się obecnie inaczej w świetle najnowszych wyników badań ruchów tektonicznych Karpat i ich przedpola (6) oraz badań osadów korelatywnych w stosunku do procesów kształtujących poziom doliny (1). Wiek poziomu śródgórskiego przesunięto na dolny pliocen (pont), a poziomu dolinnego na Villafranchien. Dla poziomu pogórskiego nie znaleziono odpowiednika w postaci osadów korelatywnych na przedpolu Karpat. Powstanie jego przeważnie wiąże się obecnie umownie z górnym pliocenem (lewantem), którego klimat sprzyjał procesom pedyplanacji (12, 13). Obserwacje w dorzeczu Strwiąża (3) wskazują jednak na możliwość rozwoju poziomu pogórskiego w wilgotnym i ciepłym klimacie środkowego pliocenu.

W nawiązaniu do badań L. Starkla (12) wykonano w latach 1964—1966 zdjęcie geomorfologiczne górnej części dorzecza Sanu w Bieszczadach, którego rzeźba starsza dotychczas nie została opracowana. Z tego

względu zdecydowano się na podanie szeregu faktów dotyczących rzeźby preglacjalnej obszaru charakteryzującego się w stosunku do terenów przyległych od północo-zachodu i północy największą amplitudą wypiętrzenia (14). Obejmuje on najwyższe partie Bieszczadów Zachodnich znajdujących się w granicach Polski. W skład badanego terenu wchodzi trzy jednostki tektoniczno-facjalne. Południowo-zachodnia część zbudowana jest z warstw górnokredowych i eoceńskich jednostki dukielskiej. Wąską strefę u czoła jednostki dukielskiej tworzy tzw. jednostka przeddukielska, o skomplikowanej tektonice. Odsłaniają się tu skały wieku od dolnej kredy do oligocenu włącznie. W morfologii jednostka ta zaznacza się w postaci rozległego obniżenia dolinnego, w którym płynie Wołosatka. Część północno-wschodnią zaś, począwszy od Szerokiego Wierchu (1268 m n.p.m.) i Tarnicy (1346 m n.p.m.) aż po dolinę Sanu, budują warstwy krośnieńskie datowane na górny eocen i oligocen (5, 7, 16). Jest to południowa część centralnej depresji karpackiej. Różna odporność skał podłoża na procesy rzeźbotwórcze oraz sieć spękań i uskoków tektonicznych wpłynęły na rozwój rzeźby o charakterze strukturalnym. Serie skał odpornych stanowią grzbiety monoklinalne, zaś w seriach miękkich są wy-preparowane obniżenia i doliny subsekwentne. W strefach spękań i uskoków tektonicznych rozwinęły się doliny poprzeczne.

W dorzeczu Wołosatego i górnego Sanu zachowały się na różnych wysokościach trzy powierzchnie zrównań, odpowiadające wymienionym poziomom: śródgórskiemu, pogórskiemu i dolinnemu. Na podstawie analizy resztek tych zrównań sporządzono trzy uproszczone mapki paleomorfologiczne (ryc. 1, 2, 3), ilustrujące w ogólnych zarysach stadia rozwojowe omawianej części Bieszczadów w okresie przedczwartorzędowym.

P o z i o m ś r ó d g ó r s k i. Spłaszczenia znajdujące się w strefie pasm połonińskich Bieszczadów na wysokości 1000—1200 m n.p.m. (około 400—550 m ponad dnami głównych dolin) można paralelizować z poziomem śródgórskim Karpat Zachodnich (2, 4, 10, 12). Na podstawie analizy stosunków wysokościowych i budowy geologicznej można zestawzić nieliczne elementy tej rzeźby (ryc. 1). Powierzchnia tego zrównania jest silnie zniekształcona przez wy-preparowanie ławic i serii skał odpornych w młodszych fazach rozwoju rzeźby. Powyżej zasadniczej powierzchni poziomu śródgórskiego występuje rzeźba o charakterze ostańców twarżycowych. Zachowały się wąskie i nie wyrównane grzbiety monoklinalne (fot. 2) oraz stożkowate i kopulaste wzgórza sięgające ponad 1300 m n.p.m. (Tarnica 1346 m). Wyznaczają one powierzchnię szczytową (14), której wysokość w stosunku do zrównania śródgórskiego wynosi 100—200 m. Wysokość samego zrównania rośnie w kierunku wschodnim, wykazując przy tym zaburzenia lokalne, prawdopodobnie natury tektonicznej. Szczególnie jaskrawo zaznacza się to na północno-zachodnich krań-



Ryc. 1. Elementy rzeźby poziomu śródgórskiego; 1 — zasięg występowania płaskich fragmentów zrównania 1100—1200 m n.p.m., 2 — kopulaste wierzchołki w poziomie spłaszczeń 1100 m n.p.m., 3 — elementy rzeźby wznoszące się ponad spłaszczenia poziomu śródgórskiego

Elements of relief intramountainous surface; 1 — range of occurrence of flat plateaus 1100—1200 m a.s.l., 2 — dome-shaped summits in the planation surface 1100 m a.s.l., 3 — elements of relief increasing above the intramountainous planation surface

cach Bukowego Berda i Szerokiego Wierchu, gdzie powierzchnia poziomu jest obniżona o około 80 m w strefie uskoku tektonicznego. Wzrost wysokości obserwuje się również w kierunku południowym, w masywie Wielkiej i Małej Rawki. W pasmie Połoniny Bukowskiej wysokość tego poziomu jest mniejsza niż w grupie Tarnicy i Halicza.

O rzeźbie z okresu tworzenia się zrównania śródgórskiego i pierwszych etapów jego przekształcania niewiele obecnie można powiedzieć. W tym czasie istniało już parę obniżen dolinnych: podłużne obniżenie dolinne w strefie przeddukielskiej, subsekwentne obniżenie pomiędzy Bu-

kowym Berdem i Krzemieniem a Szerokim Wierchem i Tarnicą (obecnie dolina Terebowca i górnej Wołosatki), obniżenie doliny Sanu i obniżenie poprzeczne do struktur podłoża na linii dzisiejszej doliny Wołosatego.

P o z i o m p o g ó r s k i. Poziom ten na obszarze badanym również nie stanowi zwartych powierzchni, ale zachował się znacznie lepiej niż śródgórski. Różnica wysokości między tymi dwoma zrównaniami wynosi 150—200 m. Poziom pogórski tworzą spłaszczenia i wyrównane grzbiety podłużne (monoklinalne) oraz poprzeczne (ryc. 2, fot. 4). Wysokość omawianego poziomu wynosi 840—860 m n.p.m. w dolinie Wołosatego oraz na grzbiecie pasma Jeleniowaty, które oddziela dolinę Sanu i dolinę potoku Muczny. Natomiast w strefie źródłowego odcinka Sanu, powyżej ujścia potoku Roztoki, oraz w dolinie Wołosatki i Terebowca poziom pogórski wznosi się 900—970 m n.p.m. Przeciętna wysokość względem dolin wynosi więc 200—270 m przy nachyleniu 2° — 5° w kierunku osi dolin. Tylko na północnym skłonie głównego pasma połonińskiego występują większe nachylenia powierzchni, dochodzące do 7° . Tak duże nachylenie wiąże się prawdopodobnie ze zróżnicowaniem amplitudy ruchów neotektonicznych (12, 14). Poziom ów rozcięty jest głębokimi dolinami poprzecznymi wytworzonymi głównie w strefach uskoków i intensywnych spękań tektonicznych. Widoczne to jest na przykładzie Roztoki i dopływów Mucznego. Bystrej i potoku Sucha. Doliny tych potoków na wielu odcinkach nawiązują do uskoków.

Analiza morfometryczna oraz obserwacje terenowe pozwalają na przypuszczenie, że w trakcie formowania się poziomu pogórskiego i w czasie jego rozcinania następowały zmiany sieci hydrograficznej. Prawdopodobnie w tym czasie powstał przełomowy odcinek Terebowca między Szerokim Wierchem a Kiczera i przełom górnej Wołosatki między Tarnicą a Menczyłem.

P o z i o m d o l i n n y. Ciągnie się on wzdłuż większych dolin, zarówno podłużnych jak i poprzecznych, ale często wkracza także na przełęcze. Ścina on skały charakteryzujące się różną odpornością (łupki menilitowe, łupki serii krośnieńskiej, piaskowce otryckie). Jego spadek nie zawsze zgodny jest z kierunkiem dolin. W dużych dolinach podłużnych waha się w granicach 2° — 4° . Jest on także wyraźnie nachylony w kierunku osi dolin. Wielkość tego nachylenia jest dość zmienna i wynosi zwykle 3° — 7° . Wysokość bezwzględna omawianego systemu zrównania kształtuje się w granicach 740—800 m n.p.m. Wysokości względne maleją w kierunku górnych odcinków dolin, gdzie i powierzchnia zrównania uległa znacznemu przekształceniu pod wpływem plejstocenijskich procesów denudacyjnych.

Poziom dolinny na znacznych przestrzeniach zachował się w obrębie doliny Sanu w rejonie ujścia potoku Roztoki, w kotlinie Ustrzyk Górnych oraz w górnym odcinku doliny Wołosatki. Już samo rozmieszcze-



Ryc. 2. Elementy rzeźby poziomu pogórskiego; 1 — zasięg występowania płaskich fragmentów poziomu pogórskiego, 2 — zbocza powstałe w wyniku rozcięcia poziomu śródgórskiego, 3 — elementy rzeźby starszej wznoszące się ponad poziomem pogórskim

Elements of relief of submountainous surface; 1 — range of occurrence of flat fragments of submountainous surface, 2 — slopes developed in result of erosion slit of intramountainous surface, 3 — elements of older relief increasing above the submountainous surface

nie dużych powierzchni zrównania wskazuje na jego rozwój uzależniony od lokalnych warunków morfostrukturalnych. W dolinie Wołosatki do tego poziomu nawiązuje czwartorzędowe (plejstocénskie) zrównanie denudacyjne powstałe w wyniku wietrzenia skał podłoża, soliflukcji i spłukiwania (9).

Na powierzchni poziomu dolinnego w Ustrzykach Górnych znajduje się cienka (około 1,5 m) pokrywa żwirowa. Występujące w niej żwiry są intensywnie zwietrzałe chemicznie i tkwią w brunatnej, piaszczysto-



Ryc. 3. Elementy rzeźby poziomu dolinnego; 1 — zasięg występowania płaskich fragmentów poziomu zrównań dolinnych, 2 — zbocza powstałe w wyniku rozcięcia poziomu pogórskiego, 3 — elementy rzeźby starszej (pogórskiej i śródgórskiej) wznoszące się ponad poziomem dolinnym

Elements of relief of river valley surface; 1 — range of occurrence of flat fragments of valley planation surface, 2 — slopes developed in result of erosion of submountainous surface, 3 — elements of older relief (submountainous and intramountainous) raising above the valley surface

-ilastej glinie. Średnica żwirów dochodzi do 30 cm, a we frakcji przeważającej 10—15 cm. Spotykamy wśród nich okazy o różnym stopniu obróbki. Dla ilustracji można podać udział poszczególnych klas obtoczenia określonego metodą A. Cailleux: 50—200 — 21%, 200—400 — 24%, 400—600 — 45% i ponad 600 — 10%. Pokrywą aluwialną charakteryzującą się nieco niższymi współczynnikami obtoczenia stwierdzono również na dziale wodnym pomiędzy Muczynym a potokiem Roztoki. Jest to tłupek żwirowy zawierający otoczaki o średnicy powyżej 30 cm. Materiał ten prawdopodobnie pochodzi z doliny Roztoki, a współczynniki obtoczenia



Fot. 1



Fot. 2

żwirów są podobne jak w przypadku rumowiska współcześnie transportowanego w korycie. W Ustrzykach Górnych zaś, w korycie Wołosatego żwiry współczesne są lepiej obtoczone. Duży udział materiału słabo obtoczonego (współczynniki obtoczenia do 200) w aluwjach poziomu dolinnego wskazuje na znaczną dostawę rumowiska ze zboczy, podcięć erozyjnych i dolin bocznych.

Dokładniejsza analiza stosunków wysokościowych poziomu dolinnego w poszczególnych dolinach pozwala na stwierdzenie, że jego rozwój zależał od warunków lokalnych. Tego rodzaju przypadki są dość powszechne. Jako przykład może posłużyć dolina prawego (wschodniego) dopływu Wołosatego w Bereżkach i dolina Terebowca. Poziom dolinny, tworzący strefę wododzielną pomiędzy tymi dolinami, powstał w nawiązaniu do ówczesnego dna doliny Terebowca, zaś w sąsiedniej dolince rozwijał się już w powiązaniu z doliną Wołosatego. Różnica wysokości tych dwu baz wynosi obecnie około 50 m. Podobna sytuacja istniała w górnym odcinku doliny Muczego (ryc. 3).

Poziom zrównań dolinnych nie sięgnął daleko w górę dolin poprzecznych wytworzonych na północnym skłonie tektonicznego wypiętrzenia. Południowe dopływy Muczego: Bystra, Sucha oraz Roztoki miały doliny wąskie i głębokie, o dużym spadku. Rozwój poziomu dolinnego w rejonie dzisiejszego międzyrzecza Sanu, Muczego i potoku Roztoki związany był z dwoma odrębnymi bazami denudacyjnymi (ryc. 3). Zrównanie wytworzyło się tu jednocześnie w dwu różnych poziomach; różnica wysokości wynosi obecnie 25—45 m. W rzeźbie uwidatnia się to wyraźnym, częściowo zdenudowanym progiem nie związanym ze strukturą. Wynika stąd pozorna niezgodność rozwoju rzeźby wyrażona obecnością „dodatkowego” poziomu. Podobne sytuacje spotyka się w strefach wododzielnych na obszarze Pogórza Przemyskiego i w dorzeczu Strwiąża (8, 3), gdzie główną rolę odegrała struktura i zmiany sieci hydrograficznej. Te ostatnie odbywały się na drodze erozji wstecznej, przesuwania działów wodnych i tworzenia kaptazy. Przykładów dostarcza między innymi międzyrzecze Sanu, Muczego i potoku Roztoki, gdzie sieć hydrograficzna uległa zmianie w czasie rozwoju poziomu dolinnego. Była to ostatnia główna faza kształtowania się sieci hydrograficznej omawianego terenu.

Przedstawione fakty nie wyczerpują w pełni problemów morfogenezy przedplejstoczeńskiej najwyższej części Bieszczadów Zachodnich. Nie rozwiązują też zagadnienia wieku poziomów destrukcyjnych. Stanowią one przyczynek do pełniejszej analizy powierzchni zrównań, które obecnie prześledzić można od najwyższych partii Karpat Wschodnich, znajdujących się w granicach Polski, po ich strefę brzeżną. W badanej części Bieszczadów najwyższy poziom śródgórski jest na wysokości 1000—1200 m n.p.m., zaś na zachód, w strefie głównych pasm bieszczadzkich, jego wy-

sokość wynosi 900—1050 m n.p.m. Na północ od tej strefy omawiany poziom wznosi się do wysokości 600—750 m n.p.m. (12, 13). Na Pogórzu Przemyskim w okolicy Birczy i Cisowej fragmenty poziomu śródgórskiego występują w strefach wododzielnych na wysokości 500 m n.p.m. (8). W dorzeczu Strwiąża wysokość tego poziomu waha się w granicach 600—800 m n.p.m. (3). Łatwe jest więc powiązanie fragmentów tego zrównania na całym wymienionym obszarze, gdzie jest ono zachowane najlepiej w obrębie występowania w podłożu skał odpornych na procesy denudacyjne. Biorąc pod uwagę obecność utworów sarmackich pod fliszem karpackim jednostki skolskiej (6) i występowanie fragmentów zrównań (8), należy przypuszczać, że poziom śródgórski w strefie Pogorza jest młodszymi od attyckiej fazy tektonicznej Karpat. Z tych względów wydaje się słusznym datowanie tego poziomu na pliocen — pont (13). Natomiast z sarmatem należałoby wiązać powierzchnię szczytową występującą w Bieszczadach na wysokości około 1300 m n.p.m. i wykazującą zaburzenia natury tektonicznej.

Niższy poziom pogórski występuje na znacznych przestrzeniach, lecz o jego wieku można jedynie sądzić poprzez odniesienie i nawiązanie do obszarów przyległych do terenu badań. Jego wysokość względna wynosi 170—250 m na Pogórzu i w Bieszczadach (9, 11, 12, 13), zaś w strefie działu europejskiego około 120—130 m (3). Dobrze jest zachowany w obrębie występowania w podłożu skał o średniej odporności i posiada cechy pedymentu. Pewne różnice w wyglądzie poziomu pogórskiego są w niektórych rejonach dorzecza górnego Strwiąża (3), częściowo w górnym dorzeczu Wiaru. Różnice te są wywołane raczej rodzajem podłoża (ułożeniem i odpornością), morfogenezą późniejszą (wypreparowanie twarzdzielców) i, być może, blokowymi zaburzeniami tektonicznymi. Jednak cechy morfologiczne tego zrównania przemawiają za jego rozwojem w półsuchych warunkach klimatycznych panujących w lewancie (górny pliocen).

Względnie łatwy do rekonstrukcji i powiązania jest poziom dolinny, datowany na Villafranchien (1, 13). Posiada on pokrywę aluwialną w wielu miejscach, począwszy od górnych odcinków dolin aż po brzeg Karpat. Słabo wysegregowany i obtoczony materiał aluwialny wskazuje na wzmoczoną dostawę rumowiska do ówczesnych dolin. Stwarzało to warunki sprzyjające utworzeniu się stożków napływowych na przedpolu Karpat.

LITERATURA

1. Dżułyński S., Kryśowska-Iwaszkiewicz M., Starkel L.: O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej (On Lower Quaternary Gravels in the Sandomierz Basin). *Studia Geom. Carpatho-Balcanica*, vol. II, Kraków 1968, ss. 63—76.

2. Fleszar A.: Próba morfogenezy Karpat położonych na północ od Krosna (Sur la morphogénèse des Karpathes situées au Nord de Krosno). *Kosmos*, t. XXXIX, Lwów 1914, ss. 99—122.
3. Henkiel A.: Rozwój rzeźby dorzecza Strwiąża — Karpaty Wschodnie (Morphologic Evolution of the Drainage Basin of the Strwiąg River — Eastern Carpathians). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XXIV, Lublin 1969, ss. 99—148.
4. Klimaszewski M.: Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym (The Geomorphological Development of Poland's Territory in the Pre-Quaternary Period). *Przeł. Geogr.*, t. XXX, Warszawa 1958, ss. 3—43.
5. Koszarski L., Żytko K.: Łupki jasielskie w serii menilitowo-krośnieńskiej Karpat Środkowych (Jasło Shales within the Menilite-Krosno Series in the Middle Carpathians). *Biuletyn IG* nr 166, Warszawa 1961, ss. 218—232.
6. Ney R.: Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpacciego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu (The Role of the „Cracow Bolt” in the Geological History of the Carpathian Fore-deep and the Distribution of Oil and Gas Deposits). *Prace Geol.*, nr 45, Kraków 1968, s. 83.
7. Opolski Z.: O stratygrafii warstw krośnieńskich (Sur la stratigraphie des couches de Krosno). *Sprawozdania PIG*, t. VII, z. 4, Warszawa 1933, ss. 565—636.
8. Pękala K.: Ewolucja relików rzeźby neogeńskiej w strefie wododzielnej na przykładzie okolicy Cisowej — Karpaty Wschodnie (Relicts of the Neogene Relief: their Evolution in Water-divide Areas. An Example from the Carpathians). *Folia Soc. Sc. Lublinensis, sec. D*, t. 7/8, Lublin 1968, ss. 65—70.
9. Pękala K.: Wpływ lokalnych podstaw erozyjnych na kształtowanie systemu teras (na przykładzie dorzecza Wołosatego) (The Influence of Local Base Levels on the Formation of Terrace Systems (as Exemplified by the Wołosaty River Basin)). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XXI, Lublin 1968, ss. 185—219.
10. Sawicki L.: Z fizjografii Karpat Zachodnich. *Archiwum Naukowe*, Lwów 1909, s. 108.
11. Starkel L.: Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą (Morphological Development of the Escarpment of the Pogórze Karpackie between Dębica and Trzciana). *Prace Geogr. IG PAN* nr 11, Warszawa 1957, s. 152.
12. Starkel L.: Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (na przykładzie dorzecza górnego Sanu) (Geomorphological Development of the Polish Eastern Carpathians (upon the Example of the Upper San Basin)). *Prace Geogr. IG PAN*, nr 50, Warszawa 1965, s. 160.
13. Starkel L.: The Age of the Stages of Development of the Relief of the Polish Carpathians in the Light of the Most Recent Geological Investigations. *Studia Geom. Carpatho-Balcanica*, t. III, Kraków 1969, ss. 33—44.
14. Teisseyre H.: Powierzchnia szczytowa Karpat (La surface des faites des Karpates). *Prace Geogr. wydawane przez E. Romera*, t. X, Lwów 1928, ss. 67—113.
15. Teisseyre H.: Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia (Sur les problèmes morphogéniques de l'avant-pays des Karpates Orientales Polonaises). *Sprawozdania PIG*, t. VII, z. 3, Warszawa 1933, ss. 447—454.

16. Tokarski A. K.: Rzeźba południowo-zachodnich stoków Bukowego Berda na tle budowy geologicznej (Bieszczady) (The Relief of South-western Slopes of the Bukowe Berdo on the Background of the Geological Structure (Bieszczady Mts)). *Studia Geom. Carpatho-Balcanica*, vol. IV, Kraków 1970, ss. 249—259.

OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

Fot. 1. Powierzchnia zrównań 1000 i 1200 m n.p.m. stopniowo opadające ku dolinie Sanu (fot. autor).

Fot. 2. Krzemień (1335 m n.p.m.). Typ grzbietu monoklinalnego (fot. autor).

РЕЗЮМЕ

Анализ дочетвертичного рельефа верхнего бассейна Сана проводился на основе полевых исследований, осуществленных в 1964—65 гг., и на основе литературных данных. Установлены элементы уровней частичных выравниваний. На основе этих фрагментов были составлены палеоморфологические карты следующих уровней: внутригорного, предгорного и долинного.

Внутригорный уровень (рис. 1) в Бещадах наблюдается на высоте 1000—1200 м н.у.м. Лучшее всего он сохранился в тех зонах, где в основании залегают породы, устойчивые к денудационным процессам. На основании материалов, собранных автором, и литературных данных (13) возраст внутригорного уровня был отнесен к нижнему плиоцену — понту. Поверхность выше расположенных вершин (в Бещадах она выступает на высоте 1300 м н.у.м.) автор относит к сармату. Эта поверхность проявляет нарушения тектонического характера.

Предгорный уровень наблюдается на высоте 900—970 м н.у.м. (рис. 2). Он хорошо сохранился в пределах пород со средней устойчивостью и обладает чертами педимента. Морфологические черты свидетельствуют о его развитии в полусухом климате, господствовавшем в левантинском ярусе (верхний плиоцен).

Долинный уровень (рис. 3), датируемый Villfranchien'ом (1, 13) в бассейне верхнего Сана хорошо сохранился во всех больших долинах и на нем выступает алювиальный покров. Плохо высортированный и обточенный алювиальный материал этого покрова указывает на усиленную доставку обломочного материала к тогдашним долинам, что создало условия для развития обширных конусов на предгорьях Карпат.

Автор обратил также внимание на местные нарушения в развитии поверхностей выравнивания, вызванные тектоническими явлениями, структурой основания и изменениями в гидрографической сети.

ПОДПИСИ ПОД РИСУНКАМИ

Рис. 1. Элементы рельефа внутригорного уровня. 1 — простираение плоских фрагментов выравнивания 1100—1200 м н.у.м., 2 — куполовидные вершины поверхности выравнивания 1100 м н.у.м., 3 — элементы рельефа, расположенные выше внутригорного уровня.

Рис. 2. Элементы рельефа предгорного уровня. 1 — простираение плоских фрагментов предгорного уровня, 2 — склоны, образованные в результате расчленения внутригорного уровня, 3 — элементы старшего рельефа, возвышающегося над предгорным уровнем.

Рис. 3. Элементы рельефа долинного уровня. 1 — простираение плоских фрагментов долинного уровня, 2 — склоны, образованные в результате расчленения предгорного уровня, 3 — элементы старшего рельефа (внутригорного и предгорного), возвышающегося над долинным уровнем.

Фото 1. Поверхности выравниваний 1000 и 1200 м н.р.м., постепенно опадающие к долине Сана (фото автора).

Фото 2. Кремень (1350 м н.р.м.). Тип моноклиальной гряды (фото автора).

SUMMARY

An analysis of the pre-Quaternary relief of the upper San basin is based on regional observations, which were carried out in the years 1964/66, and on literature on that subject. Elements of three partial surface planations were ascertained. On the basis of these fragments paleomorphological maps were made of the following levels: intramountainous, submountainous and valley.

The intramountainous level (fig. 1) occurs in the Bieszczady at a height of 1000—1200 m a.s.l. It is best preserved in the Zone of occurrence in the base of rocks resistant to degradation processes. On the strength of the authors material from the plateau region and in accordance with literature (13) the age of the intramountainous planations is defined as the lower Pliocene — pont. While with the Sarmation the author connects the summit surface occurring in the Bieszczady at a height of about 1,300 m a.s.l. and indicating to disturbances of a tectonical nature.

The submountainous level occurs at a height of 900—970 m a.s.l. (fig. 2). It is well preserved within the zone of average resistant rocks and possesses pediment characteristics. The morphological characteristics ascertain its development in an semi-arid climate which predominated in the Upper Pliocene.

The valley level (fig. 3) dated on the Villafranchien (1, 13) in the upper San basin is well preserved in all the larger valleys and an alluvial cover occurs on it. The weakly sort out and coated alluvial material of the cover indicates to the increased supply of rubble to the valleys of that

time which created conditions for the development of extensive taluses on the Karpaty foreland.

Attention was also paid to local disturbances in the development of the planation surface created by tectonical occurrences, subgrade structure and hydrographical net changes.

EXPLANATIONS TO PHOTOS

Photo 1. Planations surface of 1000 and 1200 m a.s.l. gradually lowering towards the San valley.

Photo 2. Krzemień Mts. (1335 m a.s.l.). Type of monoclinic ridge.