

Andrzej HENKIEL

Rzeźba strukturalna Karpat fliszowych

Структурный рельеф Карпат

Structural Relief of the Carpathian Mountains

WSTĘP

Karpaty fliszowe, mimo pozornie monotonnej budowy geologicznej, należą do klasycznych obszarów rzeźby strukturalnej. Szczegóły ukształtowania linii grzbietowych, zboczy dolin, koryt rzecznych uzależnione są najczęściej od przebiegu wychodni pakietów lub poszczególnych ławic skalnych o określonej odporności, a układ grzbietów i dolin wiąże się z przebiegiem fałdów i występowaniem w nich serii skalnych zróżnicowanych litologicznie. Także rzeźba większych jednostek geomorfologicznych wykazuje związki ze stylem tektonicznym większych jednostek płaszczowinowych i ich składem litostratygraficznym. Te wieloplanowe związki rzeźby z budową geologiczną Karpat fliszowych podkreślali od dawna geografowie i geolodzy. Już K. Benoni (6) w r. 1880 klasyfikował doliny górnych dorzeczy Strwiąża i Dniestru pod względem tektonicznym. Dzielił je na poprzeczne i podłużne — synklinalne i antyklinalne. Uważał, że doliny antyklinalne powstały przez rozdarcie sklepień fałdów siłami górotwórczymi. Także A. Rehman (70) zwracał uwagę na zależność rzeźby Karpat Wschodnich od ich budowy geologicznej. Rusztowy charakter orografii Karpat Wschodnich uzależniony od przebiegu fałdów podkreślali w swych pracach S. Rudnicki (72), E. Romer (71) i A. Fleszar (21). Autorzy ci, a także J. Smoleński (80) uważali, że dostosowanie sieci dolinnej do budowy Karpat nastąpiło w drodze epigenezy, poprzez wytworzenie penepłeny i jej rozcięcie wzdłuż wychodni skał mniej odpornych. W. Łoziński (46) wiązał układ sieci rzecznej z wielkoskalowymi elementami tektonicznymi.

W późniejszych latach przedstawione zostały syntetyczne poglądy na rzeźbę strukturalną Karpat fliszowych. H. Świdziński (91) stwierdza, że w zasadzie rzeźba Karpat fliszowych jest dostosowana do odporności skał i wykazuje pewną niezależność od tektoniki. Rzeźba zgodna lub inwersyjna występuje w zależności od położenia najodporniejszego kompleksu skalnego w profilu stratygraficznym danej jednostki. Te skutki morfologiczne są według H. Świdzińskiego wynikiem długotrwałego działania procesów niszczących, wyrazem starości morfologicznej. K. Tołwiński (102) pisze, że rzeźba Karpat fliszowych jest wyrazem ich budowy wewnętrznej. Morfologia podkreśla tektonikę i ułatwia jej rozpoznanie. Tak jak regularne pasma Bieszczadów i Gorganów odzwierciedlają plan skibowej budowy ze szczegółami drugorzędnych depresji i elewacji, tak gniazda górskie Beskidu Wysokiego i Wyspowego odsłaniają budowę nasuniętych mas magurskich, a bloki Beskidu Śląskiego i Małego odpowiadają płasko nasuniętym krom płaszczowiny śląskiej. Rzeźba jest według K. Tołwińskiego młoda i nie tylko nie zaciemnia, ale przeciwnie, podkreśla i uwydatnia obraz tektoniczny. Zdaniem L. Starkla (83) rzeźba strukturalna Karpat fliszowych jest rezultatem prostego wypreparowania uprzednio ściętych, stromo ustawionych odpornych kompleksów, a nie długotrwałego procesu stopniowego obniżania antyklin, odwracania sieci rzecznej i działów wodnych. Jest więc w zasadzie epigenetyczna, powstała dzięki policyklicznemu rozwojowi morfologicznemu.

Od czasu prac M. Limanowskiego (44) i V. Uhliga (105), gdy rozpoznano płaszczowinowy charakter budowy Karpat fliszowych, przedmiotem szczególnego zainteresowania stał się wpływ budowy i labilności podłoża nasuniętych mas fliszowych na szczegóły ich tektoniki i undulacje łańcucha karpackiego, znajdujące także oczywiście swoje morfologiczne odzwierciedlenie. W. Teisseyre (94, 95, 96) analizując wielkie elementy budowy przedmurza Karpat dopatrywał się ich wpływów w planach struktury płaszczowinowej i drugorzędnych jednostek tektonicznych. Podobne stanowisko zajmował J. Nowak (59, 60), polemizując jednak z W. Teisseyrem w sprawie wydzielenia i przebiegu niektórych wielkich jednostek i linii tektonicznych. Autorzy ci są zgodni w poglądach, że zrębowe i wielkopromiennie-fałdowe jednostki przedgórze wraz z dzielącymi je dyslokacjami przedłużają się pod płaszczowiny Karpat i mogą być przyczyną widocznych anomalii w intersekcyjnej budowie jednostek fliszowych. H. Świdziński (90, 91) i K. Tołwiński (102) reasumując osiągnięcia geologii karpackiej okresu międzywojennego w zróżnicowanej budowie i głębokości występowania sztywnego podłoża Karpat widzą przyczynę różnic tektonicznych (i morfologicznych) pomiędzy płasko nasuniętymi jednostkami Beskidów Zachodnich i stromo przełałowanymi Beskidów Wschodnich. Wszyscy ci autorzy dopuszczają

wpływ głębokiego podłoża na rzeźbę powierzchni Karpat pośrednio poprzez uwarunkowanie zasięgu, undulacji i stylu tektonicznego nasuniętych jednostek fliszowych. Zagadnienie bezpośredniego wpływu tektoniki podłoża Karpat na rzeźbę ich powierzchni poruszył H. Teisseyre (93). Jednostki morfologiczne wydzielone na podstawie mapy powierzchni szczytowej wiąże on co prawda zasadniczo z tektoniką fliszu, ale widzi także wpływ tektoniki głębokiego podłoża, a szczególnie wielkich linii dyslokacyjnych. B. Świderski (88, 89) za przyczynę zróżnicowania powierzchni szczytowej uważa przedłużanie się pod Karpaty antyklinorium śląsko-krakowskiego, synklinorium Nidy i antyklinorium świętokrzyskiego.

W ostatnich latach zagadnienie rzeźby strukturalnej polskich Karpat rozpatrywane jest w trzech aspektach. Układ sieci rzecznej i głównych jednostek morfologicznych nawiązywany jest do poprzecznych i podłużnych undulacji górotworu (37, 38, 83). Do depresji i elewacji tektonicznych nawiązywane są także lokalne deformacje poziomów morfologicznych (28, 85). W licznych rozprawach analizowana jest zależność układu grzbietów i dolin oraz ich ukształtowania od litologii i tektoniki powierzchniowej. Opracowania te mają charakter syntetyczny (38, 85) i regionalny (5, 28, 83). Publikowane też były zagadnienia szczegółowe (3, 97) oraz specjalne (4, 27). Zasadnicza koncepcja wpływu głębokiego podłoża i budowy geologicznej na ukształtowanie powierzchni Karpat przedstawiona została w r. 1975 na I Krajowym Sympozjum „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce” (30). Zagadnienie to zostaje rozwinięte w niniejszej rozprawie.

Badania rzeźby strukturalnej prowadzone są także w innych krajach karpaccich. W Karpatach położonych na terytorium ZSRR szczególną rolę odgrywają badania neotektoniczne (24), których wyniki (12, 13, 14, 81) dostarczają informacji o zróżnicowaniu ruchów pionowych w czasie, a także o różnicach reżimu tektonicznego Karpat i obu zapadlisk — przedkarpacciego i zakarpacciego. Badania neotektoniczne nawiązywane są do danych o strukturze głębokiego podłoża, o występowaniu wglębnych rozłamów i zmian grubości skorupy ziemskiej (25). Pokreślana jest w nich rola uskoków i ograniczonych nimi struktur blokowych, wykazujących zindywidualizowane ruchy (2). W Czechosłowacji rozwój geomorfologii strukturalnej determinowany jest silnym rozbiem Karpat Centralnych na poszczególne bloki rozdzielone tektonicznymi kotlinami. Wpływ zróżnicowania struktury na rzeźbę rozpatrywany jest w aspekcie ukształtowania poziomów morfologicznych (45), zróżnicowania aluwii i molas (15, 50), a także bezpośrednich pomiarów geodezyjnych (43). Syntetyczny obraz wpływu młodych ruchów tektonicznych na rzeźbę Karpat słowackich przedstawia E. Mažúr (51). W Karpatach rumuńskich badania rzeź-

by strukturalnej są rozwinięte zarówno w aspekcie zależności rzeźby od litologii i tektoniki, jak też procesów neotektonicznych (53). Przykładami analizy wielkoskalowego zróżnicowania jednostek morfostrukturalnych są prace V. Mihailescu (54) i I. Ichim (32); zależność rzeźby od litologicznego zróżnicowania w obrębie poszczególnych jednostek fałdowych przedstawia I. Ichim (31).

Analiza rzeźby strukturalnej opiera się na możliwie dokładnej znajomości budowy geologicznej, nie tylko zróżnicowania litologicznego i jego intersekcyjnego obrazu na mapie, ale także szeroko pojętej historii rozwoju geologicznego, jego głównych etapów — litogenezy, tektogenezy i orogenezy. W Karpatach możliwości badań morfostrukturalnych są duże ze względu na dobre rozpoznanie budowy geologicznej. Z najważniejszych nowszych opracowań syntetycznych należy wymienić: dla całych Karpat pracę pod redakcją M. Mahela (48); dla Karpat słowackich monografie D. Andrusova (1) oraz M. Mahela i T. Budaya (47); dla Karpat położonych na terytorium ZSRR monografię pod redakcją V. V. Glusko i S. S. Kruglova (22); dla Karpat polskich monografię stratygraficzną F. Biedy i innych (7) oraz tektoniczną M. Książkiewicza (42). Obecny etap badań geologicznych w Karpatach charakteryzują próby rozwiązywania problemów tektonicznych i paleogeograficznych na gruncie nowej tektoniki globu ziemskiego (tektoniki kier lito-sferycznych) przy uwzględnieniu badań geofizycznych (8, 16, 57, 58, 69, 75, 86). Szczególnie istotne są próby wyjaśnienia roli głębokich rozłamów (76), zróżnicowania grubości skorupy ziemskiej (103, 104) oraz zasięgu pod Karpatami niezregenerowanego podłoża platformowego (10, 55, 56, 57, 66, 76, 78, 79, 107). O ile nie ulega wątpliwości dwuetapowy (fałdowanie i nasunięcie) rozwój struktury Karpat fliszowych (42, 55), to zarysowują się różnice poglądów związane z tym właśnie problemem (76). Bezsporna jest niezależność budowy mas fliszowych od ich podłoża tam, gdzie podłoże to zostało stwierdzone bezpośrednimi metodami badań (11, 107, 108).

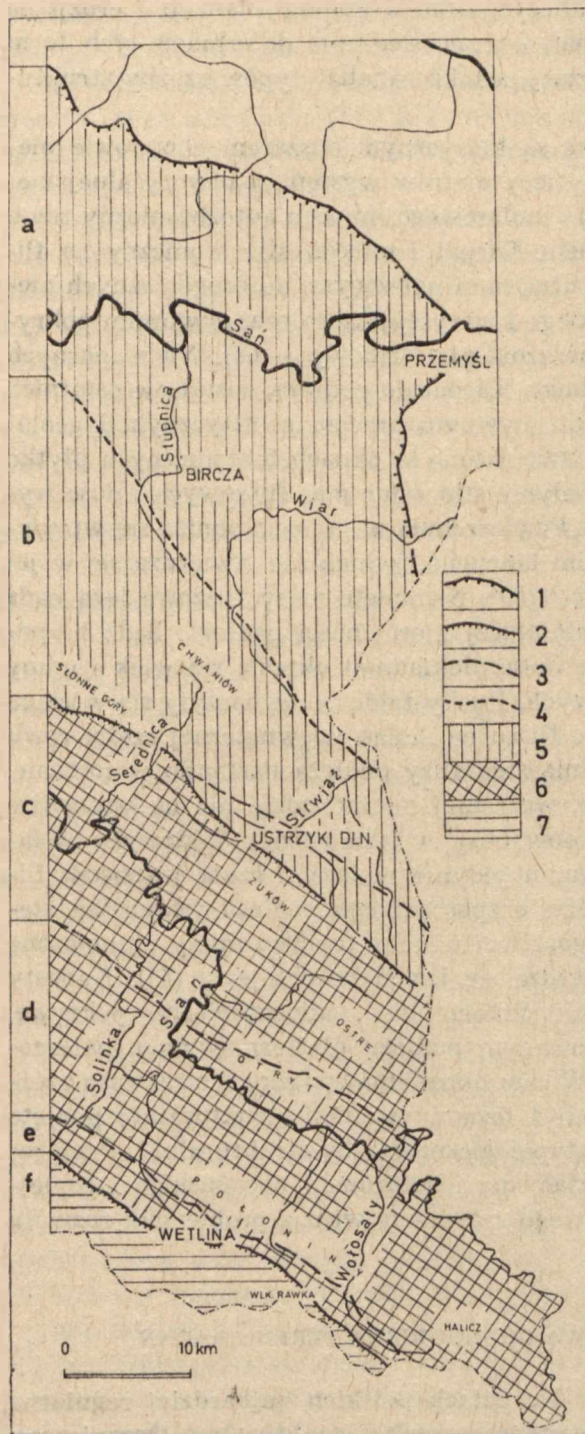
Do najtrudniejszych zagadnień geologii podstawowej należą badania starszych pięter strukturalnych ukrytych pod piętrami młodszymi. Są one na ogół dostępne dzięki głębokim, zatem kosztownym wierceniom. W badaniach pośrednich stosuje się metody geofizyczne, analizę facjalną i strukturalną pięter pokrywowych, a także badania neotektoniczne. Te ostatnie opierają się na założeniu, że zróżnicowanie młodych i współczesnych ruchów tektonicznych na powierzchni w znacznym stopniu zależy od budowy wgłębnej. W badaniach neotektonicznych stosuje się bezpośrednie metody pomiarowe oraz metody pośrednie, do których zalicza się analizę litofacjalną aluwii i metody geomorfologiczne. Analiza rzeźby terenu pozwala sięgnąć niekiedy dość daleko w przeszłość geologiczną i wyznaczyć strefy o określonej tendencji i natężeniu ruchów. Do metod

geomorfologicznych można zaliczyć badania etapów planacji i erozji na podstawie powierzchni zrównań i teras, śledzenie deformacji tych form i zmian w układzie sieci rzecznej, a także analizę typów rzeźby strukturalnej (52).

W Polsce Karpaty fliszowe są klasycznym obszarem o budowie piętrowej. Do głębokości kilku tysięcy metrów występują twory alpejskiego piętra orogenicznego (flisz) i molasowego (miocen autochtoniczny rowu przedgórskiego pod nasunięciem Karpat i miocen allochtoniczny na fliszu). Piętra te podścielone są utworami należącymi do orogenicznych pięter: assyntyjskiego, kaledońskiego i waryscyjskiego oraz utworami pokrywowego piętra alpejskiego (mezozoik platformowy — 68). Wiele spornych problemów, dotyczących stosunku Karpat do podłoża, zostało w ostatnich latach wyjaśnionych dzięki intensywnym pracom geofizycznym i geologicznym. Między innymi nie stwierdzono w oknach tektonicznych płytko występującego podłoża, lecz jedynie stłoczenie mas fliszowych i dość wyrównany spąg nasunięcia (11). Powierzchnia nasunięcia obniża się wprawdzie ku wewnętrznym częściom łańcucha, jednak nie stwierdza się w jej obrębie większych nierówności (107). Nasunięte masy fliszowe leżą bądź na molasie miocenijskiej wypełniającej nierówności podłoża, bądź bezpośrednio na utworach podłoża. Coraz dokładniej określa się wiek i etapy ruchów fałdujących i nasuwczych. Ruchy fałdowe zaznaczyły się w ciągu dolnego miocenu, a nasunięcie fliszu na molasę wewnętrznej części rowu przedgórskiego i ukryte pod nią struktury podłoża nastąpiło w tortonie, do dolnego sarmatu włącznie, wcześniej na zachodzie niż na wschodzie (42, 55). Struktura fliszu uformowała się w fazie ruchów fałdowych, w fazie nasunięcia uległa sfałdowaniu jedynie molasa u czoła jednostek fliszowych wraz z łuskami fliszu bezpośredniego podłoża (jednostka stebnicka — 23, 55). Wewnątrz górotworu ruchy tej fazy miały ograniczone znaczenie, choć lokalnie stwierdza się ich słabe przejawy (67). Karpaty fliszowe stanowią więc obecnie odkorzenioną, allochtoniczną pokrywę, spoczywającą na niezregenerowanym podłożu platformowym o paleozoicznej i starszej konsolidacji. W celu określenia związku faz rozwoju rzeźby polskich Karpat fliszowych z fazami ewolucji strukturalnej podjęto niniejsze studium genetyczno-typologiczne rzeźby strukturalnej. Przeprowadzono także analizę wykształcenia i deformacji neogeńskich i eoplejstocenijskich poziomów częściowego zrównania wraz z problemem rozwoju sieci rzecznej.

OROGRAFIA I BUDOWA GEOLOGICZNA TERENU BADAŃ

Wybrany teren posiada w Karpatach polskich najbardziej regularną budowę fałdową i najlepiej wyrażoną rzeźbę strukturalną. Ograniczony



Ryc. 1. Jednostki tektoniczne; 1 — nasunięcie Karpat, 2 — granice nasunięć płaszczowiny śląskiej i dukielskiej, 3 — granice zewnętrzne i podział wewnętrzny centralnej depresji karpackiej, 4 — podział wewnętrzny płaszczowiny skolskiej, 5 — płaszczowina skolska, 6 — płaszczowina śląska, 7 — płaszczowina dukielska; a — fałdy przemyskie, b — wewnętrzne synklinorium płaszczowiny skolskiej, c — północna podstrefa centralnej depresji karpackiej, d — południowa podstrefa centralnej depresji karpackiej, e — strefa przeddukielska, f — płaszczowina dukielska

Tectonic units: 1 — overthrust of the Carpathians, 2 — borders of the overthrusts of the Silesian and Dukla nappes, 3 — external borders and inner division of the central Carpathian depression, 4 — inner division of the Skole nappe, 5 — the Skole nappe, 6 — the Silesian nappe, 7 — the Dukla nappe: a — the Przemysł folds, b — inner synclinalorium of the Skole nappe, c — the northern subzone of the central Carpathian depression, d — southern subzone of the central Carpathian depression, e — the fore Dukla zone, f — the Dukla nappe

jest od wschodu i południa granicą państwową, od północy linią nasunięcia Karpat, od zachodu południkiem $22^{\circ}20'$ długości geograficznej wschodniej. Obejmuje w ten sposób arkusze Przemyśl, Dobromil, Ustrzyki Dolne, Dzwiniacz Górny i Turka mapy topograficznej 1:100 000 (wydanie przedwojenne). W obrębie wydzielonego obszaru znalazły się wszystkie ważniejsze jednostki tektoniczno-facjalne wschodniej części fliszowych Karpat zewnętrznych: płaszczowina dukielska, śląska, podśląska i skolska (ryc. 1).

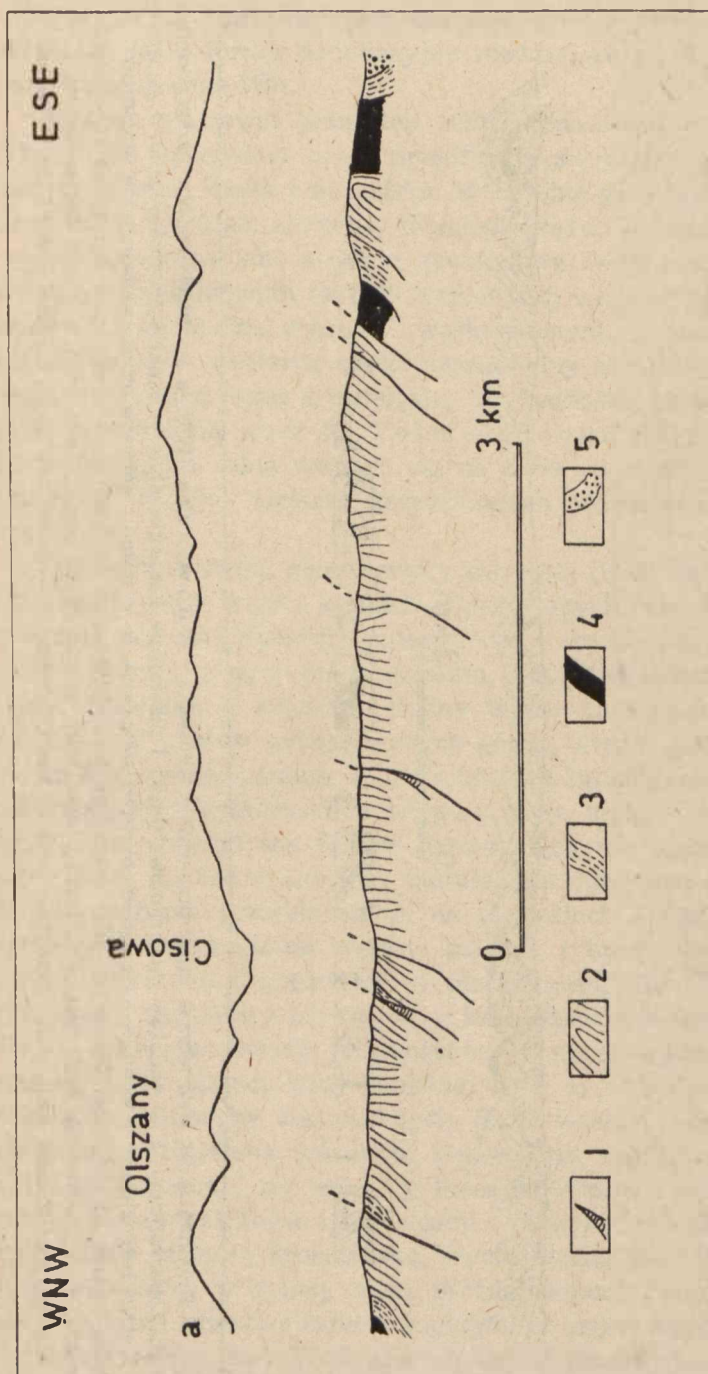
Według podziału fizjograficznego A. Malickiego (49) na omawianym terenie wyróżnia się kolejno od północy Brzeźny Garb Wododzielny, Przemyskie Karpaty Brzeźne, Bieszczady Niskie i Bieszczady Wysokie. Granice tych jednostek tworzą: dolny odcinek karpackiego biegu Sanu, grzbiet Chwaniów i dolina górnego Sanu. W obrębie Brzeźnego Garbu Wododzielnego dominuje dość chaotycznie rozcięta wierzchowina, wznosząca się do 380—440 m n.p.m. Przemyskie Karpaty Brzeźne tworzy wiązka równoległych grzbietów o przebiegu południkowym na północy, zwierających się i skracających ku SE na południu zgodnie z przebiegiem sigmoidy przemyskiej. Wysokości bezwzględne grzbietów wzrastają od 400 m na północy do 600 m na południu. W Bieszczadach Niskich wyraźnie zaznacza się rusztowy, ukierunkowany NW—SE układ grzbietów górskich. Długie, regularne pasma Chwaniowa, Słonnych Gór, Żukowa, Czulni—Jawora—Ostrego i Otrytu, osiągające wysokości od 600 do prawie 1000 m, porozdzielane są szerokimi padołami. W Bieszczadach Wysokich wyodrębnia się na południu pasmo graniczne z kulminacjami Wielkiego Jasła i Wielkiej Rawki, podłużne obniżenie Wetliny—Ustrzyk Górnych, dwa równoległe pasma połonińskie łączące się na południowym wschodzie w węźle Halicza i stosunkowo wąska dolina górnego Sanu. Kulminacja Bieszczadów Wysokich (Tarnica) wypada na wysokości 1348 m n.p.m.

Na całym opisywanym terenie sieć rzeczna ma charakter kratowy, składa się ze stosunkowo długich odcinków podłużnych i łączących się z nimi pod kątami zbliżonymi do prostego krótkich odcinków poprzecznych. Główną rzeką jest San. W swoim górnym biegu płynie on ku NW, zasadniczo równoległe do pasm górskich, jednak stopniowo przerzuca się krótkimi przełomami do kolejnych podłużnych obniżen, położonych coraz dalej ku NE. W obrębie dna tworzy meandry wcięte. W dwóch miejscach (Smolnik, Myczkowce) pojawiają się wielkie meandry doliny, rozcinające pierwszorzędne pasma górskie. Lewe dopływy górnego Sanu (z Bieszczadów Wysokich) mają wąskie, przełomowe doliny poprzeczne. Prawe dopływy (z Bieszczadów Niskich) płyną szerokimi, podłużnymi obniżeniami. Dolny odcinek karpackiego biegu Sanu (Dynów—Przemyśl) ma kierunek równoleżnikowy i cechy doliny poprzecznej. Dolina tworzy sze-

reg wielkich meandrów. Dopływy lewe (z Brzeżnego Garbu Wododzielnego) są krótkie i silnie rozgałęzione. Prawe dopływy (z Przemyskich Karpat Brzeżnych) są dłuższe i płyną wąskimi i dość głębokimi dolinami podłużnymi. Poprzeczne doliny i charakterystyczną asymetrię dorzeczy (przewaga prawych, południowych skrzydeł) posiadają Wiar i Strwiąż.

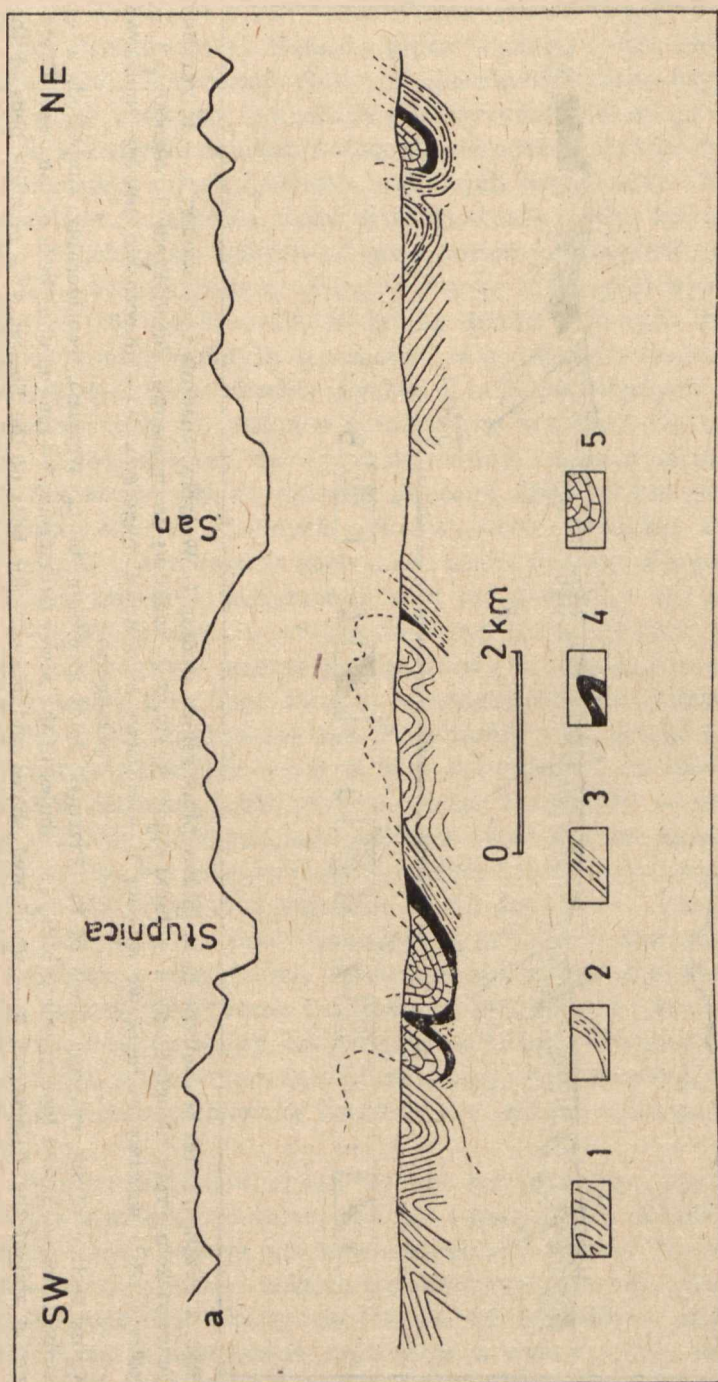
Do głównych elementów morfologicznych badanego terenu należy zaliczyć relikty trzech, piętrowo ułożonych powierzchni częściowego zrównania. Jest to wspólna cecha ukształtowania całego łańcucha karpackiego (83). Wyróżnia się kolejno od góry poziomy śródgórski, pogórski (34, 35, 36, 73) i poziomy dolinny (82, 83). Poziomy śródgórski występuje na wysokości od 250 do 300—400 m ponad dnami głównych dolin. Zachowany jest w postaci drobnych spłaszczeń na podłużnych grzbietach i ich odnogach, wyłącznie w obrębie wychodni najodporniejszych skał. W strefach wododzielnych na poziomie śródgórskim występowała rzeźba ostańcowa (ryc. 11). Poziomy ten, datowany pierwotnie na dolny sarmat (36, 37), obecnie odnoszony jest do dolnego pliocenu (84). Poziomy pogórski osiąga w stosunku do den głównych dolin wysokość względną 150—200 m. Jest to poziomy wierzchowiny zachodniej części Pogórza Karpackiego. Na Podhalu ma on cechy pedymentu, stąd też datowany był na dolny pliocen (35, 36, 37), a obecnie umieszczany jest w suchej fazie górnego pliocenu (84). Na badanym terenie jest on formą o charakterze poligenetycznym, sugerowano więc jego związek z wilgotniejszym klimatem środkowego pliocenu (28). Zachowane resztki poziomego pogórskiego (ryc. 12) zajmują znaczne powierzchnie w strefach wododzielnych, na zboczach podłużnych obniżen denudacyjnych, tworzą niższe fragmenty wierzchowiny Brzeżnego Garbu Wododzielnego i Przemyskich Karpat Brzeżnych. Najlepiej zachowany jest poziomy dolinny, odgrywający największą rolę w krajobrazie. Ma wysokości względne od 50 do 120 m. Poziomy ten ma wiele cech pedymentu i przez analogie do poziomów morfologicznych Karpat słowackich i rumuńskich datowany był na lewant. Ostatnio wykazano jego związki genetyczne i wiekowe z pokrywami zwirowymi przedgórza, datowanymi na dolny czwartorzęd (20, 84). Wyraźny związek poziomu dolinnego z lokalnymi bazami denudacyjnymi sprawia, że bardzo trudno połączyć jego zachowane fragmenty w konsekwentnie ciągłą powierzchnię.

System teras w dolinach nie jest tak jednolity. Występują zasadnicze różnice pomiędzy dolinami dużymi i małymi. W dolinie Sanu występują cztery terasy wieku plejstocenckiego: 70—80 m, 30—60 m, 12—25 m i 6—10 m, datowane kolejno na okresy zlodowaceń: „Günz”, krakowskie, śródkowopolskie i bałtyckie (17, 34, 64, 83). Górne odcinki dolin dopływów Sanu są zawieszane, występuje w nich z reguły jeden poziom akumulacyjny o złożonej budowie i genezie. Zredukowany system teras po



Ryc. 2. Przekrój przez zewnętrzne łuski fałdów przemyskich według L. Watychy, znacznie uproszczony; a — trzykrotnie przewyższony profil topograficzny; 1 — łupki dolnej kredy, 2 — warstwy inoceramowe górnej kredy i paleocenu, 3 — pstry łupki i warstwy hieroglifowe eocenu, 4 — warstwy menilitowe oligocenu, 5 — miocenijskie utwory molasowe przedgórze

Cross section of the external slices of the Przemysł folds according to L. Watycha, considerably simplified, a — three times surpassed topographic profile; 1 — shales of the lower Cretaceous, 2 — inoceramus beds of the upper Cretaceous and of the Palaeocene, 3 — variegated shales and hieroglyphic beds of the Eocene, 4 — menilite beds of the Oligocene, 5 — Miocene molasse formation of the Carpathian Fore-deep



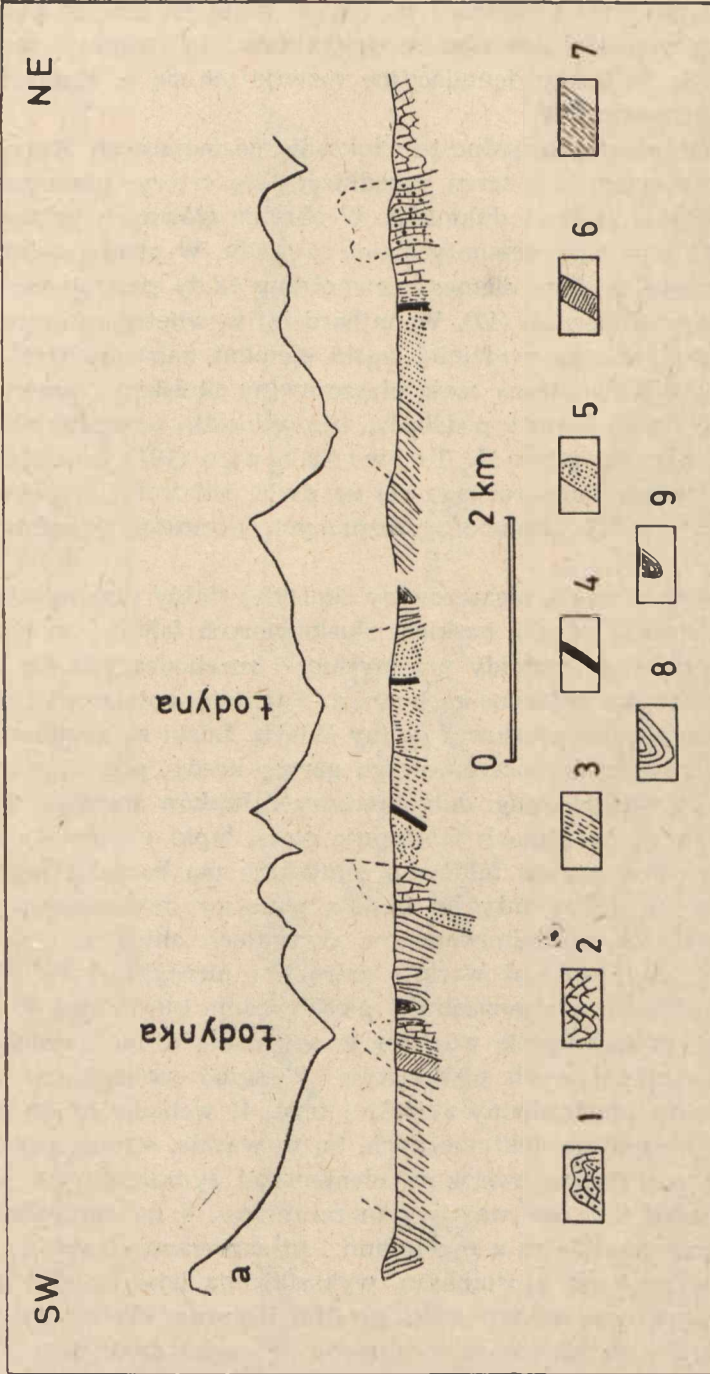
Ryc. 3. Przekrój przez wewnętrzne fałdy przemyskie według J. Wdowiarza (106); a — pięciokrotnie przewyższony profil topograficzny; 1 — warstwy inoceramowe (tupki i piaskowce z marglami), 2 — łupki czerwone eocenu, 3 — warstwy hieroglifowe eocenu, 4 — łupki menilitowe oligocenu, 5 — dolne i górne warstwy krosnieńskie oligocenu

Cross section of the inner Przemyśl folds according to J. Wdowiarz (106); a — five times surpassed topographic profile; 1 — inoceramus beds (shales and sandstones with marls) of the upper Cretaceous, 2 — red Eocene shales, 3 — hieroglyphic Eocene beds, 4 — menilite shales of the Oligocene, 5 — lower and upper Krosno beds of the Oligocene

siadają także Wiar i Strwiąż (26, 28). W dolinach małych potoków, wykorzystujących podłużne obniżenia strukturalne, dominują rozległe spłaszczenia. Są to formy denudacyjne rozwijające się w zimnych okresach całego plejstocenu (29).

Spośród głównych jednostek tektoniczno-facjalnych Karpat zewnętrznych na opisywany teren przedłużają się cztery: płaszczowina skolska, podśląska, śląska i dukielska. W obrębie głównych jednostek można dodatkowo wyróżnić elementy drugiego rzędu. W płaszczowinie skolskiej wyodrębniają się jako element zewnętrzny fałdy przemyskie (91) i wewnętrzne synklinorium (42). W najbardziej wewnętrznej części płaszczowiny śląskiej można wydzielić wąski element nazwany strefą przeddukielską (92). Wewnętrzną część płaszczowiny skolskiej i prawie całą płaszczowinę śląską (wraz z podśląską, bez jednostki przeddukielskiej) obejmuje wyróżniona przez K. Tołwińskiego (101) centralna depresja karpacka, która sama rozpada się na dwie podstrefy — północną i południową (61, 74). Granice wyróżnionych jednostek przedstawiono na ryc. 1.

Zewnętrzna strefa płaszczowiny skolskiej (fałdy przemyskie — ryc. 2 i 3) składa się z wiązki wąskich, złuskowanych fałdów, od południa powtarzających łuk sigmoidy przemyskiej i rozchodzących się wachlarzowato w kierunku północno-zachodnim. Najsilniej spiętrzone i złuskowane fałdy występują w przekroju doliny Wiaru. Łuski są zbudowane z piaskowcowych warstw inoceramowych górnej kredy, pod którymi ukazują się niekiedy wąskie smugi dolnokredowych łupków spaskich. W wąskich, powyciskanych synklinach występują pstre łupki i warstwy hieroglifowe. Grupa wewnętrzna fałdów przemyskich ma bardziej regularną budowę (ryc. 3). Jądra antyklin budują warstwy inoceramowe, niejednokrotnie wtórnie przefałdowane, na skrzydłach antyklin i w płytszych synklinach nad łupkami warstw pstrych i hieroglifowych odsłania się seria menilitowa z rogowcami i piaskowcami kliwskimi. W głębszych synklinach zachowały się warstwy krośnieńskie w facji kruchych, średnio i gruboławicowych piaskowców. W skład wewnętrznej, synklinorialnej strefy płaszczowiny skolskiej (ryc. 4) wchodzi kilka dość samodzielnych elementów tektonicznych. Są to wąskie, stromo przefałdowane antykliny rozdzielone szerokimi elementami synklinalnymi. W jądrach antyklin odsłaniają się warstwy inoceramowe, a na skrzydłach utwory pstre i seria menilitowa z rogowcami i piaskowcami kliwskimi. Synkliny wypełnione są serią krośnieńską, wykształconą jako kruche, gruboławicowe piaskowce w dolnej części profilu, odporne, skorupowe piaskowce równomiernie warstwowane z łupkami w części środkowej i margliste łupki w części górnej. W strefie tej często obserwuje się zmiany nachylenia osi podłużnych fałdów, stąd też występuje kulisowe ustawienie nie-



których elementów tektonicznych. Wzdłuż wewnętrznej granicy płaszczowiny skolskiej biegnie wąska strefa silnie przełałowanych utworów górnej kredy (w wykształceniu marglistym) i paleogenu tworząca południowo-wschodnie przedłużenie płaszczowiny podśląskiej. Jednostka ta wyklinowuje się ostatecznie w okolicy Ustrzyk Dolnych.

Północna podstrefa centralnej depresji karpackiej (ryc. 5), obejmująca także jednostkę podśląską i najbardziej wewnętrzne elementy płaszczowiny skolskiej, składa się z kilku szerokich i wtórnie przełałowanych wysadów antyklinalnych rozdzielonych wąskimi i dość regularnymi synklinami. W wysadach odsłaniają się warstwy krośnieńskie dolne, zaliczane do górnego oligocenu i wykształcone jako bardzo mało odporne, gruboławicowe wapniste piaskowce. Synkliny wypełniają twarde, skorupowe piaskowce z łupkami warstw środkowokrośnieńskich, zaliczane już do najniższego miocenu. Na granicy warstw krośnieńskich dolnych i środkowych, na skrzydłach synklin, występuje jedna lub kilka ławic bardzo odpornego piaskowca glaukonitowego (piaskowca z Ostrego). W jądrach synklin czasem zachowały się margliste łupki warstw krośnieńskich górnych. Niektóre z synklin wykazują zondulowanie osi podłużnych. Południową podstrefę centralnej depresji karpackiej budują wyłącznie warstwy krośnieńskie dolne, wykształcone w spągu jako seria łupkowo-piaskowcowa, w środkowej części profilu jako bardzo odporne, gruboławicowe piaskowce z Otrytu i w stropie jako seria rytmicznie warstwowanych piaskowców i czarnych łupków. Warstwy te ułożone są w kilka stromo przełałowanych i złuskowanych fałdów. Najbardziej zewnętrznym elementem jest przechodzący w płaskie nasunięcie fałd Otrytu, a wewnętrznym — wstecznie obalone siodło Połoniny Caryńskiej.

Ryc. 4. Przekrój przez wewnętrzne synklinorium płaszczowiny skolskiej według W. Sikory i K. Żytka (77) — SW odcinek przekroju oraz według K. Żytka (111) — NE odcinek przekroju; a — czterokrotnie przewyższony profil topograficzny, równolegle rzutowany na linię przekroju; 1 — warstwy inoceramowe z wkładkami gruboławicowych piaskowców glaukonitowych, 2 — warstwy inoceramowe, 3 — pstre łupki i warstwy hieroglifowe, 4 — łupki menilitowe z rogowcami, 5 — piaskowce kliwskie, 6 — łupki menilitowe, 7 — warstwy krośnieńskie dolne, 8 — warstwy krośnieńskie środkowe, 9 — warstwy krośnieńskie górne

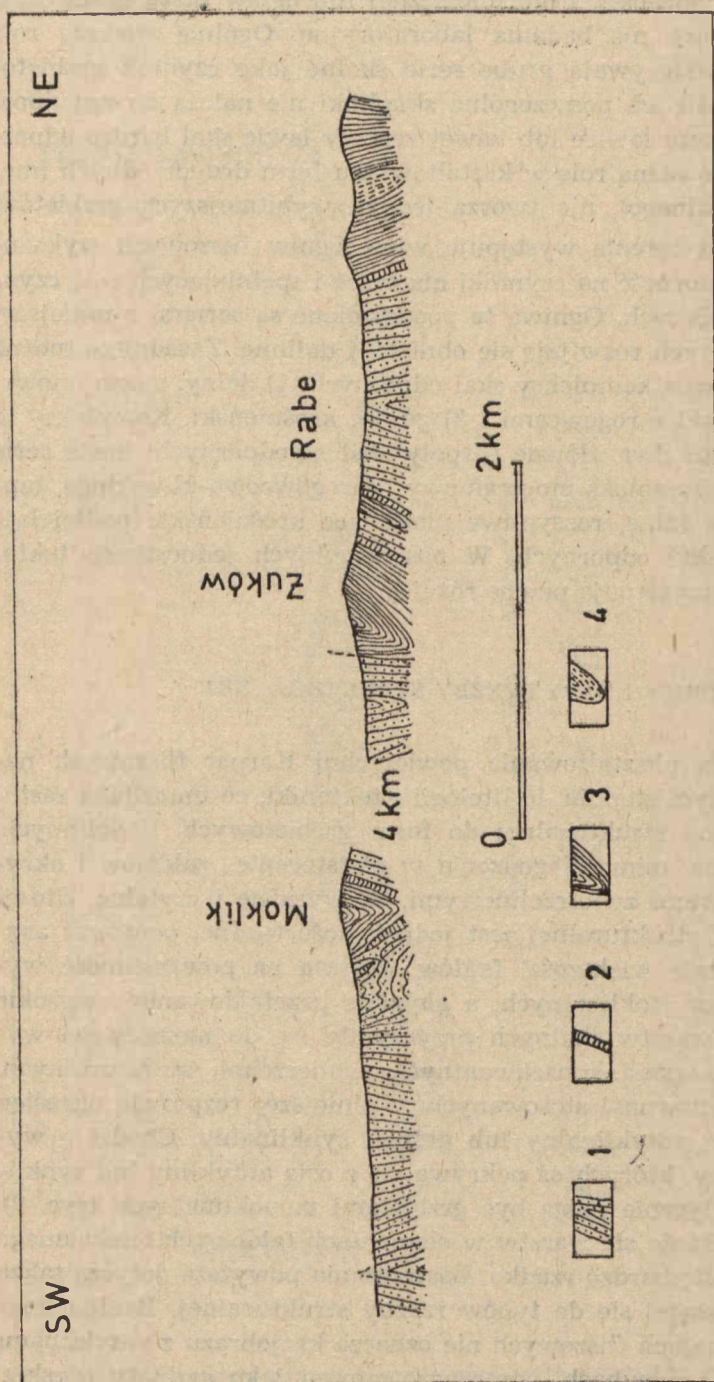
Cross section of the inner synclinorium of the Skole nappe according to W. Sikora and K. Żytka (77) — SW segment of the profile — and according to K. Żytka (111) — NE segment of the profile; a — four times surpassed topographic profile, parallelly projected on the line of the profile; 1 — inoceramus beds with the inserts of the thick-beds glauconite sandstones, 2 — inoceramus beds, 3 — variegated shales and hieroglyphic beds, 4 — menilite shales with the hornstones, 5 — the Kliwa sandstones, 6 — menilite shales, 7 — lower Krosno beds, 8 — middle Krosno beds, 9 — upper Krosno beds

W synklinach i jądrach fałdów odsłaniają się serie łupkowo-piaskowcowe, skrzydła budują potężne masy piaskowców otryckich.

W strefie przeddukielskiej (ryc. 7) trudno wyróżnić jednostki tektoniczne dalszego rzędu. Występuje cały szereg drobnych łusek o różnej wergencji i zróżnicowanym składzie litostratygraficznym. W powierzchniowej budowie przeważają warstwy przejściowe (piaskowce typu krośnińskiego z wkładkami łupków menilitowych), warstwy menilitowe z rogowcami i warstwy hieroglifowe z piaskowcami gruboławicowymi. Płaszczyzna dukielska (ryc. 8) składa się na omawianym terenie z kilku złuszkowanych fałdów, stromo nasuniętych ku północy. Fałdy zbudowane są z górnokredowych warstw inoceramowych, w których wyróżnia się w spągu łupkowe warstwy łupkowskie i przeważnie piaskowcowe warstwy ciśniańskie w stropie. W synklinach występują utwory paleogenu wykształcone jako gruboławicowe piaskowce z Majdanu i łupkowe warstwy hieroglifowe.

Dużą rolę w budowie geologicznej Karpat fliszowych odgrywają uskoki. Są one najczęściej poprzeczne, prostopadłe do biegu jednostek fałdowych. Zdecydowana większość uskoków, na co zwraca uwagę między innymi M. Książkiewicz (41), ograniczona jest do mniejszych jednostek tektonicznych, pojedynczych siodeł lub łęków, a nawet tylko ich skrzydeł. Rzadko zdarzają się dyslokacje tnące więcej niż jeden fałd. Wiele uskoków posiada charakter zarówno zrzutowy, jak i przesuwczy (41). Ogromna przewaga uskoków poprzecznych nad podłużnymi przynajmniej w części wynika z trudności w wyróżnianiu uskoków podłużnych w monotonicznych seriach fliszowych i w odróżnianiu uskoków od nasunięć. Na podstawie obrazu intersekcyjnego niektórych szczegółowych map geologicznych można wnioskować o występowaniu zaburzeń typu fleksur. Możliwe jednak, że są to niewyinterpretowane uskoki. Wiek zaburzeń nieciągłych jest trudny do określenia z braku odpowiednich kryteriów. Większość z nich zapewne wiąże się z okresem fałdowania (41). Niektóre jednak mogą, jak przypuszczał K. Tołwiński (100), być młodsze (65, 99).

Problem odporności różnych odmian facjalnych fliszu na działalność egzogenicznych czynników niszczących jest bardzo trudny i złożony. Na odporność poszczególnych ogniw fliszu wpływa wiele elementów, takich jak: skład granulometryczny i stopień diagenety piaskowców, grubość ławic i stosunek ilościowy piaskowców do łupków, a także ogólna mąższość całych kompleksów. Są to cechy w dużym stopniu uzależnione od warunków i przebiegu sedymentacji, a szczególnie od mechanizmu depozycji materiału klastycznego (19), od charakterystyki obszarów alimentacyjnych, a także od warunków diagenety. Wobec wielkiej zmienności cech litologicznych fliszu i jego wieloskładnikowego charakteru cennie-



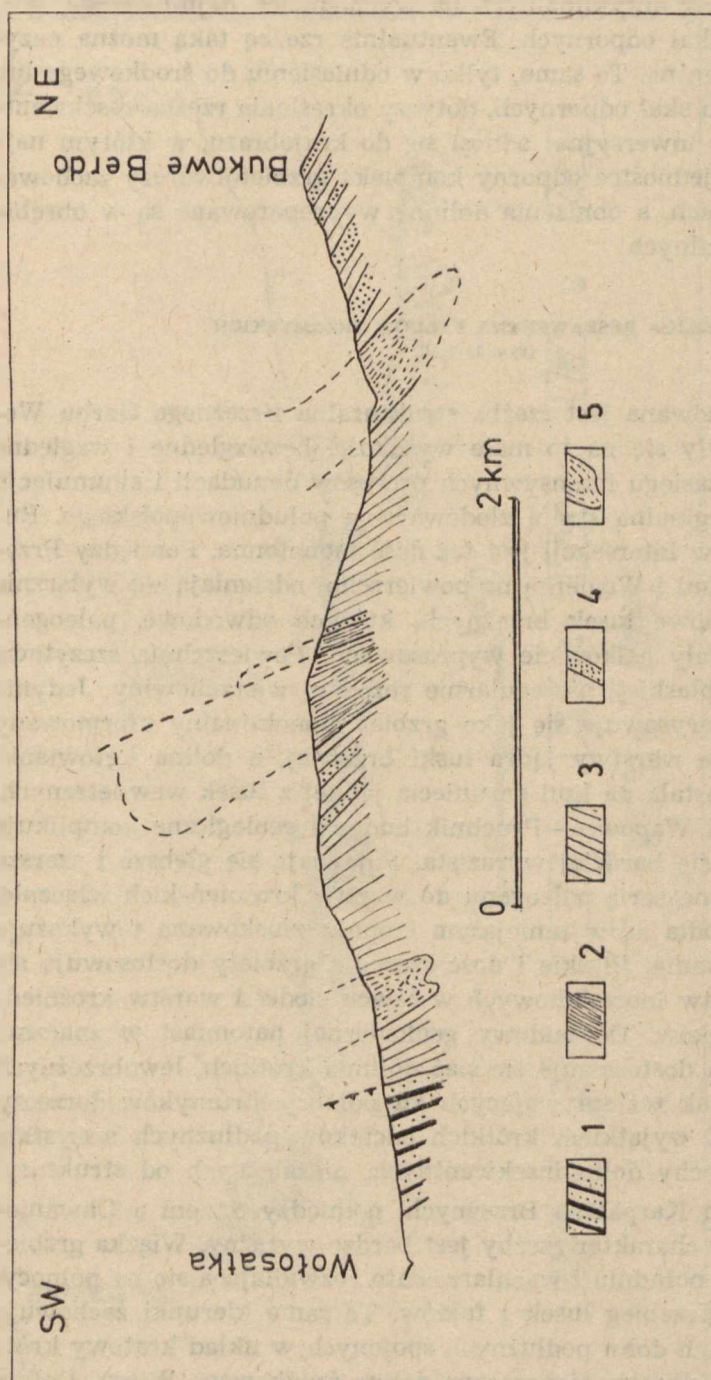
Ryc. 5. Przekrój przez północną strefę centralnej depresji karpackiej według K. Żytka (111); przekrój skrócony około 4 km w obrębie siódła Woli Sokołowej—Bystrego; 1 — warstwy krośnieńskie dolne, 2 — piaskowiec glaukonitowy, 3 — warstwy krośnieńskie środkowe, 4 — warstwy krośnieńskie górne
 Cross section of the northern zone of the central Carpathian depression according to K. Żytko (111); cross section short cut about 4 km within the Wola Sokołowa—Bystre anticline, 1 — lower Krosno beds, 2 — glauconite sandstone, 3 — middle Krosno beds, 4 — upper Krosno beds

szych danych o odporności i morfologicznej roli ogniw fliszu dostarczają obserwacje terenowe niż badania laboratoryjne. Ogólnie większą rolę w rzeźbie terenu odgrywają grube serie skalne jako czynnik grzbietotwórczy, nawet jeśli ich poszczególne składniki nie należą do najodporniejszych. Pojedyncze ławice lub nawet zespoły ławic skał bardzo odpornych odgrywają poważną rolę w kształtowaniu form drugorzędnych (mezo reliefu strukturalnego), nie tworzą jednak wybitniejszych grzbietów.

Na omawianym terenie występuje wiele ogniw fliszowych wykazujących większą odporność na czynniki niszczące i spełniających rolę czynników grzbietotwórczych. Ogniwa te poddzielane są seriami o mniejszej odporności, na których rozwijają się obniżenia dolinne. Zasadniczo można wydzielić trzy główne kompleksy skał odpornych: 1) dolny, inoceramowy, 2) środkowy, kliwski z rogowcami i 3) górny, krośnieński. Kompleksy te rozdzielone są przez dwa główne zespoły skał nieodpornych: ilaste serie eocenu oddzielają kompleks inoceramowy od rogowcowo-kliwskiego, łupki menilitowe lub dolne, rozsypliwie piaskowce krośnieńskie podścielają górny kompleks skał odpornych. W poszczególnych jednostkach tektoniczno-facjalnych występują pewne różnice.

FORMY I TYPY RZEŻBY STRUKTURALNEJ

Większość form ukształtowania powierzchni Karpat fliszowych nawiązuje w poważnym stopniu do litologii i tektoniki, co umożliwia zastosowanie klasyfikacji strukturalnej do form grzbietowych i dolinnych. Formy strukturalne, mimo złagodzenia w plejstocenie załamów i okrycia stoków pokrywami zwietrzelinowymi, są wyraźne i czytelne. Stosowanie klasyfikacji strukturalnej jest jednak dość trudne, ponieważ asymetria i złuszkowanie większości fałdów wpływa na powszechność występowania struktur izoklinalnych, a głębokie przefałdowanie i wysokie wartości upadów warstw skalnych przyczyniły się do niemożności wykształcenia i zachowania konsekwentnych powierzchni strukturalnych. Stąd też pewna umowność stosowanych w niniejszej rozprawie określeń takich, jak grzbiet antyklinalny lub grzbiet synklinalny. Chodzi o wypukłe formy rzeźby, których oś pokrywa się z osią antykliny lub synkliny, lecz które faktycznie mogą być grzbietami monoklinalnymi (ryc. 9). Przegubowe zamykanie się warstw w elementach fałdowych omawianego terenu obserwuje się bardzo rzadko. Zastrzeżenia powyższe dotyczą także terminologii odnoszącej się do typów rzeźby strukturalnej. Rzeźba konsekwentna w Karpatach fliszowych nie oznacza krajobrazu z antyklinami o nienaruszonych przegubach, wypreparowanymi jako grzbiety górskie, lecz jedynie występowanie monoklinalnych grzbietów, uformowanych



Ryc. 6. Przekrój południowej strefy centralnej depresji karpackiej zestawiony na podstawie danych A. K. Tokarskiego (98); strefa przeddukieleńska: 1 — warstwy przejściowe; centralna depresja karpacka: 2 — dolny oddział warstw krośnieńskich dolnych, 3 — środkowy oddział warstw krośnieńskich dolnych z wkładkami piaskowców z Otrytu, 4 — piaskowce z Otrytu, 5 — górny oddział warstw krośnieńskich dolnych

Cross section of the southern zone of the central Carpathian depression, based on the data of A. K. Tokarski (98); the fore Dukla zone: 1 — transitional beds; central Carpathian depression: 2 — lower part of the lower Krosno beds, 3 — middle part of the lower Krosno beds with the inserts of the Otryt sandstones, 4 — Otryt sandstones, 5 — upper part of the lower Krosno beds

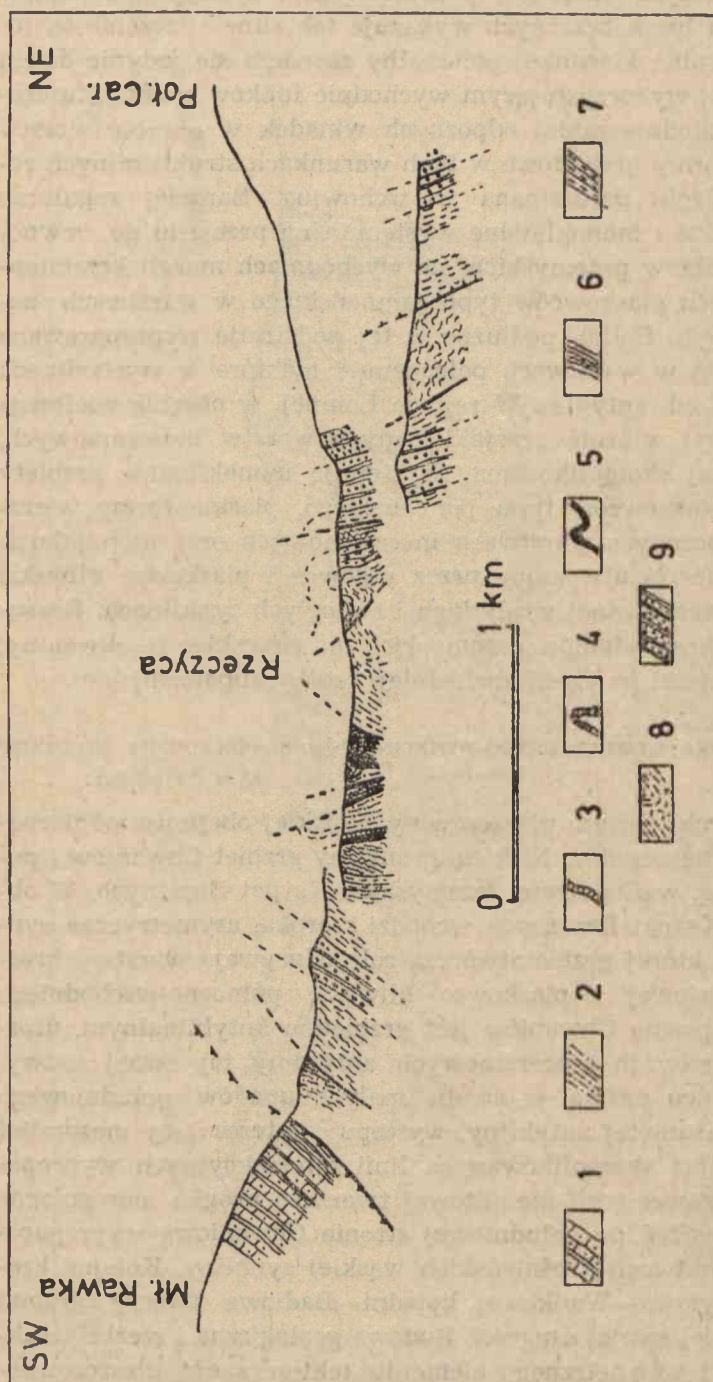
w obrębie jednostek antyklinalnych na wychodniach najmłodszego, górnego kompleksu skał odpornych. Ewentualnie rzeźbę taką można nazywać semikonsekwentną. To samo, tylko w odniesieniu do środkowego lub dolnego kompleksu skał odpornych, dotyczy określenia rzeźba resekwentna. Pojęcie rzeźby inwersyjnej odnosi się do krajobrazu, w którym najmłodszy w danej jednostce odporny kompleks grzbietotwórczy zachowany jest w synklinach, a obniżenia dolinne wypreparowane są w obrębie wysadów antyklinalnych.

RZEŻBA RESEKWENTNA FAŁDÓW PRZEMYSKICH

(ryc. 10 a, b)

Najsłabiej zachowana jest rzeźba strukturalna Brzeżnego Garbu Wododzielnego. Złożyły się na to małe wysokości bezwzględne i względne oraz położenie w zasięgu intensywnych procesów denudacji i akumulacji, związanych z marginalną strefą zlodowacenia południowopolskiego. Budowa geologiczna w intersekcji jest też dość monotonna. Pomiędzy Przemysłem, Wapowcami i Węgierką na powierzchni odsłaniają się wyłącznie warstwy inoceramowe łusek brzeżnych, których odwodowe, paleogeńskie synkliny zostały całkowicie wyprasowane. Powierzchnia szczytowa ma tutaj wygląd płaskiej, nieregularnie rozciętej wierzchowiny. Jedynie czoło nasunięcia zarysowuje się jako grzbiet monoklinalny uformowany przez inoceramowe warstwy jądra łuski brzeżnej, a dolina Łętowianki wypreparowana została na linii nasunięcia jednej z łusek wewnętrznych. Na zachód od linii Wapowce—Pruchnik budowa geologiczna komplikuje się i rzeźba staje się bardziej wyrazista. Pojawiają się głębsze i szersze synkliny wypełnione serią paleogenu do warstw krośnieńskich włącznie, a inoceramowe siodła są w mniejszym stopniu złuszkowane i wykazują wtórne przełałowania. Płaskie i dość szerokie grzbiety dostosowują się do wychodni warstw inoceramowych w osiach sioseł i warstw krośnieńskich w osiach łęków. Do budowy geologicznej natomiast w znacznie mniejszym stopniu dostosowuje się sieć dolinna krótkich, lewobrzeżnych dopływów Sanu, jak też spływających ku północy strumyków dorzeczy Mlecзки i Rady. Z wyjątkiem krótkich odcinków podłużnych wszystkie te dolinki mają cechy dolin insekwentnych, niezależnych od struktury.

W Przemyskich Karpatach Brzeżnych, pomiędzy Sanem a Chwanio-wem, strukturalny charakter rzeźby jest bardzo wyraźny. Wiązka grzbietów, ścieśniona na południu i wachlarzowato rozwidlająca się na północy, dokładnie oddaje przebieg łusek i fałdów. Te same kierunki zachowuje sieć wąskich, długich dolin podłużnych spojonych w układ kratowy krótkimi przełomami i dłuższą, poprzeczną doliną środkowego Wiaru. Dolina Sanu, w zasadzie poprzeczna w stosunku do przebiegu osi fałdów, składa



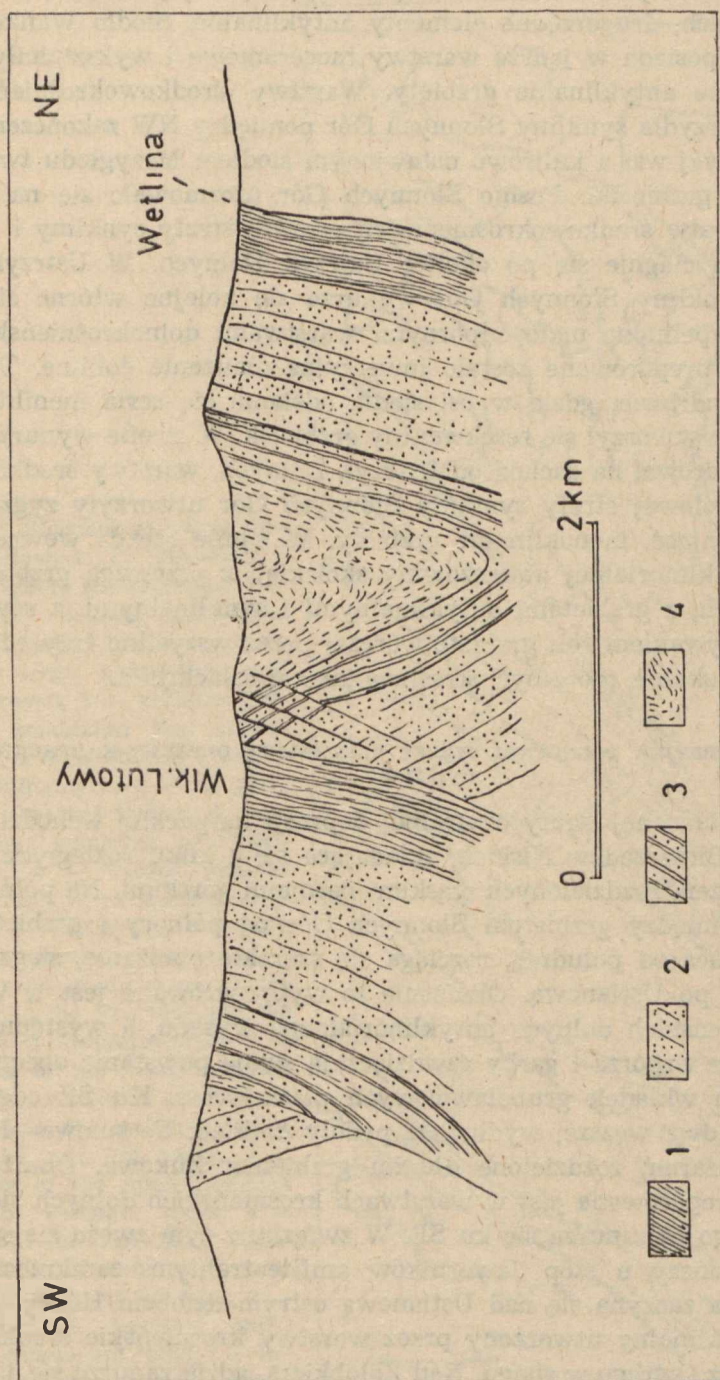
Ryc. 7. Przekrój przez strefę przeddukielską według L. Koszarskiego i innych (39); jednostka dukielska: 1 — warstwy inoceramowe; strefa przeddukielska: 2 — warstwy hieroglifyowe, 3 — margle globigerinowe, 4 — piaskowce z Mszanki, 5 — rogowce i podrogowcowe łupki menilitowe, 6 — łupki menilitowe, 7 — warstwy przejściowe, 8 — warstwy krośnieńskie — łupki i piaskowce skorupowe, 9 — warstwy krośnieńskie — piaskowce gruboławicowe

Cross section of the fore Dukla zone according to L. Koszarski and others (39); the Dukla unit: 1 — inoceramus beds, 2 — hieroglyphic beds, 3 — globigerina marls, 4 — sandstones from Mszanka, 5 — hornstones and under-hornstones, 6 — menilite shales, 7 — transitional beds, 8 — the Krosno beds — shales and shell sandstones, 9 — the Krosno beds — thick-beds sandstones

się z szeregu krótszych odcinków poprzecznych i dłuższych odcinków podłużnych. Strefa łusek brzeźnych wykazuje tak silne stłoczenie tektoniczne, że strukturalna kierunkowość rzeźby zaznacza się jedynie dzięki drobnym dolinkom, wykorzystującym wychodnie łupków spaskich u czoła nasunięć i wychodnie mniej odpornych wkładek w obrębie warstw inoceramowych. Formy grzbietowe w tych warunkach strukturalnych reprezentuje równoległe porozcinana wierzchowina. Bardziej regularne grzbiety antyklinalne i monoklinalne występują na przejściu do wewnętrznej podstrefy fałdów przemyskich, na wychodniach margli krzemionkowych i wkładkach piaskowców typu jamneńskiego w warstwach inoceramowych górnych. Doliny podłużne w tej podstrefie wypreparowane są w osiach synklin w warstwach paleogenu i niektóre w wychodniach dolnej kredy w osiach antyklin. W rejonie Łomnej, w obrębie wielkiego wypiętrzenia (skiby) wtórnie przefałdowanych warstw inoceramowych, rzeźba jest bardziej skomplikowana. Występują monoklinalne grzbiety na wychodniach piaskowców typu jamneńskiego, płaskie formy wierzchowinowe na stłoczonych warstwach inoceramowych oraz nieregularne i niewysokie grzbieciki utworzone przez rogowce i piaskowce kliwskie serii menilitowej, zachowanej w płytkich i rozległych synklinach. Reasumując, rzeźba w obrębie fałdów przemyskich ma charakter resekwentny, z pewnymi elementami (w części zachodniej) rzeźby appalachijskiej.

RZEŻBA APPALACHIJSKA WEWNĘTRZNEGO SYNKLINORIUM PŁASZCZOWINY SKOLSKIEJ
(ryc. 10 c)

Wewnętrzne synklinorium płaszczowiny skolskiej obejmuje północno-wschodnią część Bieszczadów Niskich, graniczny grzbiet Chwaniów i południowo-zachodnią, wąską strefę Przemyskich Karpat Brzeźnych. W obręb Przemyskich Karpat Brzeźnych wchodzi szeroka, asymetryczna synklina Nozdrzca, w której grzbietotwórczą rolę odgrywają warstwy krośnieńskie strefy osiowej i piaskowce kliwskie północno-wschodniego skrzydła. Potężne pasmo Chwaniów jest grzbietem antyklinalnym, uformowanym na warstwach inoceramowych antykliny tej samej nazwy. W zachodnim krańcu pasma, w strefie małych upadów południowego skrzydła płasko nasuniętej antykliny, występuje interesujący mezorelief strukturalny. Wzdłuż skomplikowanych linii intersekcyjnych wypreparowane zostały rogowce serii menilitowej tworzące progi i nieregularne grzbieciki. Ciąg obniżen po południowej stronie Chwaniowa wypreparowany został w warstwach krosnieńskich wąskiej synkliny. Kolejne kredowe siodło Witryłowa—Wańkowej kopalni—Badiowa tworzy grzbiet antyklinalny na całej swojej długości. Budowa geologiczna i rzeźba strukturalna najbardziej wewnętrznego elementu tektonicznego płaszczowiny skolskiej — synkliny Słonnych Gór — jest bardzo skomplikowana. Syn-



Ryc. 8. Przekrój przez fałdy płaszczowiny dukielskiej według A. Słaczki (87); 1 — warstwy łupkowe, 2 — warstwy hieroglifowe, 3 — warstwy z Majdanu, 4 — warstwy hieroglifowe
 Cross section of the folds of the Dukla nappe according to A. Słaczka (87); 1 — the Łupków beds, 2 — the Cisna beds, 3 — the Majdan beds, 4 — the hieroglyphic beds

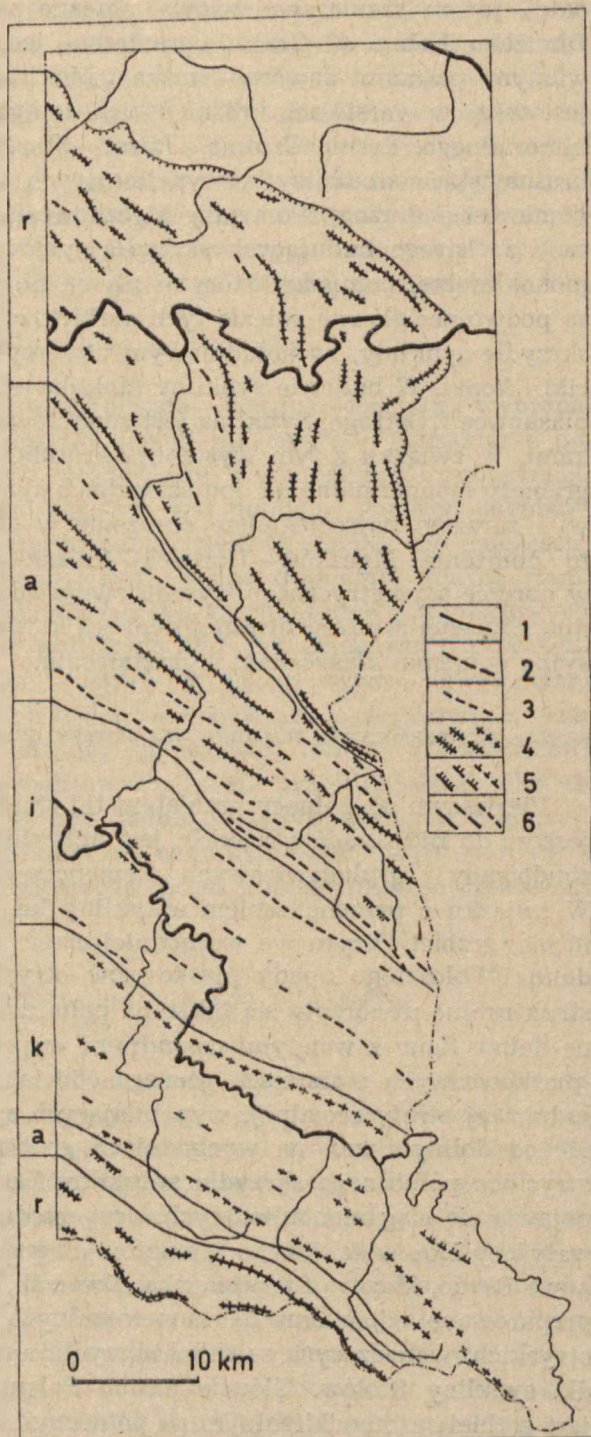
klina jest wtórnie przełałowana i wynurzają się w jej obrębie, w różnych kierunkach, drugorzędne elementy antyklinalne. Siodło Wańkowej wsi—Łodyny posiada w jądrze warstwy inceramowe i wykształciły się w jego obrębie antyklinalne grzbiety. Warstwy środkowokrośnieńskie północnego skrzydła synkliny Słonnych Gór pomiędzy NW zakończeniem siodła Wańkowej wsi a kulisowo ustawionym siodłem Mrzygłodu tworzą monoklinalne grzbieciki. Pasma Słonnych Gór uformowało się na wychodniach warstw środkowokrośnieńskich osiowej strefy synkliny i jako grzbiet Działu ciągnie się po okolicę Ustrzyk Dolnych. W Ustrzykach Dolnych z synkliny Słonnych Gór wynurza się kolejno wtórne siodło Bandrowa, wypełnione mało odpornymi warstwami dolnokrośnieńskimi, w których wypreparowane zostało inwersyjne obniżenie dolinne. Tylko w samym Bandrowie, gdzie w osi siodła odsłania się seria menilitowa z rogowcami, wytworzył się resekwentny grzbiecik. W strefie wynurzania się siodła Bandrowa, na zachód od Ustrzyk Dolnych, warstwy środkowokrośnieńskie osiowej strefy synkliny Słonnych Gór utworzyły zygzakowato przebiegające, monoklinalne grzbiety. W sumie rzeźba wewnętrznej strefy synklinorialnej płaszczowiny skolskiej, z przewagą grzbietów monoklinalnych, z grzbietami antyklinalnymi i synklinalnymi, z równorzędnym odgrywaniem roli grzbietotwórczej przez wszystkie trzy odporne kompleksy skalne, może być określona jako appalachijska.

RZEŻBA INWERSYJNA PÓLNOCNEJ STREFY CENTRALNEJ DEPRESJI KARPACKIEJ
(ryc. 10 d)

W obręb północnej strefy centralnej depresji karpackiej wchodzi pozostała część Bieszczadów Niskich, składająca się z kilku rozległych podłużnych obniżeń, rozdzielonych wąskimi pasmami górskimi. Na północ-zachodzie, pomiędzy grzbietem Słonnych Gór od północy i grzbietami Czulni i Kozińca od południa, rozciąga się szerokie obniżenie, sięgające na wschód aż po Ustianową. Obniżenie to wypreparowane jest w warstwach krośnieńskich dolnych antyklinorialnego wysadu, a występujące w jego obrębie wzgórza i garby zawdzięczają swoje powstanie obecności odporniejszych wkładek gruboławicowych piaskowców. Ku SE odgalezają się stąd dwa węższe, wydłużone padoły dolinne: Ustianowa—Rabe i Łobozew—Czarna, rozdzielone długim grzbietem Żukowa. Obniżenie północne wypreparowane jest w warstwach krośnieńskich dolnych siodła Rabego, którego oś zanurza się ku SE. W związku z tym zwęża się samo obniżenie i kończy u stóp Jaworników amfiteatralnym zamknięciem. Pasma Żukowa zaczyna się nad Ustianową ostrym dziobem Holicy. Jest to grzbiet synklinalny utworzony przez warstwy krośnieńskie środkowe z piaskowcem z Ostrego w spągu. Nad Żołobkiem, gdzie zanurza się jądro fałdu Rabego, synklina Żukowa łączy się z synkliną Jaworników, tworząc

Ryc. 9. Stosunek głównych linii grzbietowych do struktury i typy rzeźby strukturalnej; 1 — grzbiety dolnego kompleksu skał odpornych, 2 — grzbiety środkowego kompleksu skał odpornych, 3 — grzbiety górnego kompleksu skał odpornych, 4 — w obrębie struktur antyklinalnych, 5 — w strefach skrzydeł fałdów, 6 — w obrębie jednostek synklinalnych; k — rzeźba konsekwentna, i — rzeźba inwersyjna, a — rzeźba appalachijska, r — rzeźba resekwentna

The relation of the main ridge lines to the structure and the types of structural relief; 1 — ridges of the lower complex of the resistant rocks, 2 — ridges of the middle complex of the resistant rocks, 3 — ridges of the upper complex of the resistant rocks, 4 — within the anticlinal structures, 5 — within the zones of the limbs of the folds, 6 — within the synclinal units; k — consequent relief, i — inverse relief, a — Appalachian relief, r — resequent relief



dalej, już za granicą państwową, potężne pasmo Magury Łomniańskiej. Obniżenie Łobozew—Czarna ograniczone jest od południa kulisowo ustawionymi pasmami Jawora—Stožka i Moklika—Ostrego. Wypreparowane jest także w warstwach krośnieńskich dolnych wielkiego elementu antyklinorialnego. Pasma Czulnia—Jawor—Stožek zbudowane jest z warstw krośnieńskich środkowych, wypełniających krótką synklinę o ugiętej w pionie osi podłużnej. Pomiędzy Myczkowcami a Zabrodziem na piaskowcach z Ostrego budujących skrzydła synkliny uformowały się grzbiety monoklinalne, pomiędzy którymi płynie San. Grzbiety Jawora i Stożka są podwójne: główne gałęzie tych grzbietów rozwinęły się na północnym skrzydle synkliny, na południowym utworzyły się niższe, krótkie grzbieciki i kopki. W budowie synkliny Moklika—Ostrego dużą rolę odgrywają piaskowce z Ostrego. Synklina jest zondulowana podłużnie i pocięta uskokami. W związku z tym występują krótkie, ale bardzo śmiałe w formie grzbiety monoklinalne na obu skrzydłach synkliny. Ostatnie ku południowi i zarazem najrozleglejsze obniżenie w obrębie Bieszczadów Niskich, to obniżenie Myczków—Horodek—Polana—Lutowiska, wypreparowane w obrębie asymetrycznego wysadu zwężającego się ku wschodowi. W sumie północna strefa centralnej depresji karpackiej posiada rzeźbę inwersyjną w niemal klasycznym wykształceniu.

RZEZBA KONSEKVENTNA POŁUDNIOWEJ STREFY CENTRALNEJ DEPRESJI KARPACKIEJ
(rzc. 10 e)

Pierwszym od północy grzbiem tej strefy, fizjograficznie należącym jeszcze do Bieszczadów Niskich, jest antyklinalny grzbiet Tołstey-Otrytu, zbudowany z gruboławicowych, zlepieńcowatych piaskowców otryckich. W związku z przechodzeniem antykliny ku wschodowi w płaskie nasunięcie, grzbiet Otrytu we wschodniej części staje się monoklinalny (nad doliną Wołosatego upady piaskowców otryckich są tak małe, że progi strukturalne utworzyły się także na południowym stoku pasma). Podłużna dolina Sanu z wciętymi meandrami wypreparowana jest w łupkowo-piaskowcowych warstwach górnego oddziału warstw krośnieńskich południowej strefy facjalnej, wypełniających synklinę Chmiela. Na południe od doliny Sanu, na wychodniach grubszych wkładek piaskowców otryckich północnego skrzydła antykliny Zatwarnicy (Bukowego Berda), pojawia się ciąg monoklinalnych, drugorzędnych grzbietów, jak Jeleniowaty czy Kosowiec. Pasma grzbietów ciągnące się od Halicza przez Bukowe Berdo, Magurę Stuposiańską, Dwernik, Kamień i Stoły zostało wypreparowane odcinkami na monoklinalnych wychodniach piaskowców otryckich, wchodzących w skład skrzydła antykliny Zatwarnicy i skrzydła synkliny Stołów. Główne pasmo Połonin w południowym odcinku jest grzbiem monoklinalnym na północnym skrzydle antykliny Suchych

Rzek, w środkowym odcinku (Połonina Caryńska) na południowym skrzydle tejże antykliny, w odcinku zachodnim na skrzydle synkliny Ustrzyk Dolnych. Równie złożone nawiązania strukturalne ma obniżenie zaczynające się od przełęczy między Tarnicą a Krzemieniem i ciągnące się przez Bereżki, Caryńskie, Suche Rzeki i Jaworzec. Biorąc pod uwagę fakt, że brak jest tutaj typowych dolin i grzbietów inwersyjnych, że grzbietotwórcze piaskowce otryckie odpreparowane zostały przede wszystkim w obrębie elementów antyklinalnych, rzeźbę południową strefy centralnej depresji karpackiej należy uznać za zbliżoną do konsekwentnej.

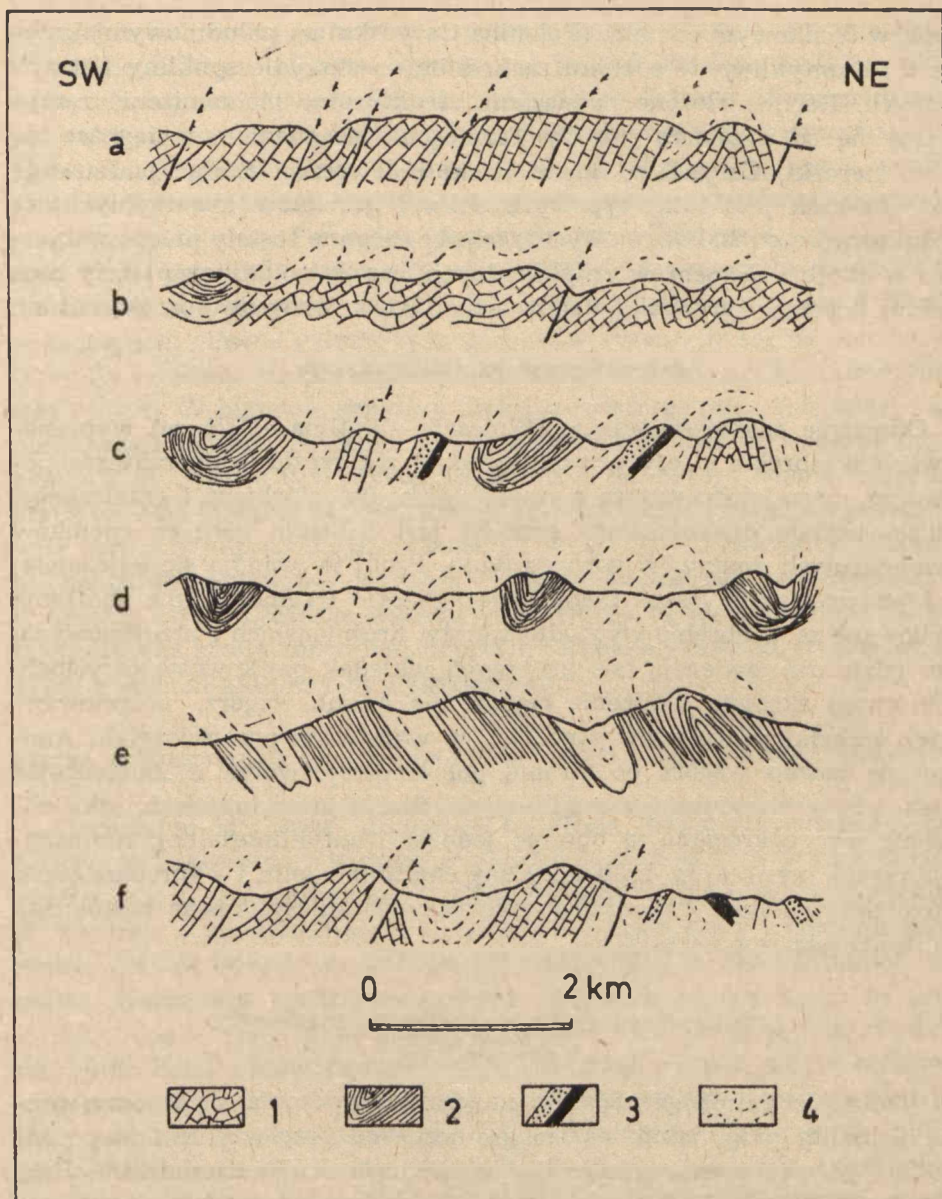
RZEŻBA STREFY PRZEDDUKIELSKIEJ

Obniżenie śródbieszczadzkie (Wołosate—Wetlina—Dołżyca) wypreparowane w obrębie strefy przeddukielskiej ma rzeźbę o charakterze pogórskim, ostro kontrastującą z rzeźbą pasm: połonińskiego i granicznego. Falisty poziom dna obniżenia rozcięty jest dolinami górnych odcinków lewobrzeżnych dopływów górnego Sanu. Rzeki te wcinają się najczęściej w łupkowe warstwy serii menilitowej. Płaskie fragmenty dna obniżenia zachowane są w obrębie wychodni warstw krośnieńskich i przejściowych, tam gdzie nie zawierają one grubszych wkładek piaskowców otryckich. Północnym skrajem obniżenia ciągnie się pasmo wzgórz, uformowane przez wkładki piaskowców otryckich w warstwach przejściowych. Analogiczne pasmo wzgórz po stronie południowej tworzą gruboławicowe piaskowce w warstwach hieroglifowych. Strefa przeddukielska, jako obniżenie wypreparowane w obrębie jednostki antyklinorialnej, reprezentuje rzeźbę inwersyjną. Epigenetyczny charakter dolin i wypreparowanie drugorzędnych form twardzielcowych pozwala sklasyfikować rzeźbę dna obniżenia jako appalachijską.

RZEŻBA RESEKWENTNA PŁASZCZOWINY DUKIELSKIEJ

(ryc. 10 f)

W obrębie pasma granicznego najsilniej uwydatnia się stromy, prawie jednolity próg, jakim pasmo graniczne od przełęczy Beskid po zachodnią granicę terenu góruje nad obniżeniem śródbieszczadzkim. Próg ten uformowany jest przez piaskowcowe warstwy ciśniańskie górnej kredy, podścielone warstwami łupkowskimi złusowanego fałdu Wołosania—Wielkiej Rawki. Kulminacje progu tworzą paleoceńskie, gruboławicowe piaskowce z Majdanu lub, w zachodnim odcinku, warstwy ciśniańskie należące do jądra nasuniętego, bardziej wewnętrznego fałdu Wielkiego Jasła. Wewnętrzna strefa obniżeń (przełęcze i leje źródłowe Solinki i Smereka) wypreparowana jest we wschodnim odcinku w paleogeńskich warstwach odwodowej synkliny fałdu Wielkiej Rawki oraz w warstwach



Ryc. 10. Schemat typów rzeźby strukturalnej w polskiej części Karpat Wschodnich; a — rzeźba resekwentna zewnętrznych łusek fałdów przemyskich, b — rzeźba resekwentna (z elementami appalachijskiej) wewnętrznej strefy fałdów przemyskich, c — rzeźba appalachijska wewnętrznego synklinorium płaszczowiny skolskiej, d — rzeźba inwersyjna północnej strefy centralnej depresji karpackiej, e — konsekwentna rzeźba południowej strefy centralnej depresji karpackiej, f — rzeźba resekwentna płaszczowiny dukielskiej; 1 — dolny kompleks skał odpornych, 2 — górny kompleks skał odpornych, 3 — środkowy kompleks skał odpornych, 4 — nieodporne serie skalne

łupkowskich łuski Paprotnej, w zachodnim odcinku w paleogenie odwodowej synkliny fałdu Wielkiego Jasła. Właściwy grzbiet graniczny na zachód od Wielkiej Rawki składa się z kulisowo ustawionych odcinków, utworzonych przez warstwy ciśniańskie jąder coraz bardziej wewnętrznych elementów antyklinalnych: łuski Paprotnej, łuski Borsuka, fałdu Wielkiego Jasła i fałdu Czereniny. Rzeźba strukturalna płaszczowiny dukielskiej na badanym odcinku ma charakter resekwentny.

MEZOFORMY RZEŻBY STRUKTURALNEJ

Za mezoformy strukturalne należy uznać formy rzeźby uwarunkowane litologią, tektoniką lub litologią i tektoniką łącznie, nie odgrywające samodzielnej roli w krajobrazie, lecz tworzące elementy ukształtowania stoków, grzbietów i koryt rzecznych. Można tu wymienić progi i załamania stoków, progi w korytach rzek i formy skałkowe. Należy wyłączyć z tego rejestru osuwiska, które wprawdzie wiążą się z litologią i ułożeniem warstw skalnych, ale bezpośrednio uzależnione są od kształtu stoku i dynamiki procesów. We wschodniej części polskich Karpat fliszowych kilka zespołów skalnych odgrywa wybitniejszą rolę w kształtowaniu mezoreliefu strukturalnego. Są to górnokredowe margle krzemionkowe w fałdach przemyskich, rogowce serii menilitowej w wewnętrznym synklinorium płaszczowiny skolskiej, niektóre piaskowce gruboławicowe w górnej części warstw krośnieńskich dolnych, piaskowce glaukonitowe na granicy warstw krośnieńskich dolnych i środkowych w północnej strefie centralnej depresji karpackiej oraz piaskowce otryckie w południowej strefie centralnej depresji karpackiej.

Wśród skał szczególnie silnie wpływających na drugorzędne formy rzeźby strukturalnej najbardziej interesujące są piaskowce budujące formy skałkowe w okolicy Leska (Kamień Leski) i Czarnej. Są to czyste formy strukturalne, powstałe dzięki właściwościom piaskowców o specyficznej genezie — fluxoturbidytów (19), tworzących soczewy wśród mało odpornych warstw krośnieńskich dolnych. Ograniczone rozmiary występowania tych piaskowców nie pozwalają na wytworzenie się w ich ob-

The scheme of the types of structural relief within the Polish part of the Eastern Carpathians; a — resequent relief of the external slices of the Przemyśl folds, b — resequent relief (with the Appalachian elements) of the inner zone of the Przemyśl folds, c — Appalachian relief of the inner synclinorium of the Skole nappe, d — inverse relief of the northern zone of the central Carpathian depression, e — consequent relief of the southern zone of the central Carpathian depression, f — resequent relief of the Dukla nappe; 1 — lower complex of the resistant rocks, 2 — upper complex of the resistant rocks, 3 — middle complex of resistant rocks, 4 — non-resistant rock series

rębie form grzbietowych, natomiast kontrast litologiczny z otaczającą serią jest tak duży, że warunkuje wypreparowanie skałek. Jest to tym bardziej ciekawe, że według S. D ż u ł y ń s k i e g o (19) także inne formy skałkowe Karpat fliszowych (Kornuty, Prządki, skałki nad Jeziołem Rożnowskim) związane są z fluxoturbidytami. Jest to przykład zależności rzeźby strukturalnej od zjawisk tak odległych w czasie, jak warunki sedymentacji w basenie geosynklinalnym.

ZWIĄZKI RZEŻBY STRUKTURALNEJ Z TEKTOGENEZĄ KARPAT

Uogólniona analiza rozprzestrzenienia form rzeźby strukturalnej i ich stosunku do odpornych, grzbietotwórczych kompleksów w profilach litostratygraficznych poszczególnych jednostek daje następujący obraz. Najniższy, górnokredowy lub górnokredowo-paleoceński kompleks warstw odpornych buduje grzbiety górskie w zewnętrznej, brzeżnej strefie fałdów przemyskich. Doliny wypreparowane są w wąskich smugach dolnej kredy u czoła łusek lub w smugach eocenu odwodowych synklin (ryc. 10a). Szerokie, niewysokie grzbiety tworzą wierzchowinę, w stosunku do której rzeźba jest epigenetyczna. Jest to typ rzeźby resekwentnej.

Kompleks górnokredowo-paleoceński buduje grzbiety również w obrębie płaszczowiny dukielskiej (ryc. 10 f). Są to grzbiety monoklinalne na normalnych skrzydłach złuskowanych fałdów. Obniżenia wypreparowane są w paleogenie synklin i łupkowej górnej kredzie jąder łusek. Deniwelacje w tej strefie są znaczne, na kulminacjach brak śladów powierzchni ścięcia, od której mógł następować epigenetyczny rozwój rzeźby. W sumie jest to również typ rzeźby resekwentnej, a różnica w stosunku do fałdów przemyskich wynika z odmiennego stylu tektonicznego i mniejszego stopnia elewowania jednostki.

Inny typ rzeźby strukturalnej reprezentuje strefa, w której najniższy kompleks odporny buduje grzbiety antyklinalne, doliny wypreparowane są głównie w skałach środkowego kompleksu mało odpornego, występują także nieliczne grzbiety monoklinalne środkowego kompleksu odpornego i grzbiety synklinalne górnego kompleksu odpornego. Jest to typ rzeźby przejściowej pomiędzy resekwentną a appalachijską, a występuje on w wewnętrznej podstrefie fałdów przemyskich (ryc. 10 b).

Typ rzeźby, w którym grzbiety budują w równej mierze wszystkie trzy kompleksy skał odpornych, można uznać za appalachijski. Występowanie jego ogranicza się do wewnętrznego synklinorium płaszczowiny skolskiej (ryc. 10 c). Dużą rolę w tej rzeźbie odgrywają undulacje podłużnych osi elementów tektonicznych.

Rzeźba inwersyjna, w której grzbiety budują skały górnego kompleksu odpornego wypełniające synkliny, a obniżenia dolinne wypreparo-

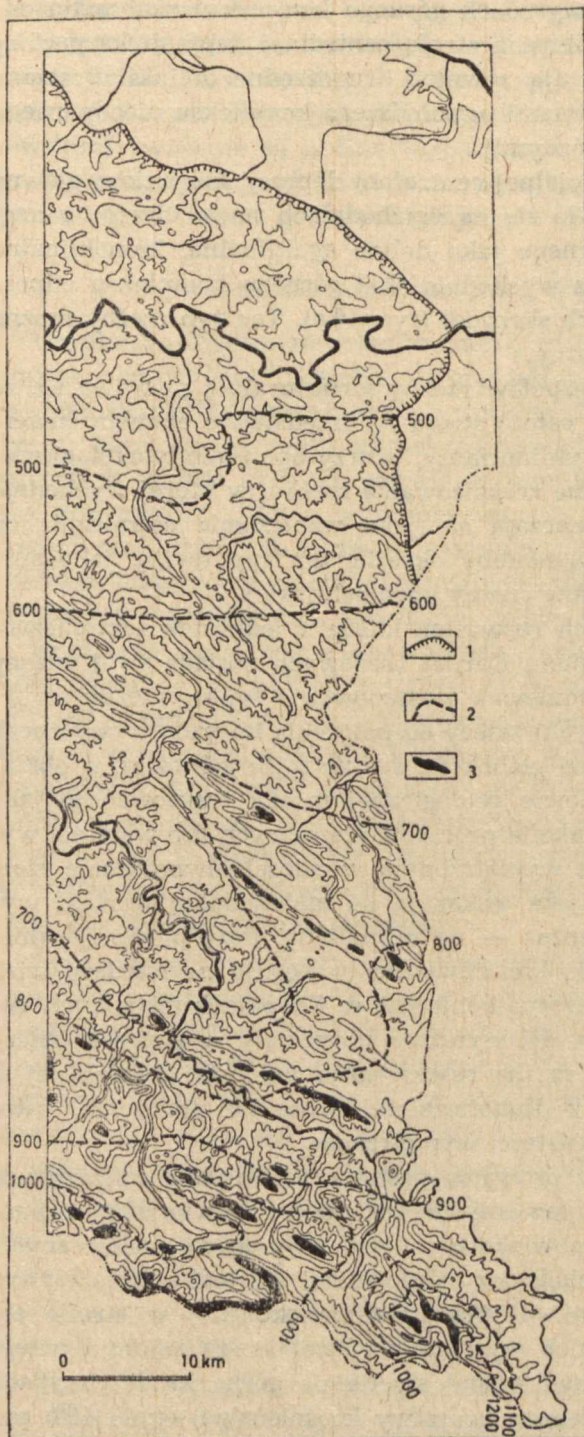
wane są w antyklinalnych wysadach górnego kompleksu skał mało odpornych, związana jest z północną strefą centralnej depresji karpackiej (ryc. 10 d). Lokalnie występują również drugorzędne dolinki w osiach synklin, wypełnionych warstwami najmłodszego kompleksu nieodpornego (warstwami krośnieńskimi górnymi).

W południowej strefie facjalnej centralnej depresji karpackiej główne obniżenie dolinne wytworzyło się na wychodniach najmłodszego (w tej strefie) kompleksu nieodpornego jako dolina synklinalna. Monoklinalne grzbiety utworzone są przez wychodnie skał górnego kompleksu odpornego w obrębie antyklin i ich skrzydeł (ryc. 10 e). Ten typ rzeźby można określić jako semikonsekwentny.

Ostatni z omawianych zespołów rzeźby strukturalnej pokrywa się ze strefą przeddukielską. Jako całość strefa ta przedstawia element inwersyjny. Ma ona charakter antyklinorialny, tworzy obniżenie morfologiczne. Biorąc pod uwagę wewnętrzne zróżnicowanie rzeźby, w której wychodnie warstw odporniejszych zaznaczają się jako wzniesienia niezależnie od pozycji stratygraficznej, wypadałoby określić ten typ rzeźby jako specyficzną, małoskalową odmianę rzeźby appalachijskiej.

Jak wynika z powyższych rozważań, każda z jednostek tektoniczno-facjalnych omawianego regionu Karpat fliszowych posiada swój własny typ rzeźby strukturalnej. Ponieważ występowanie typów rzeźby strukturalnej (stadiów genetycznych) zależy od położenia horyzontu odpornego w profilu danej jednostki i od głębokości ścicia tejże jednostki, w obszarach o porównywalnej budowie geologicznej można traktować je jako wskaźnik długotrwałości działania procesów niszczących lub wartości wypiętrzenia (9). W górotworze wypiętrzonym w całości równocześnie rzeźba resekwentna i appalachijska wskazują na maksymalną wartość wypiętrzenia, rzeźba konsekwentna — na minimalną. Przy porównywalnej wartości wypiętrzenia rzeźba konsekwentna wskazuje na młodszy wiek ruchów, resekwentna na starszy. Ponieważ w Karpatach fliszowych ruchy fałdowe, choć krótkotrwałe, wyraźnie migrowały w poprzek łańcucha, z południa na północ, rzeźba resekwentna jednostki dukielskiej w większym stopniu wynika z długotrwałości procesów niszczenia, natomiast jednostki skolskiej z wartości wypiętrzenia.

Do zbliżonych wniosków prowadzi próba rekonstrukcji zniszczonych struktur na przekrojach geologicznych oraz pomiar powierzchni zajmowanej przez wychodnie różnowiekowych serii na mapach geologicznych. Dla antyklin płaszczowiny skolskiej i dukielskiej wartość ścicia wynosi przynajmniej 3000—4000 m. W płaszczowinie skolskiej w strefie zewnętrznej fałdów przemyskich wychodnie górnej kredy zajmują powyżej 75% powierzchni, w wewnętrznej strefie na górną kredę przypada ponad 50%, na młodszy paleogen (warstwy krośnieńskie) około 10% po-



Ryc. 11. Ukształtowanie poziomu śródgórskiego; 1 — brzeg Karpat, 2 — izohipsy rekonstruowanej powierzchni poziomu śródgórskiego (co 100 m), 3 — zespoły rzeźby ostańcowej na rekonstruowanej powierzchni poziomu śródgórskiego

Configuration of the intermountain planation surface; 1 — the margin of the Carpathians, 2 — the contours of the reconstructed surface of the intermountain planation (every 100 m), 3 — the outlines of the monadnocks on the reconstructed surface of the intermountain planation

wierzchni. W wewnętrznej strefie synklinorialnej płaszczowiny skolskiej górna kreda zajmuje do 10% powierzchni, warstwy krośnieńskie — 50%. W płaszczowinie dukielskiej górna kreda zajmuje 60—80%, a starszy paleogen 20—40% powierzchni. W północnej strefie centralnej depresji karpackiej antykliny zostały obniżone około 2000—2500 m, a w południowej około 1000—1500 m. W północnej strefie około 75% powierzchni zajmują oligoceńskie warstwy dolnokrośnieńskie, reszta powierzchni przypada na warstwy krośnieńskie środkowe i górne należące już do miocenu. W południowej strefie 100% powierzchni zajmują warstwy krośnieńskie dolne, jednak prawdopodobnie w tej strefie wyższe poziomy nigdy się nie osadziły.

Analiza przekrojów i obrazu intersekcyjnego mapy geologicznej prowadzi więc do podobnych wniosków co analiza typów rzeźby strukturalnej. Najsilniej wypiętrzane były zewnętrzne strefy płaszczowiny skolskiej i płaszczowina dukielska, najslabiej — południowa strefa centralnej depresji karpackiej. Strefy o różnej wartości wypiętrzenia, zatem i późniejszego ścięcia, całkowicie pokrywają się z wyodrębniającymi się jednostkami tektoniczno-facjalnymi. Zróznicowanie to musiało się więc zaznaczyć jeszcze w okresie pewnej labilności i samodzielności tektonicznej poszczególnych jednostek, a więc w fazie ruchów fałdowych i bezpośrednio po nich.

NAŁOŻONE ELEMENTY UKSZTAŁTOWANIA POWIERZCHNI

Za nałożone (epigenetyczne) elementy ukształtowania powierzchni należy uznać takie, które nie są związane z określonymi jednostkami tektonicznymi lub litologicznymi i które rozprzestrzenione są regionalnie. Są to: powierzchnia szczytowa, sieć rzeczna (dolinna) i trzy poziomy częściowego zrównania: śródgórski, pogórski i dolinny.

POWIERZCHNIA SZCZYTOWA

Mapę powierzchni szczytowej Karpat i ich przedgórza opracował H. Teisseyre (93), oznaczając na podkładzie mapy 1:75 000 wysokości szczytów „wykluczając te szczyty, które pozostają pod wyraźnym wpływem obniżającym przyległych głębokich dolin górskich, oraz te, które stanowią niewątpliwe poziomy erozyjne” i wykreślając izohipsy co 100, 50, 25 i 12,5 m. Spośród wyróżnionych przez tego autora zasadniczych jednostek powierzchni szczytowej Karpat przez omawiany teren przechodzą trzy: wypiętrzenie obwodowe obejmujące prawie dokładnie płaszczowinę skolską, depresja środkowa sięgająca po dolinę górnego Sanu

i jej północno-zachodnie przedłużenie (obejmująca całą północną część centralnej depresji karpackiej i skraj południowej części) oraz wypiętrzenie bieszczadzkie. Wzdłuż linii Strwiąż—Wołkowyja (NE—SW) przebiega chyrowska „linia poprzecznego załamywania się Karpat” i przez Stuposiany—Brzegi Górne równoległa linia turecka. Na mapie najwyższych wzniesień Karpat, opracowanej przez „wyeliminowanie wszelkich podłużnych i poprzecznych sfałowań powierzchni szczytowej”, wyodrębnia się skłon bloku wschodniokarpackiego opadający dwoma schodami ku NNW do powierzchni wyrównanego bloku przemysko-wadowickiego. Granica tych bloków biegnie w kierunku WSW—ENE przez Rajskie, Paniszczów, Bandrów, a linia krawędzi pomiędzy schodami bloku wschodniokarpackiego prawie równoleżnikowo przez Kalnicę—Smolnik. Oprócz wyżej wymienionych elementów, na mapce poprzecznych zaburzeń powierzchni szczytowej Karpat H. T e i s s e y r e (93) wyróżnia strefę schodu chyrowskiego (strefa zwiększonego gradientu hipsometrycznego powierzchni szczytowej), pokrywającą się z linią chyrowskiego załamania kierunku Karpat. Analizując hipsometryczną mapę powierzchni, oprócz elementów wyróżnionych przez tego autora, można dodatkowo stwierdzić występowanie jeszcze jednej linii zwiększonego gradientu hipsometrycznego, przebiegającej prawie równoleżnikowo przez Kuźminę—Jamną. Zwraca także uwagę asymetria wypiętrzenia obwodowego, którego skłon południowo-zachodni jest bardzo stromy.

Z mapy powierzchni szczytowej Karpat H. T e i s s e y r e'a (93) da się więc odczytać obecność nie tylko elementów podłużnych, pokrywających się w przybliżeniu z przebiegiem stref tektoniczno-facjalnych, lecz także kilku elementów poprzecznych, o kierunkach od prawie równoleżnikowego przez WSW—ENE do SW—NE.

UKŁAD SIECI RZECZNEJ

Główną rzeką jest San, który przepływa przez południową część badanego terenu doliną o generalnym kierunku SE—NW i przez północną część doliną o generalnym kierunku W—E. Poza terenem badań, między Leskiem a Dynowem, San tworzy nieregularną krzywą wygiętą ku NW z dwiema kulminacjami: pod Międzybrodziem i koło Dynowa. Obie te kulminacje krzywej wypadają na przedłużeniu wybitniejszych pasm górskich — Słonnych Gór i Chwaniowa — oraz mają swoje odpowiedniki w krzywiznach Wisłoka pod Frysztakiem i Czudcem i Wisłoki pod Pilznem. Południowy odcinek doliny Sanu składa się z dwóch części: prostoliniowego odcinka subsekwentnego od źródeł po Rajskie i odcinka o złożonym, łamanym przebiegu pomiędzy początkiem przełomu Rajskiego a Leskiem. Charakterystyczna jest asymetria dorzecza: lewe skrzydło

składa się z dolin poprzecznych, prawe skrzydło reprezentują doliny podłużne, wykorzystujące szerokie obniżenia denudacyjno-strukturalne na długich odcinkach równoległe do Sanu. Taki układ sieci hydrograficznej dorzecza górnego Sanu zinterpretowany został przez L. Starkla (83) jako obraz depresji tektonicznej o osi zgodnej z generalnym kierunkiem rzeki, lekko natomiast odchylonej ku północy od biegu fliszowych jednostek tektonicznych. San w ujęciu tego autora jest rzeką konsekwentną, płynącą w osi depresji i zbierającą dopływy konsekwentnie spływające po skłonach depresji. Podobną interpretację doliny górnego Sanu daje na swoich mapach M. Klimaszewski (37, 38), podkreślając jednak odrębność najwyższego, subsekwentnego odcinka. O pierwotnym założeniu Sanu w osi depresji niezależnie od powierzchniowej budowy geologicznej i późniejszym, stopniowym dopasowywaniu odcinków doliny do szczegółów intersekcji świadczą meandry koło Stuposian. W obrębie poprzecznej depresji zaznaczającej się w budowie nasunięcia Otrytu i morfologii doliny Wołosatego San wcięty jest zarówno w utwory synkliny Bukowca, jak i antykliny Otrytu. Dopiero na zachód od Smolnika rzeka ześlizgnęła się po skrzydle silniej tu wypiętrzonych antykliny i znalazła się w osi synkliny w swoim obecnym położeniu. W Rajskim, gdzie nasunięcie Otrytu stopniowo się zwęża, San przerzuca się przełomowym odcinkiem daleko ku północy, ponownie w strefę osiową depresji. O starym założeniu i późniejszej epigenecie doliny górnego Sanu świadczy według L. Starkla (17, 83) odcinek doliny między Zabrodziem i Zwierzyńcem, wcięty w odporne serie piaskowcowo-lupkowe jądra synkliny Czulinia—Jawor.

Dolny odcinek karpackiego biegu Sanu znaczy M. Klimaszewski (37) w osi ukośnej depresji, a później (38) jako konsekwentny na skłonie ukośnej elewacji. O starości dolnego odcinka karpackiej doliny Sanu świadczy obecność na jej zboczach starych poziomów zrównań erozyjnych (34, 64, 106) i brak połączeń (niskich przełęczy dolinnych) pomiędzy środkowym odcinkiem i przedgórzem. Również i na tym odcinku fragmenty doliny mają charakter epigenetyczny (meander Słonnego), a inne reprezentują różne stadia wtórnego przystosowania do litologii przy ogólnej insekwenckiej doliny w stosunku do struktury fliszu. Podobnie insekwentne i epigenetycznie wcięte są doliny zarówno lewych, jak i prawych dopływów. Prawe są z reguły dłuższe (asymetria dorzecza) i częściej dopasowane do antyklinalnych wychodni mniej odpornych serii skalnych.

Dolinę środkowego Wiaru znaczy M. Klimaszewski (37) jako konsekwentną na północnym skłonie podłużnej elewacji, dolinę górnego Strwiąża jako dolinę antecedentną, przecinającą oś tejże elewacji. Obie te doliny wykazują wiele podobieństw. Są prostopadłe (konsekwentne)

w stosunku do granicy nasunięcia Karpat i do biegu struktur fałdowych, mają źródłowe odcinki w dolinach podłużnych i prawe skrzydła dorzezy silniej rozwinięte. Obie doliny są stare, mimo ich wąskości i przełomowego charakteru zachowały się w nich półki starych poziomów zrównań. Natomiast różnią się doliny Wiaru i Strwiąża znacznym przesunięciem źródeł względem siebie w układzie fliszowych jednostek fałdowych. Źródła Strwiąża sięgają jednostek znacznie bardziej wewnętrznych. W stosunku do oznaczonej na mapie M. Klimaszewskiego (37) elewacji źródła Wiaru leżą na północnym skłonie, Strwiąża na południowym. Można jednak wykazać (przy pomocy analizy deformacji poziomów zrównań), że główna oś elewacji przebiega na południe od źródeł także i Strwiąża, że Strwiąż jest w stosunku do niej także konsekwentny.

Analiza sieci rzecznej prowadzi do wniosku o występowaniu na omawianym obszarze kilku wielkoskalowych elementów ukształtowania, nałożonych na powierzchnię tektonikę fliszu. Jest to wielka depresja górnego Sanu o osi SE—NW (przełęcz Użocka—Lesko), nieco skośna w stosunku do elementów fałdowych, równoleżnikowa depresja dolnego odcinka karpackiego biegu Sanu, prostopadła do fałdów fliszowych i oddzielająca obie depresje elewacja. Ten ostatni element najlepiej się zaznacza w obrazie deformacji poziomów częściowego zrównania.

UKSZTAŁTOWANIE POZIOMU ŚRÓDGÓRSKIEGO

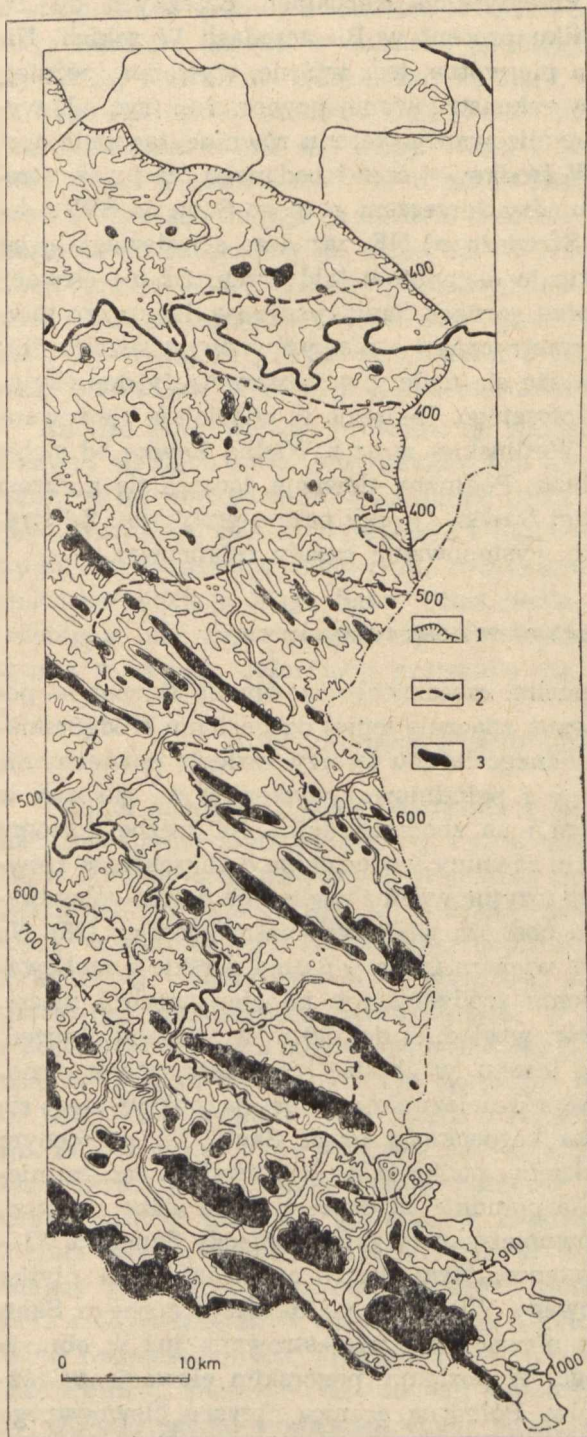
Poziom śródgórski, jako najstarsza z karpackich powierzchni zrównań, jest bardzo silnie zniszczony i przeobrażony. Jego resztki zachowały się w obrębie twardełcowych grzbietów górskich. Mimo to możliwa jest rekonstrukcja jego rzeźby, a to dzięki dość równomiernemu rozmieszczeniu reliktyw. Była to równina, urozmaicona niewielką ilością twardełcowych wzgórz (ryc. 11), o wysokości względnej 50—350 m. Istnieją przesłanki bezpośrednie (morfologiczne — rzeźba poziomu i ostańców) i pośrednie (warunki klimatyczne dolnego pliocenu), które pozwalają sądzić, że poziom śródgórski miał charakter pedypleny (36, 38, 83). Rzeźba ostańcowa grupuje się w dwóch strefach w południowej części terenu. Zespół masywnych ostańców tworzą szczyty grupy Tarnicy—Halicza oraz w ich przedłużeniu pasma Połoniny Caryńskiej i Wetlińskiej ze Smrekiem. W grzbiecie granicznym ostańcowy charakter mają Wielka i Mała Rawka, Czerteż i Krzemieniec. W tej strefie występują też drobniejsze grzbieciki ostańcowe pomiędzy pasmem połonin i doliną Sanu oraz masywny grzbiet Otrytu. Drugą strefę ostańcową, o formach rzadziej rozmieszczonych, niższych i mniej masywnych, tworzą kulminacje Jaworników, Żukowa i Kamiennej Laworty nad Ustrzykami Dolnymi.

Obecne spadki rekonstruowanej powierzchni poziomu śródgórskiego

wynoszą od 0,3—0,5% w Przemyskich Karpatach Brzeźnych do 1% w Bieszczadach Niskich i kilku procent w Bieszczadach Wysokich. Nie mogą to być więc nachylenia pierwotne, lecz wtórne, wywołane późniejszymi deformacjami. Izohipsy rekonstruowanej powierzchni (ryc. 11) wyznaczają w północnej części analizowanego terenu równinę, łagodnie opadającą wprost ku północy. W środkowej części badanego terenu, w strefie obecnego wododziału pomiędzy dorzeczem górnego Sanu od SW a dorzeczami Stupnicy, Wiaru i Strwiąża od NE, zaznacza się elewacja o osi biegnącej skośnie w stosunku do elementów fałdowych. Oś tej elewacji zanurza się ku NW. W dorzeczu górnego Sanu rysuje się depresja o nieckowatym kształcie, nieco asymetryczna i o niewyrównanym spadku dna. Z depresją tą od południa wiążą się małe, poprzeczne strefy depresyjne górnej Solinki—Wetliny i Wołosatego. Depresje te oddzielają elewowane guzy Połoniny Caryńskiej i Wetlińskiej wraz z Wielką Rawką od siebie oraz od grupy Tarnicy—Halicza. Podłużną elewację, łączącą się z guzem Połoniny Caryńskiej—Wielkiej Rawki, tworzy pasmo graniczne. Ze strefami elewowanymi wiąże się występowanie rzeźby ostańcowej.

UKSZTAŁTOWANIE POZIOMU POGÓRSKIEGO

Druga z głównych powierzchni częściowego zrównania Karpat — poziom pogórski — jest zachowana znacznie lepiej od poziomu śródgórskiego. W północnej części omawianego terenu tworzy rozległe powierzchnie wierzchowinowe, w środkowej i południowej występuje na garbach w obrębie rozleglejszych obniżen i na zboczach dolin. Na rzeźbę poziomu pogórskiego składają się faliste równiny wododzielne o charakterze zrównań denudacyjnych, równiny erozyjne wzdłuż większych dolin i spłaszczenia podstokowe typu glacis u podnóża większych pasm górskich (28). Na rzeźbę ostańcową składają się większe grupy i pasma górskie z zachowanymi relikdami rzeźby poziomu śródgórskiego na elewacjach i niższe, kopulaste wzgórza o wysokości względnej do 100 m w strefach obniżen. W północnej części badanego terenu, w obrazie hipsometrycznym poziomu pogórskiego zarysowuje się równoleżnikowa depresja, pokrywająca się z dorzeczem dolnego odcinka karpackiego biegu Sanu. Na północnym skrzydle depresji garb wododzielny podkreślony jest występowaniem nielicznych, niskich ostańców. Na południe od depresji Sanu słabo zaznacza się płaski, również prawie równoleżnikowy garb pomiędzy Sanem a Wiarem, podkreślony także występowaniem grupy ostańców. Poza płytką i niewielką depresją środkowego Wiaru aż po depresję górnego Sanu rozpościera się wielka strefa elewacyjna, zarejestrowana już w obrazie izohips poziomu śródgórskiego. W poziomie pogórskim elewacja ta różnicuje się na kilka elementów. Północna granica obszaru elewowanego



Ryc. 12. Ukształtowanie poziomu pogórskiego; 1 — brzeg Karpat, 2 — izohipsy rekonstruowanej powierzchni poziomu pogórskiego (co 100 m), 3 — zespoły starszej rzeźby ostańcowej na rekonstruowanej powierzchni poziomu pogórskiego

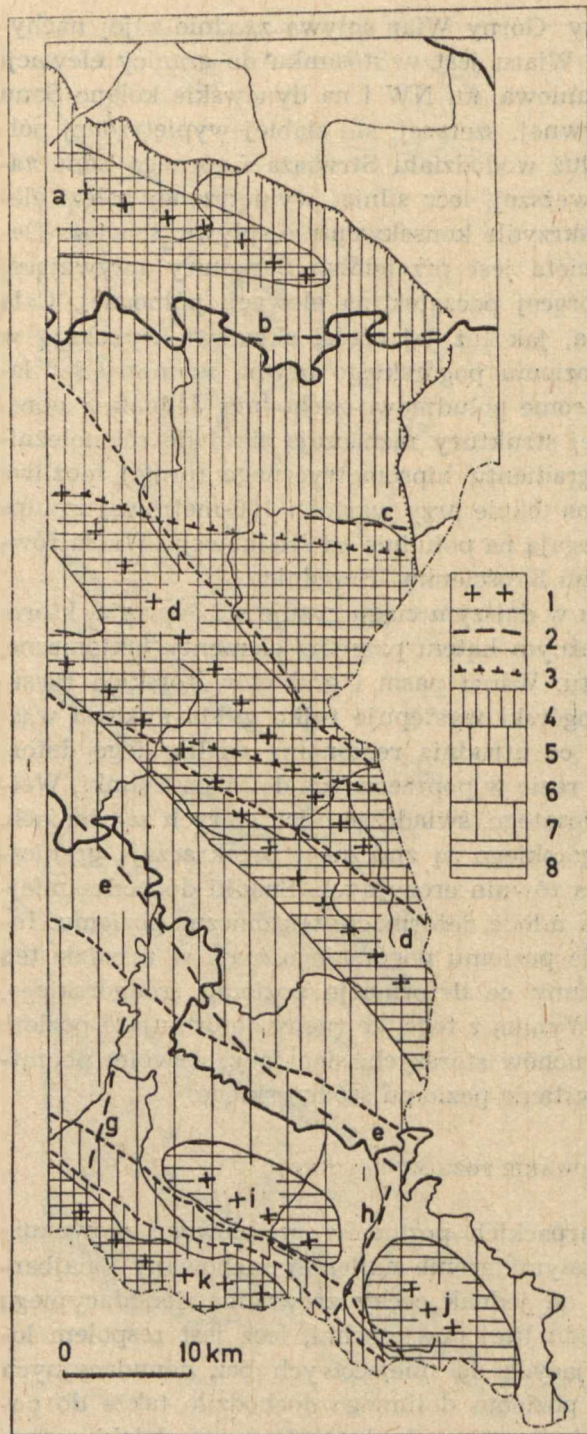
Configuration of the submountain planation surface; 1 — the margin of the Carpathians, 2 — contours of the reconstructed surface of the submountain planation (every 100 m), 3 — complexes of the elder monadnock relief on the reconstructed surface of the submountain planation

ma kierunek równoleżnikowy. Górny Wiar spływa zgodnie z jej nachyleniem, a odcinek środkowy Wiaru jest w stosunku do granicy elewacji subsekwentny. Wzdłuż Chwaniowa, ku NW i na dynowskie kolano Sanu kieruje się oś bardziej masywnej, szerszej, ale słabiej wypiętrzonej północnej gałęzi elewacji. Wzdłuż wododziału Strwiąża i górnego Sanu zaznacza się oś południowej, węższej, lecz silniej wypiętrzonej gałęzi elewacji, po której północnym skrzydle konsekwentnie spływa Strwiąż. Elewacja ta (południowa) przecięta jest przełomem Serebnicy spływającej na południe do Sanu, a biorącej początek na elewacji północnej. Cała opisywana strefa elewacyjna, jak też jej części składowe wykazują w obrazie hipsometrycznym poziomu pogórskiego pewną asymetrię — łagodne skrzydła północne i strome południowo-zachodnie. Jednak w obrębie skrzydła północnego całej struktury zaznaczają się dwie równoleżnikowe strefy zwiększonego gradientu hipsometrycznego (progi) możliwe do prześledzenia w terenie (na mapie przy wartości 100-metrowej izohips nieczytelne). Progi te przebiegają na południe od środkowego Wiaru równolegle do doliny i wzdłuż linii Krościenko—Serebnica.

W dorzeczu górnego Sanu w dalszym ciągu rysuje się depresja, której oś pod niewielkim, ale wyraźnym kątem przecina elementy tektoniczne, wśród nich nasunięcie Otrytu. Wśród pasm i grzbietów górskich Bieszczadów Wysokich poziom pogórski występuje tylko w stosunkowo wąskich obniżeniach dolinnych, co utrudnia regionalną analizę jego deformacji. Występuje w każdym razie w poprzecznych dolinach Solinki, Wetlinki, Nasicznińskiego i Wołosatego, świadcząc o ich starych założeniach. Ogólnie spadki poziomu pogórskiego są znaczne i przekraczają graniczne wartości przyjmowane dla równin erozyjnych. Spadki dochodzą miejscami do 2%. Wskazuje to na młode deformacje tektoniczne poziomu. Interesujące jest, że deformacje poziomu pogórskiego mają w zasadzie ten sam znak i zasięg przestrzenny co deformacje poziomu śródgórskiego, jednak mniejszą amplitudę. Wynika z tego, że ruchy deformujące poziom pogórski były kontynuacją ruchów starszych, sięgających swoim początkiem co najmniej okresu powstania poziomu śródgórskiego.

UKSZTAŁTOWANIE POZIOMU DOLINNEGO

Ze wszystkich trzech karpackich poziomów częściowego zrównania poziom dolinny jest na badanym terenie najlepiej zachowany i najbardziej rozprzestrzeniony. Ma on jednak cechy zrównania denudacyjnego (pedymentu) i nie tworzy jednolitej powierzchni, lecz jest zespołem lokalnych spłaszczeń nawiązujących do miejscowych baz denudacyjnych (28, 63). W trakcie rozwoju poziomu dolinnego dochodziło także do poważnej przebudowy szczegółów systemu hydrograficznego, dzięki czemu



Ryc. 13. Główne elementy morfostrukturalne polskiej części Karpat Wschodnich; 1 — osie młodych elewacji, 2 — osie młodych depresji, 3 — wyraźniejsze załamania na skłonach elewacji, 4 — rzeźba resekwentna na głęboko ściętych strukturach fałdowych, 5 — rzeźba appalachijska na dość głęboko ściętych strukturach fałdowych, 6 — rzeźba inwersyjna na średnio głęboko ściętych strukturach fałdowych, 7 — rzeźba konsekwentna na płytko ściętych strukturach fałdowych, 8 — zasięg obszarów objętych młodymi ruchami wypiętrzającymi; a — elewacja Brzeżnego Garbu Wododzielczego, b — depresja dolnego odcinka karpackiej doliny Sanu, c — depresja doliny środkowego Wiaru, d — złożona elewacja Bieszczadów Niskich, e — depresja doliny górnego Sanu, g — drugorzędna depresja Solinki, h — drugorzędna depresja doliny Wołosatego, i — elewacja Połoniny Wetlińskiej, j — elewacja grupy Tarnicy—Halicza, k — elewacja pasma granicznego Main morphostructural elements of the Polish part of the Eastern Carpathians; 1 — axes of the young elevations, 2 — axes of the young depressions, 3 — more distinct bends on the slopes of the elevations, 4 — resequent relief on the deeply cut fold structures, 5 — Appalachian relief on the deeply cut fold structures, 6 — inversion relief on the moderately deeply cut fold structures, 7 — consequent relief on the shallowly cut fold structures, 8 — extent of the areas affected by young uplifting movements; a — elevation of the Brzeżny Garb Water Divide, b — depression of the lower part of the Carpathian valley of the San, c — depression of the middle part of the Wiar valley, d — complex elevation of the Bieszczady Niskie, e — depression of the upper part of the San valley, g — second-order depression of Solinka, h — second-order depression of the Wołosate valley, i — elevation of the Połonina Wetlińska, j — elevation of the Tarnica—Halicza group, k — elevation of the boundary range.

poziom dolinny ma na niektórych odcinkach różnokierunkowe spadki lub rozwijał się w kolejnych fazach przebudowy na nieco różnych wysokościach (nawiązując do różnych baz). Z powyższych względów poziom dolinny nie nadaje się do przeprowadzania regionalnej analizy deformacji. Analiza taka wymagałaby nie tylko uwzględniania roli i wpływu wszystkich lokalnych baz denudacyjnych, lecz także ścisłego określenia względnej chronologii wszystkich poprzecznych, przełomowych odcinków dolin, co na obecnym etapie badań nie jest jeszcze możliwe. Obserwuje się jedynie lokalne deformacje, bardzo zresztą cenne dla niniejszych rozważań. W dolnym odcinku karpackiej doliny Sanu, na elemencie tektonicznym Piątkowej, M. Klimaszewski (34) stwierdził miejscowe wypiętrzenie poziomu 100 m (dolinnego). W okolicy Krzeczkowej W. Pękala (63) opisuje blisko 50-metrowy próg, rozdzielający dwa fragmenty poziomu dolinnego. Próg ten zbudowany jest z margli krzemionkowych, które zapewne w jego rozwoju odegrały rolę lokalnej bazy denudacyjnej. Ponieważ jednak wzdłuż wychodni margli biegnie strefa dyslokacyjna (18), nie jest wykluczona interpretacja tektoniczna. W dolinie Wołosatki, po obu stronach uskoku Halicza, wysokość zachowanych fragmentów poziomu dolinnego ulega skokowej zmianie o około 100 m. W innych miejscach tylko badania mikrotektoniczne mogłyby wyjaśnić, czy w obrębie wychodni odpornych serii skalnych rozdzielających położone na różnych wysokościach fragmenty poziomu dolinnego występują uskoki, zatem czy zróżnicowanie wysokości poziomu jest związane tylko z litologią, czy też i z tektoniką.

INNE ELEMENTY RZEŻBY I WSPÓŁCZESNE RUCHY TEKTONICZNE

Z pozostałych elementów ukształtowania powierzchni na szczególną uwagę zasługują terasy rzeczne. Zróżnicowanie teras w profilach podłużnych dolin, ich wysokości względne, obecność cokołów skalnych, charakter aluwiów powinny być wskaźnikami zróżnicowania intensywności i znaku najmlodszych i współczesnych ruchów tektonicznych. Jednak

on the less deeply cut fold structures, 6 — inverse relief on the medium deeply cut fold structures, 7 — consequent relief on the not deeply cut fold structures, 8 — extent of the areas with young uplift movements; a — elevation of the Marginal Watershed Hummock, b — depression of the lower segment of the Carpathian valley of the San river, c — depression of the valley of the middle Wiar river, d — complex elevation of the Low Bieszczady, e — depression of the valley of the upper San river, g — posterior depression of the Solinka river, h — posterior depression of the Wołosaty valley, i — elevation of the Połonina Wetlińska, j — elevation of the group Tarnica—Halicz, k — elevation of the frontier range

terasy w co najmniej równym stopniu co poziom dolinny zależą od czynników lokalnych, do których należy zaliczyć odporność podłoża, lokalne bazy erozyjne, a także wielkość i charakter morfologiczny doliny (28, 62, 83). Ocena przejawów najmłodszych i współczesnych ruchów tektonicznych na podstawie analizy teras może być dokonana tylko w toku szczegółowych prac terenowych.

Pewnych danych o regionalnym zróżnicowaniu współczesnych ruchów tektonicznych w polskiej części Karpat Wschodnich dostarczają wyniki bezpośrednich pomiarów geodezyjnych (40, 109, 110). Z wyników powtarzanych niwelacji zarysowuje się na omawianym obszarze strefa pozytywnych ruchów skorupy ziemskiej, o osi wyznaczonej przez miejscowości Kwaszenina—Leszczawa—Rzeszów, ograniczona brzegiem Karpat od północy i linią Rajske—Lesko od południowego zachodu. Podstawa faktyczna tej interpretacji jest jednak bardzo skromna. Możliwa jest także ekstrapolacja na omawiany obszar wyników wielokrotnie powtarzanych niwelacji i pomiarów geofizycznych przekroju Mukaczewo—Swalawa—Stryj—Lwów, badanego w ramach prac na karpackim poligonie geofizycznym AN ZSRR (25). Zróżnicowanie ruchów na odcinku Swalawa—Stryj daje się paralelizować z układem depresji i elewacji polskiej części Karpat Wschodnich, z elewacją Bieszczadów Wysokich, depresją górnego Sanu, asymetryczną elewacją Bieszczadów Niskich i z depresją dolnego odcinka karpackiego biegu Sanu. Przy takiej paralelizacji granice wyróżnionych elementów neotektonicznych wykazują skośny przebieg w stosunku do struktur fliszowych.

WNIOSKI

Analiza przedstawionych materiałów prowadzi do ujawnienia w polskiej części Karpat Wschodnich dwóch planów ukształtowania powierzchni. Pierwszy plan uzależniony jest od litologii i tektoniki fliszu. Reprezentowany jest przez układ twardzielcowych grzbietów górskich i subsekwentnych odcinków dolin, przez formy i zespoły form rzeźby strukturalnej. Drugi plan przejawia się w ukształtowaniu powierzchni szczytowej, w głównych zarysach sieci rzecznej i w zróżnicowaniu procesów młodej i najmłodszej tektoniki, ujawnionych deformacjami poziomów morfologicznych i bezpośrednimi pomiarami. Oba te plany ukształtowania powierzchni nakładają się na siebie w sposób niezgodny.

Wykazane zostało, że elementy rzeźby strukturalnej całkowicie zależą od inwentarza litostratygraficznego, stylu tektonicznego i stopnia elewowania określonych jednostek fliszu. Poszczególne formy rzeźby strukturalnej związane są z elementami fałdów, łusek i nasunięć, natomiast typy i zespoły rzeźby strukturalnej pokrywają się z większymi

jednostkami tektonicznymi. Granice jednostek i stref tektonicznych są zarazem granicami jednostek morfostrukturalnych. Wpływa stąd wniosek, że uwarunkowanie typów rzeźby strukturalnej nastąpiło w fazie fałdowania Karpat, w fazie aktywności tektonicznej poszczególnych jednostek fliszowych, jeszcze przed nasunięciem Karpat na rów przedgórski. Oczywiście jest, że formy rzeźby strukturalnej rozwijały się i rozwijają stopniowo, że kolejne etapy wypreparowywania serii odpornych i wcinań się dolin w serie mało odporne powtarzały się kilkakrotnie. Lecz procesy te dostosowywały się każdorazowo do intersekcyjnego obrazu budowy geologicznej, który w dowolnym poziomie był zdeterminowany jednorazowo i ostatecznie procesami tektoniki fałdowej w pierwszym etapie rozwoju struktury Karpat zewnętrznych.

Drugi plan ukształtowania powierzchni wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych reprezentuje kilka elementów ujawnionych zgodnie różnymi metodami analizy geomorfologicznej (ryc. 12). Należą tu dwie wielkie depresje (górnego Sanu i dolnego odcinka karpackiego biegu Sanu) i kilka depresji drugorzędnych (Wiaru, Wołosatego i Solinki) oraz kilka elewacji. Do elewacji można zaliczyć pasmo graniczne, grupę górską Tarnicy—Halicza, asymetryczną i złożoną elewację Bieszczadów Niskich oraz elewację Brzeźnego Garbu Wododzielnego. Stwierdzono także kilka liniowych elementów ukształtowania powierzchni: poprzeczne strefy Halicza i Wołosatego oraz dwie strefy równoleżnikowe na północnym skrzydle elewacji Bieszczadów Niskich. Wszystkie wyżej wymienione elementy biegą skośnie lub nawet prostopadle do osi fałdów i płaszczowin, co szczególnie wyraźnie przejawia się w obu wielkich depresjach Sanu. Osie i granice wymienionych elementów nałożonego planu ukształtowania powierzchni układają się w kierunkach NW—SE, WNW—ESE, W—E i SSW—NNE. Elementy drugiego planu ukształtowania głównych rysów powierzchni wschodniego odcinka polskich Karpat fliszowych są częściowo starsze od dolnopliocenijskiego poziomu śródgórskiego i od sieci rzecznej, być może są starsze także od założeń planu obecnej powierzchni szczytowej. Jednak ruchy pionowe warunkujące ich układ bez zmiany planu odbywały się w górnym pliocenie, po wykształceniu poziomu pogórskiego, i prawdopodobnie trwają do dziś. Niewątpliwie więc zróżnicowanie tych ruchów i układ uwarunkowania nimi elementów ukształtowania powierzchni wiąże się z poszariażowym etapem ewolucji karpackiego górotworu. Niezgodność planu tych elementów z planem strukturalnym fliszu świadczy, że muszą one być oddźwiękiem ruchów głębszego piętra strukturalnego, a więc podłoża platformowego, przekazywanym biernie ku powierzchni przez nasunięte masy fliszowe.

Pokrywa fliszowa zachowuje się biernie pod względem tektonicznym. Formy rzeźby strukturalnej są wynikiem długotrwałego rozwoju proce-

sów niszczących i wypreparowania odpornych serii skalnych w poziomie intersekcyjnym uzależnionym od stopnia pierwotnego wypiętrzenia i głębokości ścicia erozyjnego danej jednostki tektonicznej. Natomiast inne, wielkoskalowe elementy ukształtowania powierzchni Karpat zależą od zróżnicowania ruchów tektonicznych w okresie po nasunięciu Karpat na rów przedgórski. Ruchy te są efektem mobilności głębokiego podłoża, wykazującego odrębny plan strukturalny od nasuniętych jednostek fliszowych. Sieć rzeczna jest także młodsza od ruchów dosuwczych, uformowała się na powierzchni ścicia w warunkach nierównomiernego wypiętrzenia i dostosowała się w ten sposób do powstających depresji i elewacji. Szczegółowe badania zróżnicowania pionowych ruchów w Karpatach fliszowych, prowadzone tanimi metodami geomorfologicznymi i geodezyjnymi, mogą dostarczać cennych danych o zróżnicowaniu strukturalnym i mobilności głębokiego podłoża Karpat.

LITERATURA

1. Andrusov D.: Geologie der tschechoslovakischen Karpaten. T. 1, 2, Bratislava 1964—1965.
2. Baszenina N. W., Mirnowa A. W., Talskaja N. N.: Błokowaja tiektonika Karpat i jejo otryazhienije w rielefie (La tectonique de blocs faillés dans les Carpates et son reflect dans le relief). *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. III, Kraków 1969, ss. 45—60.
3. Baumgart-Kotarba M.: Analiza monoklinalnego grzbietu górskiego w Beskidzie Śląskim (Analysis of a Monoclinical Mountain Ridge in the Silesian Beskid). *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. II, Kraków 1968, ss. 57—61.
4. Baumgart-Kotarba M.: Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych (Development of Mountain Ridges in the Flysch Carpathians). *IG PAN, Prace Geogr.* 106, Warszawa 1974, ss. 133.
5. Baumgart-Kotarba M., Gil E., Kotarba A.: Rola struktury w ewolucji obszarów źródlowych Wisły i Olzy (The Role of Structure in the Evolution of the Relief of the Source Areas of the Rivers Vistula and Olza). *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. III, Kraków 1969, ss. 73—92.
6. Benoni K.: O górnym obszarze Dniestru i Strwiąża pod względem morfologicznym. VII. Spraw. CK Wyższej Szkoły Realnej we Lwowie, Lwów 1880, ss. 1—16.
7. Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Zytko K.: *Stratigraphie des Carpates externes polonaises*. *IG Biul.* 181, Warszawa 1963, ss. 154.
8. Birkenmajer K.: The Carpathians Orogen and Plate Tectonics. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc.*, A-2 (101), Warszawa 1976, ss. 43—53.
9. Blache J.: Relief préalpin et relief jurassien. *Ann. de Géogr.* XXXIV, 191, Paris 1925, ss. 398—412.
10. Bpjdyś G., Cianciara B., Grabowska T., Kowalczyk J., Małoszewski S. i inni: Structure géologique de la Pologne Sud-Est d'après les recherches gravimétriques et séismiques. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc.* 60, Warszawa 1973, ss. 83—101.

11. Burtan J., Sokołowski S., Liszkowa J., Szotowa W., Szczurowska J.: Problem Karpat fliszowych i głębokiego podłoża w oknie tektonicznym Wiśniowej (The Problem of the Flysch Carpathians and of the Deep Basement in the Tectonic Window of Wiśniowa). IG Biul. 273, Warszawa 1974, ss. 97—192.
12. Cys P. P.: Połoninskij pienieplen i denudacyonnyje urowni Sowietskich Karpat. Geol. Sb. Lwowskiego Geol. Obszcz. 4, Lwów 1957.
13. Cys P. N.: Niektóre woprosy nieotiektoniki Sowietskich Karpat. Sowieszcz. po Izucz. Czetw. Pierioda, 2, Moskwa 1961.
14. Cys P. N.: Obzor osnovnych problem morfogieniezisa ukraińskich Karpat (A Survey of the Fundamental Problems Concerning the Morphogenesis of the Ukrainian Carpathian Mountains). Geomorph. Problems of Carpathian II, Geographia Polonica 10, Warszawa 1966, ss. 37—49.
15. Činčura J.: Prispevok k veku poriečnoj rovne v Západných Karpatoch (Ein Beitrag zum Alter des Flussniveaus in den Westkarpaten). Geogr. Časopis, XIX, 4, Bratislava 1967, ss. 316—327.
16. Dolenko G. N., Daniłowicz L. G.: Nowoje uczenie o giesynklinalach i jego primienienije k urkainskim Karpatam. Geologiczeskij Zbornik, Geologica Carpatica, XXVII, 1, Bratislava 1976, ss. 1—11.
17. Dziewański J., Starkel L.: Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie (The Quaternary San Valley between Solina and Zwierzyn). IG PAN, Prace Geogr. 36, Warszawa 1962, ss. 86.
18. Dżułyński S., Kotlarczyk J.: Tectoglyphs on Slickensided Surfaces. Bull. de l'Ac. Pol. des Sc., Série géol., géogr. XIII, 2, Warszawa 1965, ss. 149—154.
19. Dżułyński S., Książkiewicz M., Kuennen Ph. H.: Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. Bull. of the Geol. Soc. of America, LXX, 1959, ss. 1089—1118.
20. Dżułyński S., Kryszowska-Iwaszkiewicz M., Oszast J., Starkel L.: O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej (On Lower Quaternary Gravels in the Sandomierz Basin). Studia Geomorph. Carpatho-Balkanica, II, Kraków 1968, ss. 63—76.
21. Fleszar A.: Próba morfogenezy Karpat położonych na północ od Krosna. Kosmos XXXIX, Lwów 1914.
22. Gluszek W. W., Kruglow S. S.: Geologiczeskoje strojenije i goriuczije iskopajemyje Ukrainskich Karpat, Moskwa 1971.
23. Głowacki E., Jurkiewicz H., Karnkowski P.: Geologia regionu Przemyśla w świetle głębokich wiercień (Geology of the Przemyśl Region in the Light of Deep Drilling). Kwartalnik Geol. X, 1, Warszawa 1966, ss. 211—249.
24. Gofsztajn I. D.: Neotektonika Karpat. Kyjiw 1964, ss. 182.
25. Gofsztajn I. D., Somow W. I., Kuznecowa W. G.: Wiwczenia suczasnych ruchiw zemnoi kory w Karpatach. Kyjiw 1971, ss. 126.
26. Henkiel A.: Geomorfologia strefy europejskiego działu wodnego pomiędzy dorzeciami Sanu i Strwiąża (Géomorphologie de la ligne de partage entre les bassins fluviaux de San et de Strwiąż). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XVI, Lublin 1961, ss. 95—117.
27. Henkiel A.: Struktura i klimat w kształtowaniu asymetrii morfologicznej w dorzeczu Strwiąża (La structure, le climat et la formation de l'asymétrie morphologique dans le bassin du Strwiąż). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XIX, Lublin 1964, ss. 167—180.

28. Henkiel A.: Rozwój rzeźby dorzecza Strwiąża (Morphological Evolution of the Drainage Basin of the Strwiąż River — Eastern Carpathians). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. XXIV, Lublin 1969, ss. 99—148.
29. Henkiel A.: Plejstocenyjskie spłaszczenia denudacyjne w Karpatach (Pleistocene Denudation Flats in the Carpathians). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. XXVII, Lublin 1972, ss. 47—69.
30. Henkiel A.: Neotektonika Karpat a ich głębokie podłoże (Neotectonic versus Deep Basement of the Carpathians). *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, t. I, Warszawa 1975, ss. 133—145.
31. Ichim I.: Rôle de la structure et de la lithologie dans la morphologie des vallées des monts du flysch compris entre les vallées de Moldova et de Bistrita. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, VII, Kraków 1973, ss. 15—28.
32. Ichim I.: Quelques aspects de la morphostructure du flysch entre les vallées Bicaz et Suceava (Carpates Orientales). *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica* X, Kraków 1976, ss. 157—165.
33. Klimaszewski M.: Z morfogenezy polskich Karpat zachodnich. *Wiadomości Geogr.* XII, 5—9, Kraków 1934.
34. Klimaszewski M.: Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem (Zur Morphologie des Santaless zwischen Lesko und Przemyśl). *Przegl. Geogr.* XVI, Warszawa 1936, ss. 107—132.
35. Klimaszewski M.: Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście. *IG UJ, Prace nr 18*, Kraków 1937.
36. Klimaszewski M.: Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym (The Geomorphological Development of Poland's Territory in the Pre-Quaternary Period). *Przegl. Geogr.* XXX, 1, Warszawa 1958, ss. 3—43.
37. Klimaszewski M.: Views on the Geomorphological Evolution of the Polish West Carpathians in Tertiary Times. *Geomorph. Probl. of Carpathians*, I, Bratislava 1965, ss. 91—126.
38. Klimaszewski M., Starkel L.: Karpaty Polskie. *Geomorfologia Polski*, t. I, Warszawa 1972, ss. 21—115.
39. Koszarski L., Wieser T., Zytko K.: Tufity z warstw krośnieńskich z Berehów Górnych w Bieszczadach (The Tuffites from the Krosno Beds at Berehy Górne in the Bieszczady Mts.). *Kwart. Geol.* IV, 2, Warszawa 1960, ss. 495—509.
40. Kowalski W. C., Liszkowski J.: Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej (The Dependence between the Recent Vertical Movements of the Earth Crust in Poland and its Geological Structure). *Biul. Geol. UW*, 14, Warszawa 1972, ss. 5—19.
41. Książkiewicz M.: Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych (Observations on Jointing in the Flysch Carpathians). *Rocznik PTG*, XXXVIII, 2—3, Kraków 1968, ss. 335—384.
42. Książkiewicz M.: Karpaty. *Budowa Geol. Polski*, t. IV (tektonika), cz. 3, Warszawa 1972, s. 228.
43. Kvítkovič J., Vanko J.: Štúdium súčasných pohybov zemskej kory na Slovensku (Studium der rezenten Erdkrustenbewegungen auf dem Gebiet der Slowakei). *Geogr. Časopis*, XXIII, 2, Bratislava 1971, ss. 124—132.
44. Limanowski M.: Rzut oka na architekturę Karpat (Coup-d'oeil sur l'architecture de Carpathes). *Kosmos* XXX, Lwów 1905, ss. 255—340.
45. Lukniš M., Mazúr E.: Súčasný stav a novšie výsledky geomorfologického výskumu Slovenska. *Geogr. Časopis*, VIII, 2—3, Bratislava 1956,

46. Łoziński W.: Wpływy tektoniczne w rozwoju rzek Karpat fliszowych (Sur les conditions tectoniques du développement des rivières dans les Carpates de Flysch). Kosmos XLVI, 2—3, Lwów 1921, ss. 525—538.
47. Mahel M., Buday T.: Regional Geology of Czechoslovakia, II, The West Carpathians. Praha 1968.
48. Mahel M. (red.): Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. Explanations to the Tectonic Map of the Carpathian-Balkan Regions and their Foreland. Geol. Inst. D. Stúra, Bratislava 1974.
49. Malicki A.: Jednostki fizjograficzne górnego dorzecza Sanu. TPN w Przemyśle, Biblioteka Przemyska, t. VI, Przemyśl 1973, ss. 9—35.
50. Mazúr E.: Žilinska Kotlina a prilahle pohoria (geomorfologia a kwarter). Bratislava 1963.
51. Mazúr E.: Major Features of the West Carpathians in Slovakia as a Result of Young Tectonic Movements. Geomorph. Problem of Carpathians, I, Bratislava 1965, ss. 9—53.
52. Mieszczaniak J. A.: Zadachi i metody gieologo-gieomorfologiczeskich issledowanij pri izuczenii sowriemiennych tiektoniczeskich dwizenij. Sowr. tiek. dwiż. ziemnoj kory i metody ich izuczenija, Moskwa 1961, ss. 41—63.
53. Mihailescu V.: L'état actuel de connaissances sur le relief des Carpates Roumaines pendant le Quaternaire. Geomorph. Probl. of Carpathians II, Geogr. Polonica 10, Warszawa 1966, ss. 9—36.
54. Mihailescu V.: Les grandes divisions du relief des Carpates Sud-Est. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica VII, Kraków 1973, ss. 3—14.
55. Ney R.: Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu (The Role of the "Cracow Bolt" in the Geological History of the Carpathian Fore-deep and in the Distribution of Oil and Gas Deposits). PAN, Oddział w Krakowie, Kom. Nauk Geol., Prace Geol. 45, Warszawa 1968, ss. 82.
56. Ney R.: Importance des prospections du Manteau Supérieur et de l'écorce terrestre pour les problèmes géologiques régionaux. Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc. 60, Warszawa 1973, ss. 35—47.
57. Ney R.: Tectogenesis of the Carpathians in the Light of New Tectonics of the Earth's Globe. Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc. 82, Warszawa 1975, ss. 95—111.
58. Ney R.: The Carpathians and Plate Tectonics. Przegl. Geol. 6, Warszawa 1976, ss. 309—316.
59. Nowak J.: Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne). II Zjazd St. Geogr. i Etn., Kraków 1927, ss. 160.
60. Nowak J.: Uwagi o niektórych metodach badawczych stosunku Podola do Karpat (Ueber gewisse Untersuchungsmethoden der Verhältnisse zwischen Podolien und den Karpaten). Rocznik PTG VIII, 1, Kraków 1932, ss. 172—238.
61. Opolski Z.: Zarys tektoniki Karpat między Oslawą—Łupkowem a Użokiem—Siankami (Esquisse de la tectonique des Carpates entre Oslawa—Łupków et Użok—Sianki). PiG, Sprawozdania V, 3—4, Warszawa 1930, ss. 617—665.
62. 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 1966, ss. 185—219.
63. Pękala K.: Ewolucja reliktów rzeźby neogeńskiej w strefie wododzielnej na przykładzie okolic Cisowej—Karpaty Wschodnie (Relicts of the Neogene Relief:

- Their Evolution in Water-Divide Areas. An Example from the Carpathians). *Folia Soc. Sc. Lublinensis*, sectio D, 7—8, Lublin 1968, ss. 65—70.
64. Pękala K.: Budowa i rozwój średniej terasy Sanu w Babicach (The Structure and Development of the San Middle Terrace in Babice). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. XXVIII, Lublin 1973, ss. 71—91.
 65. Połtowicz S.: Względna tektonika brzegu Karpat w okolicy Tarnowa i Pilzna (Tectonic Structure of the Carpathians Border in the Tarnów and Pilzno Area — Polish Middle Carpathians). *Rocznik PTG XLIV*, 4, Kraków 1974, ss. 491—514.
 66. Połtowicz S., Starczewska-Popow A.: Rozwój zapadliska przedkarpacczego między Tarnowem a Przemyślem (The Development of the Carpathian Foredeep between Tarnów and Przemyśl. Polish Eastern Carpathians). *Rocznik PTG XLIII*, 4, Kraków 1973, ss. 405—517.
 67. Połtowicz S., Waśniowska J.: Miocen Iwkowej (Miocene Rocks near Iwkowa — Western Carpathians, Poland). *Rocznik PTG XLV*, 3—4, Kraków 1975, ss. 433—448.
 68. Pożaryski W., Tomczyk H.: Schemat pionowego podziału tektonicznego Polski (An Outline of Vertical Tectonic Classification of Poland). *IG Biul.* 236, Warszawa 1969, ss. 5—39.
 69. Radulescu D. P., Sandulescu M.: The Plate Tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics* 16, Amsterdam 1973, ss. 155—161.
 70. Rehman A.: Ziemie dawnej Polski. I. Karpaty opisane pod względem fizyczno-geograficznym. Lwów 1895.
 71. Romer E.: Lekcja geomorfologii na tle krajobrazu Rabki (A Lecture on Geomorphology on a Background of the Landscape of Rabka). *Czas. Geogr.* XVIII, 1—4, Warszawa 1947, ss. 3—75.
 72. Rudnicki S.: Znadobi do morfologii karpacczego stoczyszcza Dniestra. *Zbiryk Mat. Prir. Lik. Sek. Tow. Nauk Szevczenka X*, Lwów 1905.
 73. Sawicki L.: Z fizjografii Zachodnich Karpat. *Arch. Nauk.*, Lwów 1909.
 74. Sikora W.: Uwagi o stratygrafii i paleogeografii warstw krośnieńskich na przedpolu Otrytu między Szewczenkiem a Polaną (Notes on Stratigraphy and Paleogeography of Krosno Beds on Forefield of Otryt Mt. between Szewczenko and Polana — Carpathians). *Kwart. Geol.* III, 3, Warszawa 1959, ss. 569—582.
 75. Sikora W.: Kordyliery Karpat Zachodnich w świetle tektoniki płyt litosfery (Cordilleras of the Western Carpathians in the Light of the Plate Tectonics Theory). *Przegl. Geol.* 6, Warszawa 1976, ss. 336—349.
 76. Sikora W.: On Lineaments Found in the Carpathians. *Rocznik PTG XLVI*, 1—2, Kraków 1976, ss. 3—37.
 77. Sikora W., Żytko K.: Jednostka skolska i centralne synklinorium karpaccze między doliną Strwiąża a Dwernikiem w Bieszczadach. *Przewodnik XXXIV Zjazdu PTG w Sanoku*, Warszawa 1961, ss. 49—62.
 78. Skorupa J.: Estimation of Consolidation Degree of Deeper Basement in Poland in the Light of Refraction Surveys. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc.* 60, Warszawa 1973, ss. 21—35.
 79. Skorupa J.: Regional Refraction Investigations of Deep Basement in Poland. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc.* 82, Warszawa 1975, ss. 39—51.
 80. Smoleński J.: Z morfogenezy Beskidu Niskiego. *Księga Pam. Zjazdu Lekarzy i Przyr. Polskich*, Kraków 1911.
 81. Sokolovsky I. L., Palienko V. P., Švydky J. N.: Neotectonic Movements in the Light of River Terrace Studies in the Forecarpathian and In-

- tracarpathian Basins. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica VIII*, Kraków 1974, ss. 15—26.
82. Starkel L.: Rozwój geomorfologiczny progu Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą (Morphological Development of the Escarpment of the Pogórze Karpackie between Dębica and Trzyciana). *IG PAN, Prace Geogr.* 11, Warszawa 1957, ss. 152.
83. 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). *IG PAN, Prace Geogr.* 50, Warszawa 1965, ss. 160.
84. 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 Geomorph. Carpatho-Balcanica III*, Kraków 1969, ss. 33—44.
85. Starkel L.: Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych (Reflection of the Geological Structure in the Relief of the Polish Flysch Carpathians). *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica III*, Kraków 1969, ss. 61—72.
86. Szénás C.: The Carpathian System and Global Tectonics. *Tectonophysics* 15, Amsterdam 1972, ss. 268—286.
87. Ślaczka A.: Geologia jednostki dukielskiej (The Geology of the Dukla Unit — Polish Flysch Carpathians). *IG, Prace* 63, Warszawa 1971, ss. 167.
88. Świdorski B.: O młodych ruchach tektonicznych, erozji i denudacji Karpat (Sur l'évolution tectonique et morphologique des Karpates Polonaises au tertiaire et au quaternaire). *Rocznik PTG VIII*, 1, Kraków 1932, ss. 239—265.
89. Świdorski B.: Aperçu sur la morphologie des Karpates du Flysch. *Przegl. Geogr.* XIV, Warszawa 1935, ss. 1—40.
90. Świdziński H.: Uwagi o budowie Karpat fliszowych (Remarques sur la structure des Karpates flyscheuses). *Spraw. PIG VIII*, 1, Warszawa 1934, ss. 75—199.
91. Świdziński H.: Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *Regionalna Geologia Polski*, I, 2, Kraków 1953, ss. 326—418.
92. Świdziński H.: Mapa geologiczna Karpat Polskich 1 : 200 000, część wschodnia (Carte géologique des Karpates Polonaises — partie orientale). Warszawa 1958.
93. Teisseyre H.: Powierzchnia szczytowa Karpat (La surface de faites des Karpates). *Prace geogr. wyd. przez E. Romera X*, Lwów 1928, ss. 67—112.
94. Teisseyre W.: O związku w budowie tektonicznej Karpat i ich przedmurza (Sur les relations entre la tectonique des Carpates et celle de leur avant-pays). *Kosmos XXXII*, Lwów 1907, ss. 393—402.
95. Teisseyre W.: Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia (La tectonique comparée des Subcarpathes). *Kosmos XLVI*, 2—3, Lwów 1921, ss. 242—474.
96. Teisseyre W.: Metoda kryptotektoniki a podłoże Karpat (La méthode de la cryptotectonique et le soubassement des Carpathes). *Kosmos LI*, Lwów 1927, ss. 410—467.
97. 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 IV*, Kraków 1970, ss. 249—259.
98. Tokarski A. K.: Geologia i geomorfologia okolic Ustrzyk Górnych — Polskie Karpaty Wschodnie (Geology and Geomorphology of the Ustrzyki Górne Area — Polish Eastern Carpathians). *Studia Geol. Polonica XLVIII*, Warszawa 1975, ss. 90.

99. Tokarski A. K.: Structural Analysis of the Magura Unit. *Rocznik PTG XLV*, 3—4, Kraków 1975, ss. 327—360.
100. Tołwiński K.: Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach Polskich (Dislocations transversales et directions tectoniques des Carpathes Polonaises). *Prace geogr. wyd. przez E. Romera VI*, Lwów 1921, ss. 27—47.
101. Tołwiński K.: Centralna depresja karpacka. *Geologia i statystyka naftowa* 1, 2, 3, Boryslaw 1932.
102. Tołwiński K.: Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu salidów (The Chief Tectonic Elements of the Carpathian Mts. and Salides Range). *Acta Geol. Polonica VI*, 2, Warszawa 1956, ss. 75—226.
103. Uchman J.: Results of Deep Seismic Soundings Along International Profile V. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc.* 60, Warszawa 1973, ss. 47—53.
104. Uchman J.: Tectonic Characteristics of the Region of International Profile V of Deep Seismic Sounding in the Outer Carpathians and Foreland. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc.* 82, Warszawa 1975, ss. 111—119.
105. Uhlig V.: Ueber die Tektonik der Karpathen. *SB Akad. Wiss.* 118, 1, Wien 1907, ss. 871—982.
106. Wdowiarz J.: Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dubiecka i Krzywcz (Geological Structure of the Carpathians in the Region of Dubiecko and Krzywcz near Przemyśl). *PIG, Biul.* 33, Warszawa 1948, ss. 35.
107. Wdowiarz S.: O stosunku Karpat do Zapadliska Przedkarpackiego w Polsce (On the Relation of the Carpathians to the Carpathian Foredeep in Poland). *Przegl. Geol.* 6, Warszawa 1976, ss. 350—357.
108. Wdowiarz S., Wieser T., Szczurowska J., Morgiel J., Szotowa W.: Budowa geologiczna jednostki skolskiej i jej podłoża w profilu otworu Cisowa IG-1 (Geological Structure of the Skole Unit and its Basement in the Column of the Cisowa IG-1 Borehole). *IG Biul.* 273, Warszawa 1974, ss. 5—96.
109. Wyrzykowski T.: Mapa współczesnych bezwzględnych prędkości pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski 1 : 2 500 000. Warszawa 1971.
110. Wyrzykowski T.: Opracowanie mapy współczesnych bezwzględnych prędkości pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej jako fragment mapy dla obszaru Europy Wschodniej (Elaboration of Map of Recent Absolute Velocity of Vertical Movements of the Earth's Crust Surface on the Territory of Poland, as a Fragment of a Map for the East Europe). *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, I*, Warszawa 1975, ss. 101—111.
111. Zytko K.: Możliwości występowania ropy naftowej w okolicy Ustrzyk Dolnych (The Possibility of the Occurrence of Oil in the Vicinity of Ustrzyki Dolne, Middle Carpathians). *IG, Biul.* 154, Warszawa 1961, ss. 101—125.

РЕЗЮМЕ

Структура флишевых Карпат развивалась в двух этапах. В первой фазе наступило складкообразование флиша и образование покровных единиц. В восточной части польских Карпат обособливается на севере Скольский покров, создавая две подзоны: внешнюю, антиклинориевую и внутреннюю, синклинориевую. К югу от Скольского покрова главным элементом является Центральная Карпатская депрессия разделяющаяся на две фациальные зоны: северную и юж-

ную. Центральная Карпатская депрессия органичена с юга узким антиклинориевым элементом преддукельской зоны. Наиболее внутренней (южной) единицей рассматриваемого района является Дукельский покров. Во второй фазе тектонических движений наступил надвиг складчато-покровной структуры флиша на моляссу предгорной впадины залегающую на нерегенерированном основании палеозойской и старшей консолидации. Лишенные корней флишевые покровы потеряли самостоятельную тектоническую активность.

Характер и типологическая дифференцировка структурного рельефа была вызвана в первом складчатом этапе геологического развития Карпат. В зависимости от тектонического стиля и степени обособления отдельных единиц образовался в пределах внешней зоны Скольского покрова и в пределах Дукельского покрова ресеквентный рельеф, в пределах внутренней зоны Скольского покрова Аппалачийский рельеф, во внешней зоне Центральной Карпатской депрессии и в Преддукельской единицы — инверсионный рельеф. Рельеф внутренней зоны Центральной Карпатской депрессии имеет черты консеквенции. С пространственной системой тектонико-фациальных флишевых единиц не совпадают общие зарисовки системы речной сети и план неотектонических движений, проявляющихся хорошо в главных деформациях поверхностей частичного выравнивания (средигорного уровня — нижний плиоцен и погорного уровня — средний или верхний плиоцен), а также подтвержденный измерениями геодезии. Как главные направления стока, так и система депрессий и элеваций в пределах уровней выравнивания являются независимыми от простираня тектонических элементов (рис. 13). Депрессии и элевации, документированные анализом речной сети и деформации обоих уровней частичного выравнивания происходят из времени наступившем после надвижения Карпат на Предкарпатский Краевой прогиб, с чем связано затухание льяльности и самостоятельной тектонической активности флишевых единиц. Таким образом они являются результатом остаточной тектонической активности древнего основания, пассивно передаваемой к поверхности сквозь надвинутый флишевый покров. Признаки этой активности, исследованные геоморфологическими и геодезическими методами, могут доставить данных о дифференциации структуры и неотектонической мобильности платформенного основания Карпат.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ

Рис. 1. Тектонические единицы: 1 — краевой надвиг Карпат, 2 — границы надвижений Силезского и Дукельского покровов, 3 — внешние границы и внутреннее распределение Центральной Карпатской депрессии, 4 — внутреннее распределение Скольского покрова, 5 — Скольский покров, 6 — Силезский покров, 7 — Дукельский покров; а — Пшемьслские складки, б — внутренний синклиниорий Скольского покрова, с — северная подзона Центральной Карпатской депрессии, d — южная подзона Центральной Карпатской депрессии, е — Преддукельская зона, f — Дукельский покров.

Рис. 2. Разрез через внешние чешуи Пшемьслских складок по Л. Ватыхе, значительно упрощенный; а — топографический профиль перевышенный 3 раза; 1 — сланцы нижнего мела, 2 — иноцерамовые слои верхнего мела — палеоцена, 3 — пестрые сланцы и ероглифовые слои эоцена, 4 — менилитовые слои олигоцена, 5 — миоценовые предгорные молясовые отложения.

Рис. 3. Разрез через внутренние Пшемьслские складки по Я. Вдовяж (106):

а — топографический профиль перевышенный в 5 раз; 1 — иноцерамовые слои (сланцы и песчаники с мергелями), 2 — красные сланцы эоцена, 3 — ероглифовые сланцы эоцена, 4 — менилитовые сланцы олигоцена, 5 — нижние и верхние кросненские слои олигоцена.

Рис. 4. Разрез через внутренний синклиниорий Скольского покрова по В. Сикора и К. Житко (77) — СЗ отрезок разреза а также по К. Житко (111) — НЕ отрезок разреза; а — 4 раза превышенный топографический профиль, параллельно проектированный на линию разреза: 1 — иноцерамовые слои с прослоями крупнонапластованных глауконитовых песчаников, 2 — иноцерамовые слои, 3 — пестрые слои и ероглифовые слои, 4 — менилитовые сланцы с роговиками, 5 — Кливские песчаники, 6 — менилитовые сланцы, 7 — Кросненские слои нижние, 8 — Кросненские слои средние, 9 — Кросненские слои верхние.

Рис. 5. Разрез через северную зону Центральной Карпатской депрессии по К. Житко (111); сокращенный разрез о около 4 км в пределах антиклинали Воли Соколовой—Быстрого; 1 — Кросненские слои нижние, 2 — глауконитовый песчаник, 3 — Кросненские слои средние, 4 — Кросненские слои верхние.

Рис. 6. Разрез южной зоны Центральной Карпатской депрессии составленный по данным А. К. Токарского (98); Преддукельская зона: 1 — переходные слои; Центральная Карпатская депрессия: 2 — нижний отдел нижних Кросненских слоев, 3 — средний отдел нижних Кросненских слоев с прослойками песчаников из Отрита, 4 — песчаники из Отрита, 5 — верхний отдел нижних Кросненских слоев.

Рис. 7. Разрез через Преддукельскую зону по Л. Кошарскому и других (39); Дукельская единица: 1 — иноцерамовые слои; Преддукельская зона: 2 — ероглифовые слои, 3 — глобигеритовые мергеля, 4 — песчаники из Мшанки, 5 — роговики и подстилающие менилитовые сланцы, 6 — менилитовые сланцы, 7 — переходные слои, 8 — Кросненские слои — сланцы и тонкослоистые песчаники, 9 — Кросненские слои — крупнонапластованные песчаники.

Рис. 8. Разрез через складки Дукельского покрова по А. Шлёнчка (87); 1 — Лупковские слои, 2 — Цисненские слои, 3 — слои из Майдану, 4 — ероглифовые слои.

Рис. 9. Соотношение главных линии хребтов к структуре и типы структурного рельефа, 1 — хребты нижнего комплекса устойчивых пород, 2 — хребты среднего комплекса устойчивых пород, 3 — хребты верхнего комплекса устойчивых пород, 4 — в пределах антиклинальных структур, 5 — в зонах крыльев складок, 6 — в пределах синклиналиальных единиц; k — консеквентный рельеф, i — инверсионный рельеф, а — апалачский рельеф, г — ресеквентный рельеф.

Рис. 10. Схема типов структурного рельефа в польской части восточных Карпат; а — ресеквентный рельеф внешних чешуй Пшемысльских складок, b — ресеквентный рельеф (с элементами апалачского) внутренней зоны Пшемысльских складок, с — апалачский рельеф внутреннего синклиниория Скольского покрова, d — инверсионный рельеф северной зоны Центральной Карпатской депрессии, e — консеквентный рельеф южной зоны Центральной Карпатской депрессии, f — ресеквентный рельеф Дукельского покрова; 1 — нижний комплекс устойчивых пород, 2 — верхний комплекс устойчивых пород, 3 — средний комплекс устойчивых пород, 4 — неустойчивые скальные серии.

Рис. 11. Образование средигорного уровня; 1 — берег Карпат, 2 — изогипсы реконструированной поверхности средигорного уровня (100 м), 3 — скопления останцового рельефа на реконструированной поверхности средигорного уровня.

Рис. 12. Образование погорного уровня; 1 — берег Карпат, 2 — изогипсы

реконструированной поверхности погорного уровня (100 м), 3 — скопления более древнего останцевого рельефа на реконструированной поверхности погорного уровня.

Рис. 13. Главные морфоструктурные элементы польской части восточных Карпат; 1 — оси молодых элеваций, 2 — оси молодых депрессий, 3 — более резкие заломы на склонах элевации, 4 — ресеквентный рельеф на глубоко рассеченных складчатых структурах, 5 — аппалаческий рельеф на достаточно глубоко рассеченных складчатых структурах, 6 — инверсионный рельеф на среднеглубоко срезанных складчатых структурах, 7 — консеквентный рельеф на слабо рассеченных складчатых структурах, 8 — пределы пространств обнятых молодыми восходящими движениями; а — элевация Берегового Водораздельного хребта, б — депрессия нижнего отрезка карпатской долины р. Сан, с — депрессия долины среднего Вьяра, d — сложная элевация Низких Бещадов, е — депрессия долины верхнего Сана, g — второстепенная депрессия Солинки, h — второстепенная депрессия долины Волосатого, i — элевация Полонины Ветлинской, j — элевация группы Тарницы — Галича, k — элевация граничного хребта.

SUMMARY

The structure of the Flysch Carpathians developed within two stages. The folding of the Flysch and formation of the nappe units occurred in the first stage. At the north of the eastern part of the Polish Carpathians the Skole nappe is isolated, forming two subzones — external (anticlinorial) and internal (synclinorial). Southward from the Skole nappe the central Carpathian depression is the main element, differentiated into two facial zones: the northern one and the southern one. The Central Carpathian Depression is bounded on the south by a narrow anticlinorial element of the Fore Dukla Unit zone. The Dukla nappe is the most internal (southern) unit of the area under discussion. In the second phase of the tectonic movements the overthrust of the fold-nappe structure of the Flysch on the molasse of the fore mountain depression took place. The molasse was deposited on the unregenerated substratum with paleozoic and pre-paleozoic consolidation. Separated from the roots the Flysch cover lost its independent tectonic activity.

The character and the typological differentiation of the structural relief are determined in the first, folding stage of the geological development of the Carpathians. Depending on the tectonic style and on the degree of the elevation of particular units, the resultant relief developed within the external zone of the Skole nappe as well as of the Dukla nappe, the Appalachian relief within the internal zone of the Skole nappe, and inverse relief within the external zone of the central Carpathian depression and in the Fore Dukla Unit. The relief of the internal zone of the Central Carpathian Depression has the features of the consequence. The spatial configuration of the tectonic-facial unit agrees neither with the general features of the configuration of the river network nor with the plan of the neo-tectonic movements, readable in the deformations of the main surfaces of the partial planation — the intermountain planation surface (lower Pliocene) and the submountain planation surface (middle or upper Pliocene) — and stated by the results of geodetic measurements. The main drainage directions, as well as the scheme of depressions and elevations, do not depend on the occurrence of the tectonic elements (Fig. 13). The depressions and elevations indicated by the analysis of the river network, as well as the deformations of the levels of the partial planation surfaces,

date from the period after the overthrust of the Carpathians on the fore mountain depression. The decline of the lability and independent tectonic activity of the Flysch units were connected with this period. Thus, the depressions and elevations are the result of the rudimental tectonic activity of the older substratum, transmitted passively to the surface through the detached Flysch cover. The signs of the activity, examined by the geomorphological and geodetic methods, may provide information about the structural differentiation and neotectonic mobility of the platformic substratum of the Carpathians.