

Andrzej HENKIEL

O pochodzeniu rzeźby polskich Karpat fliszowych

О происхождении рельефа польских флишевых Карпат

The Origin of the Relief of the Polish Flysch Carpathians

(o Beskidach) „...zależność morfologii gór od materiału, z jakiego one są zbudowane, jest tak stałą, iż z powierzchni gór można prawie napewne wnosić o ich geologicznych stosunkach...”

A. Rehman, 64, 1895, s. 408.

Karpaty fliszowe wraz z pienińskim pasem skałkowym wchodzą w skład górotworu Karpat zewnętrznych (39, 67). Zdecydowanie jednak dominują nad strefą skałkową, która obejmuje powierzchniowo bardzo niewielki obszar. Pozostała część Karpat zewnętrznych zbudowana jest prawie wyłącznie z fliszu. Jedynie w zachodniej części, w Beskidach śląskich, występują żyły zasadowych skał subwulkanicznych (cieszynity), w bezpośrednim sąsiedztwie Pienin żyły i kopuły skał wulkanicznych (andezytów i podrzędnie bazaltów), a u czoła płaszczowiny śląskiej spotyka się izolowane skałki wapieni, granitów i gnejsów (skałki zewnętrzne) tworzące porwaki tektoniczne (morenę tektoniczną) w spągu nasunięcia. Rzeźba Beskidów ma średniogórski charakter, wierzchołki i grzbiety są zaokrąglone, przechodzą w stosunkowo łagodne, wypukło-wklęsłe stoki. Jedynie na Babiej Górze i na niektórych grzbiecach bieszczadzkich (Krzemień) występują skaliste formy wierzchołkowe i grzbietowe (3). Inne formy skałkowe, dość powszechnie występujące na grzbiecach, stokach i niektórych spłaszczeniach mają charakter ostańców denudacyjnych (2). Pospolite w Beskidach są wyrównane linie grzbietowe i spłaszczenia

wierzchołkowe (66). Rozległe spłaszczenia występują też w obrębie zboczy i u ich podnóży. Zewnętrzna strefa górotworu (Pogórza) wyróżnia się wyżywym krajobrazem z monotonnymi formami wierzchowinowymi. Wewnątrz gór wyodrębniają się kotliny: Żywiecka, Nowotarska, Sądecka i Doły Jasielsko-Sanockie. Dna kotlin są na tyle płaskie, że stwarzają wrażenie krajobrazów nizinnych, zwłaszcza gdy zamglenie powietrza zakryje widok na odległe grzbiety. Doliny rzek są dojrzałe, wyrównane, składają się na przemian z kotlinowatych rozszerzeń i głębokich, stosunkowo wąskich przełomów. W dnach dolin i na zboczach znajdują się dobrze rozwinięte terasy. Jedynie w mniejszych dolinkach drugorzędnych potoków brak teras (z wyjątkiem zalewowych), a ich miejsce zajmują podstokowe spłaszczenia denudacyjne. We wschodniej części Beskidów sieć rzeczna ma charakter kratowy.

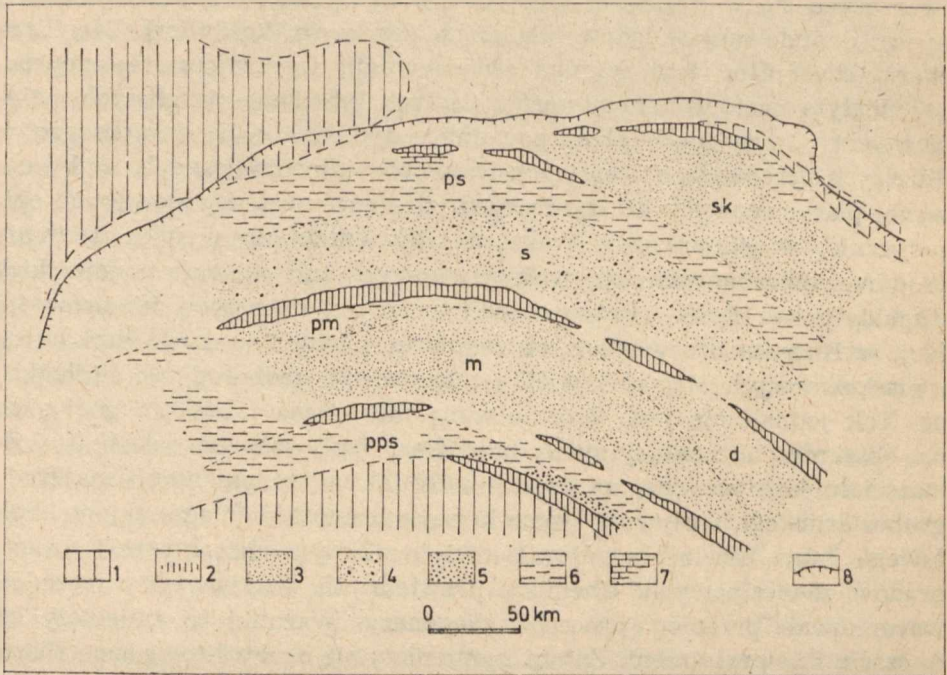
Pomimo wyraźnych cech wspólnych rzeźba Beskidów wykazuje poważne zróżnicowanie regionalne. Poza wspomnianymi już osobliwościami rzeźby pogórzy i den kotlin poważnie różnią się od siebie także właściwe krajobrazy beskidzkie. W zachodniej części polskich Karpat charakterystyczne są wyniosłe powierzchnie szczytowe bloków Beskidu Śląskiego i Małego, ograniczone głębokimi dolinami Olzy, Soły i Skawy, opadające ku północy stromymi, zwartymi progami. Wzdłuż wewnętrznej granicy Karpat fliszowych, od Babiej Góry po przełom Popradu, ciągnie się masywne pasmo Beskidu Wysokiego, podzielone dolinami Raby i Dunajca na Beskid Żywiecki, Gorce i Beskid Sądecki. Na północ od Gorców izolowane kopy charakteryzują Beskid Wyspowy. Niższe, wydłużone grzbiety występują w Beskidzie Niskim, a w Bieszczadach krótsze, wysokie i często ostro zakończone grzbiety tworzą układ rusztowy. Zróżnicowana jest także rzeźba Pogórzy. W zachodniej ich części dominują monotonne wierzchowiny, w środkowej pojawiają się wydłużone garby, we wschodniej kratowa sieć wąskich dolin wyodrębnia gęsty ruszt wyrównanych do jednakowej wysokości, równoległych grzbietów.

Rzeźba dowolnego obszaru na lądowej powierzchni Ziemi zależy od trzech głównych grup czynników: a) od budowy geologicznej, na którą składają się fizyczne i chemiczne właściwości skał, czyli litologia, oraz ich ułożenie, czyli tektonika, zatem od litogenezy i tektogenezy; b) od dynamiki czasowo i regionalnie zróżnicowanych ruchów pionowych skorupy ziemskiej (w mniejszym stopniu poziomych), czyli od orogenezy; c) od charakteru i natężenia oraz od czasowej, uwarunkowanej klimatycznie zmienności procesów niszczących, egzogenicznych, czyli od morfogenezy.

Wypada w tej kolejności rozpatrzeć czynniki, od których uzależniona jest dzisiejsza rzeźba Karpat fliszowych i określić jakościowy i względny udział tych czynników. Rozpocząć trzeba od zagadnienia litogenezy. Karpaty fliszowe zbudowane są z fliszu. Jest to diastroficzna facja osadów

tworzących się w strefie batialnej w pobliżu brzegów silnie wypiętrzonych i denudowanych łądów lub łańcuchów wysp (kordylier). Dla fliszu charakterystyczna jest rytmika sedymentacji, wyrażająca się naprzemianległym następstwem utworów ilastych lub ilasto-marglistych, pelagicznych, powstających przez powolną sedymentację na dnie basenu w dłuższych przedziałach czasowych i utworów allochtonicznych, mułowcowych, piaskowcowych lub żwirowych (zlepieńców), redeponowanych epizodycznie, w jednorazowych aktach sedymentacji w wyniku działania prądów zawiesinowych, spływów piaskowych lub osuwisk podmorskich (turbidyty — 13, 34). Przy wielokilometrowej miąższości utworów tej facji w Karpatach zewnętrznych regularne następstwo ławic łupkowych i piaskowcowych sugeruje wielką monotonię i jednorodność litologiczną. Tak jednak nie jest. Zróżnicowana morfologia i budowa geologiczna obszarów alimentacyjnych (kordylier) wpływała na jakość i ilość materiału klastycznego; na częstotliwość aktów sedymentacji materiału gruboziarnistego wpływały warunki sejsmiczne. Morfologia skłonu szelfowego i dna basenu decydowała o dynamicznym charakterze i zasięgu prądów zawiesinowych. Chemizm przydennych warstw wody i osadów warunkował przebieg procesów diagenety. Warunki te zmieniały się w czasie i w przestrzeni. Zatem i zmieniały się cechy litologiczne fliszu; od „szklitych” piaskowców kwarcytowych do rozsypłiwych żwirowców; od krzemionkowych margli do plastycznych ilów. Zmieniały się proporcje udziału wkładek piaskowcowych i ich miąższości; od prawie czysto piaskowcowych serii warstw godulskich czy piaskowców magurskich do ilastych serii łupków pstrych lub warstw hieroglifowych. W pewnych fazach rozwoju basenów sedymentacyjnych fliszu Karpat zewnętrznych osadzały się skały krzemionkowe (rogowce) lub węglanowe (margle). W najniższych stratygraficznie poziomach fliszu Beskidów Zachodnich osadziły się wapień detrytyczne (wapień cieszyńskie). Osadem spływów piaskowych u wylotu dawnych kanionów podmorskich są soczewy gruboławicowych, równoziarnistych piaskowców o znacznej odporności — fluxoturbidytów (12, 94).

Oprócz zmienności pionowej flisz Karpat zewnętrznych wykazuje zmienność poziomą, regionalną. Wynika ona nie tylko ze zróżnicowania poziomego i pionowego ukształtowania dna basenu, ze zmienności kierunków i zasięgów prądów zawiesinowych oraz różnorodności źródeł materiału klastycznego, lecz głównie z faktu wielości basenów (52). Pokrywa, tworząca dziś górotwór fliszowy, osadziła się w kilku częściowo izolowanych podłużnych basenach (rowach) oddzielonych od siebie kordylierami (ryc. 1; 37, 38). Stopień izolacji basenów był zmienny w czasie. Kordyliery tworzyły na przemian ciągłe pasma łądu, łańcuchy wysp lub tylko progi podwodne. W pewnych okresach nierówności dna wygładzały



Ryc. 1. Mapa paleogeograficzna basenu Karpat fliszowych w górnej kredzie (według M. Książkiewicza (43) — uproszczona); 1 — łądy, 2 — kordyliery, 3 — rowy z sedymentacją fliszową w facji warstw inoceramowych, 4 — rowy z sedymentacją fliszową w facji warstw istebniańskich, 5 — zasięg sedymentacji warstw jarmuckich w strefie pasma skałkowego, 6 — strefy płytszego morza z sedymentacją marglistą (margle pstre w jednostce podśląskiej i margle puchowskie w pasmie skałkowym), 7 — sedymentacja węglanowa — wapień i margle przy brzegach kordylier, 8 — obecny brzeg Karpat; jednostki facjalne: pps — pieniński pas skałkowy, m — magurska, pm — podmagurska, d — dukielska, s — śląska, ps — podśląska, sk — skolska. Uwaga: mapa skonstruowana przy założeniu minimalnej szerokości basenów sedymentacyjnych i kordylier

Paleogeographic map of the flysch Carpathians' basin in the Upper Cretaceous (according to M. Książkiewicz (43) — simplified); 1 — Cratons, 2 — cordilleras, 3 — troughs of flysch sedimentation in Inoceramian facies, 4 — troughs of flysch sedimentation in Istebna facies, 5 — range of Jarmuta beds sedimentation in Pieniny Klippen Belt zone, 6 — zones of shallower sea with marly sedimentation (variegated marls in Subsilesian unit and Puchov marls in Klippen Belt), 7 — carbonatic sedimentation — limestones and marls at the cordilleras border, 8 — present Carpathian border; facial units: pps — The Pieniny Klippen Belt, m — Magura unit, pm — Submagura unit, d — Dukla unit, s — Silesian unit, ps — Subsilesian unit, sk — Skole unit. Note: the map assumes the minimal width of the sedimentation basins and cordilleras

się prawie całkowicie i sedymentacja ulegała chwilowemu ujednoczeniu. Problem szerokości basenów fliszowych i kordyliier w Karpatach jest sporny. Szerokość kordyliier oceniana była na około 12—18 km (przy wartości wypiętrzenia postępującego w miarę denudacji rzędu 10 000 m; 95) do 50—70 km (68). Przeciętna szerokość basenów fliszowych oceniana jest od 65—75 km (43) do 140—230 km (68), zatem ocena sumarycznej szerokości całej strefy sedymentacji fliszu Karpat zewnętrznych waha się od 160 do 700—1000 km.

Zasadniczy podział fliszu polskich Karpat zewnętrznych przedstawił J. Nowak (52) wyróżniając grupę brzeźną, średnią i magurską. Grupa brzeźna, prawie całkowicie ukryta pod nasunięciem grupy średniej, nie odgrywa roli w budowie ani rzeźbie Beskidów. Grupa średnia wykazuje dość poważne zróżnicowanie. W północno-wschodniej części wyodrębnia się zewnętrzny region inoceramowy (skolski; 81); w południowej region dukielski, którego samodzielność wykazali Z. O polski (54) i H. Teisseyre (83). Największy obszar w obrębie grupy średniej na terenie Polski zajmuje region śląski, na którego zewnętrznym skraju wyróżnia się jeszcze subregion podśląski (33, 81, 84). Nie stwierdzono istotnego zróżnicowania w obrębie grupy magurskiej.

Utwory fliszowe grupy magurskiej i grupy średniej osadzały się w dwóch podłużnych wielkich basenach, rozdzielonych permanentnie przez cały okres sedymentacji kordyliierą centralną (śląską). Na południu basen magurski oddzielała od pienińskiego pasa skałkowego kordyliera magurska. Basen grupy średniej od basenu grupy brzeźnej dzieliła nieciągła kordyliera, lokalnie określana jako bachowicka lub dębicka (37, 38). Wewnątrz basenu grupy średniej największą rolę odgrywała kordyliera sanocka, oddzielająca (okresowo) rów śląsko-podśląski od skolskiego (14). Mniejsze znaczenie miały progi podwodne (okresowo funkcjonujące jako kordyliery) oddzielające od rowu śląskiego rów podśląski na północy, a na południu od rowu magurskiego rów przedmagurski i dukielski (ryc. 1). W wyniku takiego zróżnicowania basenu sedymentacyjnego Karpat zewnętrznych wykształciły się facje: magurska, dukielska, śląska, podśląska i skolska. Facje te, w zależności od silniejszego wypiętrzenia się lub zanurzania kordyliier, wykazują w pewnych okresach istotne różnice, w innych upodabniają się do siebie (41).

W facji magurskiej dominującym czynnikiem jest potężny (liczący do 2000 m miąższości) kompleks odpornych, gruboławicowych piaskowców utworzonych w eocenie. Indywidualną cechą facji dukielskiej jest występowanie kompleksu piaskowców ciśnieńskich (do 1200 m). Jest to odmiana facji warstw inoceramowych w górnej kredzie. W górnym eocenie występują grube (do 200 m), odporne piaskowce cergowskie. Typowa facja śląska w Beskidach Zachodnich jako „kościelc piaskowcowy” zawie-

ra w albie warstwy lgockie, w cenomanie do dolnego senonu piaskowce godulskie (do 2000 m) i w górnym senonie — paleocenie piaskowcowo-zlepieńcowe warstwy istebniańskie. Dużą rolę odgrywają też piaskowce ciężkowickie (do 500 m) w dolnym eocenie. Ku wschodowi i ku północy w facji śląskiej zanikają piaskowce godulskie i istebniańskie, a warstwy lgockie zmniejszają miąższość. Cechą charakterystyczną facji podśląskiej jest w ogóle słaby rozwój ogniwi piaskowcowych oraz występowanie utworów senonu — eocenu w niefliszowej facji marglistej. Wiąże się to z występowaniem w tej strefie garbu podwodnego, do którego nie docierały prądy zawieszinowe (43). W facji skolskiej główne ogniwo piaskowcowe (warstwy inoceramowe) występuje w górnej kredzie — paleocenie. Wszystkie facje grupy średniej (dukielska, śląska, podśląska, skolska) w górnym eocenie — oligocenie mają wspólny płaszcz serii menilitowo-krośnieńskiej. Seria ta maksymalną miąższość osiąga na wschodzie w osi basenu grupy średniej (do 3000 m). W spągu ogniwa menilitowego (łupków menilitowych) wyróżniają się rogowce, w środkowej części tego ogniwa piaskowce kliwskie (na północnym wschodzie) i piaskowce z Mszanki (na południowym wschodzie). Ogniwo krośnieńskie, wykształcone prawie całkowicie w facji piaskowcowej, najodporniejsze warstwy zawiera w dolnej części profilu w obrębie strefy skolskiej i południowej części strefy śląskiej, w środkowej części profilu w strefie centralnej. Dla wszystkich stref facjalnych charakterystyczne jest występowanie mało odpornych serii skalnych w dolnej kredzie („czarna kreda”, łupki wierzowskie, łupki spaskie) i w eocenie (łupki pstre, warstwy hieroglifowe, łupki menilitowe).

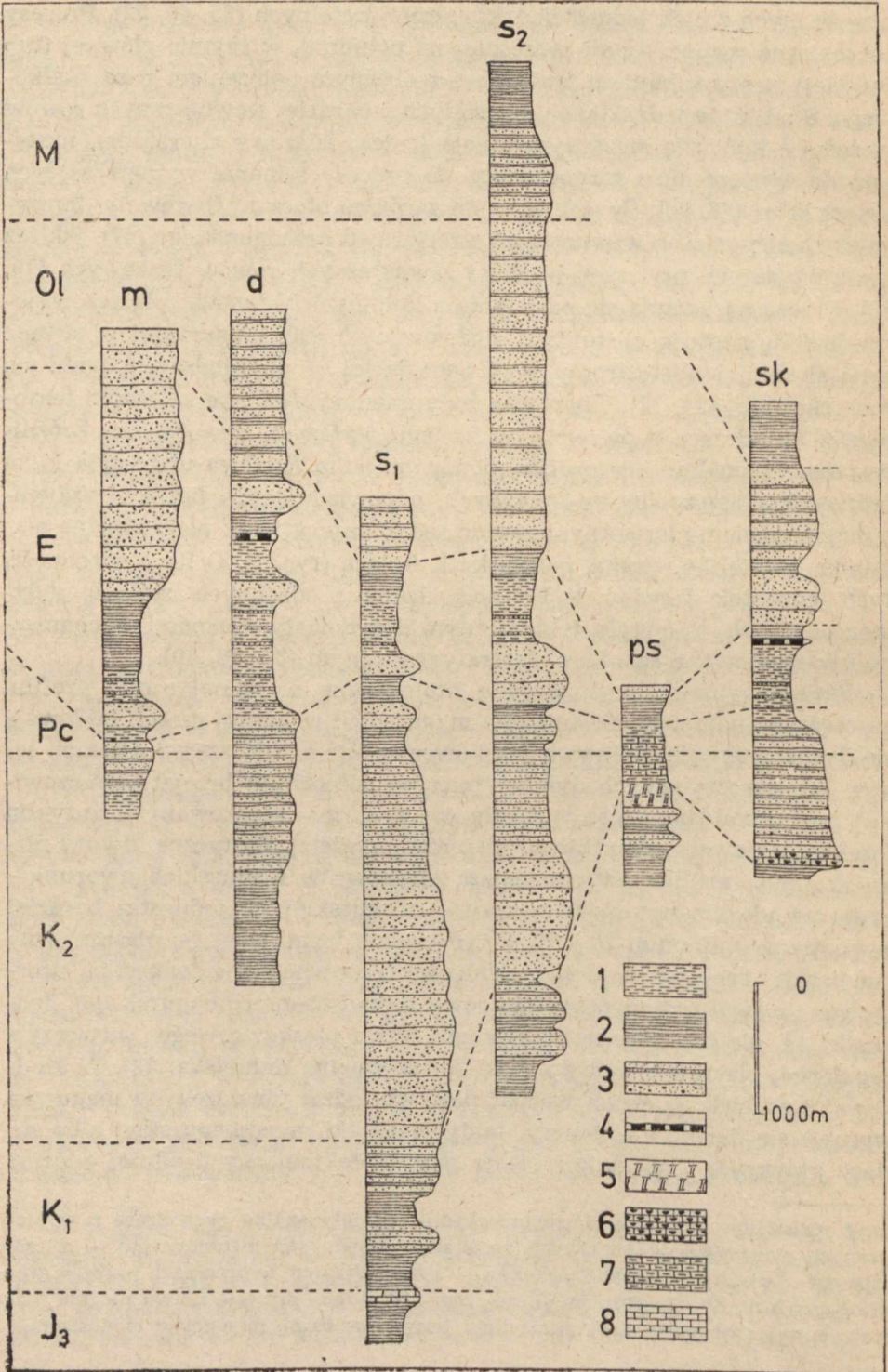
W tektogenezie Karpat fliszowych, trwającej od górnego eocenu po dolny sarmat włącznie (46) z maksymalnym natężeniem w okresie helwet — dolny opol, dają się wyróżnić dwa, częściowo zazębiające się etapy (35), z których każdy w odmienny sposób wpłynął na uwarunkowanie późniejszej rzeźby. W wyniku zderzenia (kolizji) płyty euroazjatyckiej z afrykańską i podsuwania się (subdukcji) na karpackim odcinku tej ostatniej pod mikrokontynent (mikropłytę) pannońską* nastąpiło sfałdowanie fliszu. Powstała jedna (5, 49, 50) lub kilka (68) stref subdukcji, wzdłuż których (której) subkontynentalna (prawdopodobnie) skorupa dna basenów fliszowych wciągana była w głąb płaszcza Ziemi wraz z kordylierami. Fliszowa zawartość rowów była z nich wyciskana i zgniatana. Dochodziło do fizycznego kontaktu zawartości poszczególnych, pierwotnie częściowo izolowanych rowów przy zachowaniu indywidualnych cech

* Przegląd podstawowej problematyki i terminologii nowej tektoniki globu ziemskiego (tektoniki płyt — kier litosferycznych) dają w literaturze polskiej: W. Pożaryski (62), W. Pożaryski, K. Brochwicz (64), R. Dadlez (8). Karpaty w świetle tektoniki płyt przedstawiają między innymi: R. Ney (49, 50), K. Birkenmajer (5), M. Książkiewicz (42) i W. Sikora (68).

utworzonych z nich jednostek tektoniczno-facjalnych (35, 40, 52). Procesy tektoniczne rozpoczęły się wcześniej na południu, w rejonie głównej (lub jedynej) strefy subdukcji, związanej z obecnym położeniem pasa skałkowego. Stąd też w jednostkach powstałych z bardziej wewnętrznych rowów wcześniej kończyła się sedymentacja (tracąc fliszowy charakter), następowało wynurzenie i rozpoczynały się procesy ścinania wypiętrzających się struktur (46, 92). Świadczą o tym zarówno otoczaki fliszowe w burdygalskich zlepieńcach wewnętrznej strefy rowu przedgórskiego (47), jak też w najmłodszych utworach bardziej zewnętrznych rowów fliszowych (75, 76). Proces nasuwania się od południa kolejnych jednostek płaszczowinowych dokumentują olistolity i olistostromy * serii magurskiej w stropie serii śląskiej i olistostromy serii podśląskiej w najmłodszych ogniwach serii skolskiej (24, 77). Utwory te były dawniej uważane za czapki tektoniczne świadczące o pierwotnym zasięgu wyższych płaszczowin. Zróżnicowana regionalnie i w profilu pionowym suita fliszowa utworzyła kilka jednostek płaszczowinowo-fałdowych, odpowiadających liczbą i wzajemnym położeniem pierwotnym rowom sedymentacyjnym: płaszczowinę magurską, dukielską, śląską, podśląską i skolską (ryc. 2). O ile o odrębności tych jednostek decydowało ich pochodzenie z odrębnych basenów sedymentacyjnych, to o stylu tektonicznym decydowały własności mechaniczne uwarunkowane składem litostratygraficznym (33, 36, 40).

Seria magurska, zróżnicowana litologicznie w dolnej części profilu, z potężnym pakietem piaskowców magurskich w górnej części, fałdowała się dysharmonijnie. Pokrywa piaskowcowa utworzyła szereg płaskich łęków lub porozrywanych dylatacyjnie (na północnym brzegu płaszczowiny) brył, pomiędzy które wciskały się w formie złuskowanych antyklin (częściowo nawet o charakterze diapirów) bardziej plastyczne utwory niższych ogniw profilu. Sztywna masa piaskowców magurskich uwarunkowała też płaskie nasunięcie jednostki magurskiej na jednostki bardziej zewnętrzne (minimum 20 km). Przed czołem formującej się płaszczowiny magurskiej znalazła się dość zróżnicowana wewnętrznie jednostka, uformowana z serii sedymentacyjnej rowu dukielsko-przedmagurskiego. Jednostka ta, nie posiadająca wyraźnego „końca piaskowcowego”, utworzyła regularne, plastyczne fałdy i łuski (płaszczowina dukielska; 78). W środkowej i zachodniej części Karpat polskich, gdzie płaszczowina magurska wysuwa się daleko ku północy, fałdy jednostki przedmagurskiej albo zostały przykryte i odsłaniają się w oknach tektonicznych silnie, wtórnie

* Olistolity — skałki sedymentacyjne — pakiety skalne pochodzące z wypiętrzanych elementów tektonicznych na brzegu basenu sedymentacyjnego — z czół nasunięć, z wiszących skrzydeł uskoków — przemieszczone w procesach zsuwów gravitacyjnych na dno basenu; jeżeli materiał olistolitu w procesie zsuwu ulegnie rozdrobnieniu i częściowemu wymieszaniu z innymi osadami, mówimy o olistostromie.



zaburzone i odklute (jednostka grybowska, jednostka Ropy—Pisarzowej; 31, 32), albo zostały stłoczone przed czołem nasunięcia magurskiego (łuska przedmagurska; 7).

Seria basenu śląsko-podśląskiego, zróżnicowana podłużnie i poprzecznie w basenie sedymentacyjnym, zróżnicowała się także tektonicznie. Na zachodnim krańcu Beskidów, dzięki obecności w południowej części basenu potężnej masy piaskowców, poprzez procesy ścinania i odklucia utworzyły się trzy płaszczowiny; godulska, cieszyńska (52) i podśląska (7). Płaszczyzna godulska, uzbrojona płytą piaskowców gruboławicowych tej samej nazwy, tworzy płaskie kry Beskidu Śląskiego i Małego (ryc. 5). Ku zachodowi, w związku ze zmniejszającą się sumaryczną miąższością wkładek piaskowcowych, początkowo jeszcze fałduje się dysharmonijnie (strefa lanckorońska; 33, 35), następnie pojawiają się w jej obrębie regularne fałdy. W dorzeczu Sanu czołowe nasunięcie płaszczowiny śląskiej (i podśląskiej) nie jest już w stanie przebić grubiejącego tu płaszczu warstw krośnieńskich (ryc. 6) i zanika w obrębie elementu zwanego centralną depresją karpacką (9). W centralnej depresji karpackiej, pod wspólnym z płaszczowiną śląską płaszczem warstw krośnieńskich, kryją się także wewnętrzne elementy płaszczowiny skolskiej. W powierzchniowym obrazie budowy geologicznej (w intersekcji) pozostają szerokie wysady antyklinalne warstw krośnieńskich dolnych, rozdzielone wąskimi synklinami warstw krośnieńskich środkowych i górnych. W odcinku tym płaszczyna nasunięcia płaszczowiny śląskiej jest stroma i jednostka skolska raczej występuje przed czołem niż pod zespołem śląsko-podśląskim; w odcinku zachodnim minimalna amplituda nasunięcia śląskiego wynosi 26 km (40).

Suita fliszowa basenu skolskiego, zawierająca na przemian i w równych mniej więcej proporcjach odporne i mniej odporne ogniwa skalne, sfałdowała się plastycznie, tworząc regularne fałdy w swojej części wewnętrznej i gęsto stłoczone łuski w zewnętrznej (51, 82, 97). Jednostka ta występuje przed czołem jednostki śląsko-podśląskiej poczynając od

Ryc. 2. Uproszczone kolumny litostratygraficzne głównych jednostek tektonicznych: m — magurskiej, d — dukielskiej, s_1 — zachodniej części jednostki śląskiej, s_2 — wschodniej części jednostki śląskiej, ps — podśląskiej, sk — skolskiej; 1 — łupki ilaste, 2 — łupki i łupki margliste, 3 — piaskowce i zlepieńce, 4 — rogowce, 5 — warstwy gezowe, 6 — margle krzemionkowe, 7 — margle, 8 — wapienie detrytyczne (cieszyńskie)

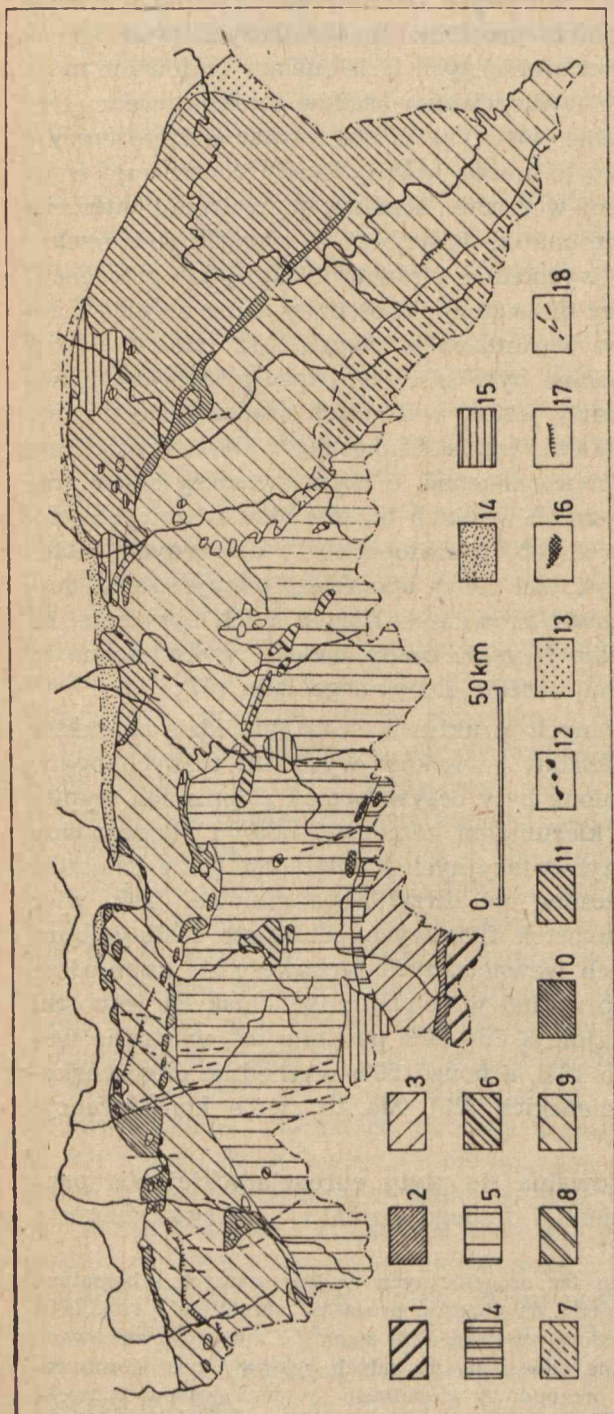
Simplified lithostratigraphical columns of main tectonical units: m — Magura, d — Dukla, s_1 — western part of Silesian unit, s_2 — eastern part of Silesian unit, ps — Subsilesian, sk — Skole unit; 1 — claystones, 2 — shales and marly shales, 3 — sandstones and conglomerates, 4 — hornstones, 5 — gaizes, 6 — siliceous marls, 7 — marls, 8 — Cieszyn detrital limestones

wschodniej części Pogórza Wielickiego i stopniowo rozszerza się ku wschodowi. Jej dalszy zasięg na zachód i południe pod nasunięciem śląskim jest raczej wątpliwy.

W powyższej, bardzo pobieżnej charakterystyce jednostek tektoniczno-facjalnych polskich Karpat fliszowych starano się uwypuklić wpływ składu litostratygraficznego i własności mechanicznych pokrywy na styl tektoniczny. Koncepcję decydującej roli mechanicznych właściwości fałdujących się serii skalnych zastosował szeroko dla Karpat M. Książkiewicz (33, 36, 40). W starszej literaturze uzależniano najistotniejsze różnice tektoniczne Beskidów Zachodnich i Wschodnich głębokością występowania podłoża, na które flisz jest nasunięty (91, 92). Różnice głębokości zalegania podłoża rzeczywiście istnieją, nie są jednak tak znaczne, jak przypuszczano, i są częściowo kompensowane utworami miocenu autochtonicznego, tworzącego smar tektoniczny w podłożu fliszu. W koncepcji roli podłoża w kształtowaniu stylu tektonicznego poszczególnych jednostek fliszowych nie brano pod uwagę faktu, że „powstały one daleko na południu w nieznanym warunkach strukturalnych podłoża, nie mogły więc być podyktowane warunkami, w jakich znajdują się obecnie” (98). Wydaje się więc, że istotnie zróżnicowanie facjalne serii fliszowych zadecydowało o stylu tektonicznym i szczegółach budowy płaszczowin.

Procesów morfogenetycznych (egzogenicznych) nie można omawiać oddzielnie, jako osobnej grupy w oderwaniu od pozostałych czynników, głównie ze względu na brak następstwa czasowego. O ile można pominąć ze względów formalnych ich wpływ na procesy sedymentacji w rowach fliszowych (erozja i denudacja oraz transport materiału na kordylierach, akumulacja na szelfie i procesy redepozycji), to na etapie tektogenezy rola ich zarysowuje się w sposób oczywisty. Główny akt fałdowania fliszu według najnowszych danych trwał do dolnego opolu (najniższego badenu) włącznie (77), a jeszcze wcześniej, w burdygale, w wewnętrznej części formującego się molasowego zbiornika przedgórskiego występują w zlepieńcach otoczaki skał fliszowych (47). Otoczaki towarzyszą też olistolitom w najmłodszych osadach fliszowych rowów: śląskiego i skolskiego (75, 77). Dźwigające się więc fałdy i czoła nasunięć niszczone były nie tylko przez grawitacyjne obrywy, lecz także przez procesy erozji w warunkach subaeralnych. Ścinane były głównie antykliny, co nie znaczy, że tylko procesy szeroko pojętej erozji dokonały odsłonięcia ich jąder.

Ogólnie dysharmonijny przebieg procesu fałdowania fliszu powodował, że niejednokrotnie wyciskane były na powierzchnię intersekcyjną także i głębsze ogniwa litostratygraficzne, że niektóre łuski i nasunięcia miały charakter izoklinalnych brył nie posiadających zamykających się przegubów antyklinalnych w młodszych ogniwach. Mogło też zachodzić dylatacyjne rozrywanie poprzeczne wysuwających się łukami ku



Ryc. 3. Mapa tektoniczna polskich Karpat (według M. Książkiewicza (40) nieco uproszczona). Karpaty wewnętrzne: 1 — jednostka wierzchowa, 2 — jednostki regłowe, 3 — pokrywa poorogeniczna jednostek wewnętrznych (flisz podhalański); Karpaty zewnętrzne: 4 — pieniński pas skałkowy, 5 — płaszczowina magurska, 6 — jednostka występująca w oknach tektonicznych płaszczowiny magurskiej, 7 — łuski i fałdy dukielskie, 8 — łuska przedmagurska, 9 — płaszczowina śląska, 10 — płaszczowina na podśląską, 11 — płaszczowina skolska, 12 — skałki andrychowskie, 13 — płaszczowina stebnicka, 14 — fałdy Wieliczki i Bochni, 15 — neogénskie utwory słodkowodne i morskie na fliszu, 16 — andezyty i inne skały wulkaniczne, 17 — nasunięcia w obrębie jednostek, 18 — ważniejsze uskoki

Tectonic map of the Polish Carpathians (as in M. Książkiewicz (40) — a little simplified). The Inner Carpathians; 1 — High Tatra unit, 2 — subtratic units, 3 — post-orogenic cover of inner units (Podhale flysch); the Outer Carpathians; 4 — The Pieniny Klippen Belt, 5 — Magura nappe, 6 — Unit occurring in tectonic windows of Magura nappe, 7 — Dukla scales and folds, 8 — Fore-Magura scale, 9 — Silesian nappe, 10 — Subsilesian nappe, 11 — Skole nappe, 12 — Andrychów external Klippen, 13 — Stebnik nappe, 14 — Bochnia and Wieliczka folds, 15 — Neogene fresh-water and marine sediments on the flysch, 16 — andesites and other volcanic rocks, 17 — overthrusts in major units, 18 — more important faults

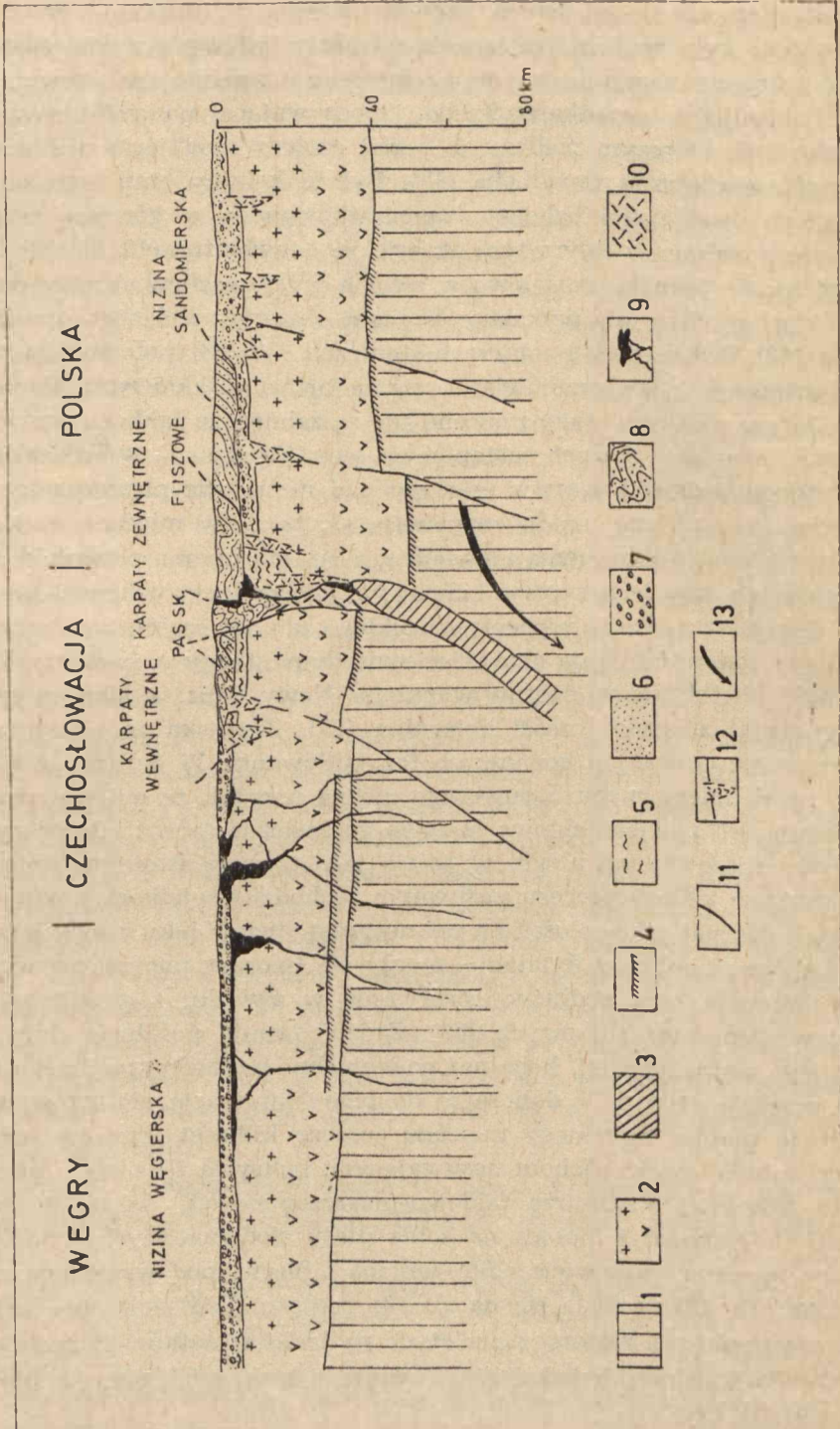
północy czoł nasunięć płaszczowinowych, w szczególności płaszczowiny magurskiej. O efektach działania procesów egzogenicznych (morfogenezycznych w ścisłym sensie) synchronicznych fazie ruchów fałdowych można wnioskować na podstawie występowania osadów miocenu wewnątrzkarpackiego. W dolnym badenie (tortonie) na sfałdowane i ścięte erozyjnie struktury fliszowe wkroczyło morze, którego osady konserwują fragmenty najstarszej, zachowanej w formie kopalnej powierzchni intersekcyjnej (53). Niewiele różni się ona od dzisiejszej. W obrębie powierzchni podbadeńskiej odsłaniają się wychodnie zarówno kredy, jak i paleogenu, do oligocenu włącznie. Utwory dolnego opolu osadziły się w obrębie Karpat fliszowych początkowo w warunkach lądowych (57). Istniały doliny rzeczne, w których akumulowane były osady żwirowo-piaszczyste i madowe, a następnie rozległe misy jezior, w których osadzały się utwory limniczno-bagienne z wkładkami węgla brunatnego. Rzeźba otoczenia tych zbiorników musiała być urozmaicona, o czym świadczy skład granularny osadów, a nawet obecność wielkich bloków skał fliszowych (olistolitów), oberwanych ze stromych, prawdopodobnie aktywnych tektonicznych brzegów. W wyższej części piętra opolskiego panuje rzeźba dojrzała, być może nastąpiło nawet zrównanie Karpat i ich obniżenie, co umożliwiło transgresję morską. Morskie osady badenu wykształcone są w facji świadczącej o łagodnej rzeźbie zalewanego lądu (57).

Głębokość ścięcia sfałdowanych struktur i co za tym idzie charakter powierzchni intersekcyjnej (kształt i wielkość wychodni różnych ogniw litostratygraficznych) uzależnione były oczywiście od stopnia ich wypiętrzenia. Zgodnie z głównym kierunkiem kompresji fałdy i płaszczowiny wyciskane były z rowów sedymentacyjnych ku północy, gdzie ich czoła były wcześniej i silniej niszczone niż skrzydła południowe. Tak więc w zewnętrznych strefach jednostek fliszowych odsłonięte zostały jądra fałdów i łusek, gdy w strefach wewnętrznych zachowały się najmłodsze ogniwa danej jednostki. Na przykład w zewnętrznych łuskach jednostki skolskiej wychodnie kredy zajmują 75—80% powierzchni, w strefie wewnętrznej natomiast tylko do 10%, a ponad 50% wychodnie oligoceńsko-miocenkich warstw krośnieńskich (23). Ma to swoje konsekwencje w dzisiejszej rzeźbie.

W wyniku dalszego podsuwania się płyty euroazjatyckiej pod pannońską, w ciągu górnego badenu i dolnego sarmatu*, pokrywa fliszowa

* Autor celowo nie wydziela faz orogenicznych według znanych schematów. W świetle tektoniki płyt ze względu na ciągłość procesów spredingu i subdukcji (zob. przypis 1) pojęcie faz orogenicznych traci sens ogólny i może być stosowane tylko lokalnie. Stwierdzenie to nie odnosi się do całych cykli (epok) górotwórczych, wiążących się z okresami przebudowy globalnego systemu prądów konwekcyjnych płaszcza.

Karpat oderwała się od swych korzeni i biernie nasunęła na przedpole. W procesie tym zapewne dużą rolę odegrały spływy grawitacyjne (10, 60). Nasunięcie nastąpiło na osady miocenu wypełniające wewnętrzną część zapadliska przedkarpackiego, spoczywające na zróżnicowanym strukturalnie starszym podłożu, a przed czołem nasunięcia uformowała się część zewnętrzna zapadliska (48). Był to kolejny etap tego samego i ciągłego procesu tektogenezy, zapoczątkowanego w górnym eocenie. Ciągłość procesów w całym tym okresie jest ewidentna (46, 60, 89). Etap ten różnił się jednak jakościowo w swoich przejawach w obrębie pokrywy fliszowej. Flisz nie wykazuje bowiem objawów wtórnego przefaldowania (40). Także badania mikrotektoniczne (39, 88) potwierdzają fakt jednorazowego tylko przejawiania się deformacji fałdowych. Ponieważ także leżące na fliszu osady miocenu nie są zaburzone fałdowo, uznać należy, że nasunięcie Karpat nastąpiło *en bloc*. Co prawda w Iwkowej obserwuje się podgięcie warstw miocenu pod nasunięcie płaszczowiny magurskiej (61), zmiany upadu zaznaczają się także w miocenie sądeckim (57), jednak są to zaburzenia niewielkie, a zresztą nie ma przeszkód chronologicznych, aby je przypisać końcowym aktom fazy ruchów fałdowych (89). Uskoki w podłożu miocenu sądeckiego (dolnej części, datowanej na najniższy baden; 57) mają charakter syndymentacyjny, świadczy o tym obecność olistolitów w profilu wiercenia Nowy Sącz, a także wyraźna subsydencja znacznej części zbiornika (57). Zjawiska te mieszczą się w przedziale czasowym końcowych faz fałdowania. W związku z blokowym przebiegiem ruchu nasuwczego można przyjąć, że ani wewnętrzna struktura, ani powierzchniowa budowa geologiczna (obraz intersekcyjny) pokrywy fliszowej nie uległy w czasie jego trwania istotnym zmianom. Być może w trakcie procesu nasuwania zachodziły wielkopromienne deformacje Karpat jako całości, na zewnętrznej stronie łuku mogły powstawać uskoki związane z dylatacją, mogły się tworzyć poprzeczne wgięcia i wypiętrzenia oraz podłużne rozerwania w związku z grawitacyjnym spełyzywaniem mas fliszowych (60). Zróżnicowanie położenia hipsometrycznego podbadeńskiej, kopalnej powierzchni intersekcyjnej sięga wartości przeszło 1100 m, a doliczając do tego kulminacje grzbietów w sąsiedztwie płatów morskiego miocenu jeszcze kilkaset metrów więcej. W ten sposób, dzięki ruchom nasuwającym, pokrywa fliszowa o uformowanej wcześniej strukturze fałdowo-płaszczowinowej, ścięta erozyjnie (właściwie ścinana) i niosąca na sobie płyty słodkowodnych i morskich osadów miocenu, całkowicie odkorzeniona i bierna pod względem tektonicznym (22, 23) znalazła się na obcym podłożu. Podłoże to ma heterogeniczną strukturę, złożoną z pociętych na bloki szczątków starych górotworów (bajkalskich, kaledońskich, waryscyjskich) i ich pokryw platformowych (25, 63).



U schyłku miocenu ustaje ruch podsuwający płyty euroazjatyckiej pod pannońską, jak świadczy o tym między innymi ewolucja przejawów wulkanizmu związanego ze strefą Benioffa * po wewnętrznej stronie łuku karpackiego (15). Zlikwidowana została (subdukowana — pochłonięta) cienka skorupa (zapewne typu subkontynentalnego) tworząca podłoże karpackich rowów fliszowych. Doszło do zderzenia grubej (40—45 km), kontynentalnej skorupy płyty euroazjatyckiej z również kontynentalną, choć nieco cieńszą (25—30 km) skorupą mikro płyty pannońskiej (70, 93). Zmiażdżone utwory pasa skałkowego utworzyły szew tektoniczny na linii dawnej strefy subdukcji. Przestały istnieć warunki umożliwiające wciąganie jednej płyty pod drugą (zbyt duża grubość lekkiej skorupy kontynentalnej). Moment ten (faza kolizji) jest przełomowy w rozwoju górotworu karpackiego (89). Zakończyła się tektogeneza Karpat, rozpoczęła się okres orogeniczny, w którym dominującą rolę odgrywają pionowe, zróżnicowane czasowo i regionalnie ruchy wypiętrzające.

Według starszych poglądów najistotniejszą rolę w procesie orogenezy odgrywa izostazja, uwarunkowana zgrubieniem lekkiej skorupy kontynentalnej w strefie tektogenu. Zgrubienie to powstaje przez nagromadzenie i spiętrzenie fałdów skał osadowych oraz ich przetopienie (anateksis) i jest nazywane korzeniem. Korzeń ten, tkwiący w cięższej materii gór-

Ryc. 4. Schematyczny przekrój geologiczny przez Karpaty wzdłuż V profilu Głębokiego Sondowania Sejsmicznego (według R. Ney (49, 50) — uproszczony); 1 — górny płaszcz, 2 — skorupa, 3 — strefa subdukcji, 4 — powierzchnia Mohorovičića, 5 — zmetamorfizowane i osadowe skały podłoża, 6 i 7 — neogeńskie utwory molasowe, 8 — sfałdowane utwory Karpat, 9 — skały wulkaniczne, 10 — skały zmetamorfizowane w strefie wglębnego rozłamu pienięskiego pasa skałkowego, 11 — wglębne rozłamy w skorupie i górnym płaszczu, 12 — rozłamy w górnej części skorupy, 13 — kierunek subdukcji skorupy

Schematic geological cross-section of the Carpathians along V profile of the Deep Seismic Sounding (according to R. Ney (49, 50) — simplified); 1 — upper mantle, 2 — crust, 3 — subduction zone, 4 — Mohorovičić's surface, 5 — Metamorphic and sediment basement rocks, 6, 7 — Neogene molase formations, 8 — The Carpathians' folded formations, 9 — volcanic rocks, 10 — metamorphosed rocks in deep fault of the Pieniny Klippen Belt, 11 — deep faults in the crust and in the upper mantle, 12 — deep faults in the upper crust zone, 13 — direction of the crust subduction

* Strefa Benioffa — pojęcie obecnie wchodzące w zakres terminologii tektoniki płyt (zob. przypis 1). Wyznaczają ją ogniska głębokich trzęsień ziemi (do 700 km) na stropie pogrążającej się w astenosferze płyty litosferycznej (w strefie subdukcji). Innym powierzchniowym przejawem istnienia strefy Benioffa jest synorogeniczny wulkanizm typu wapienno-alkalicznego, związany z selektywnym stapianiem pogrążanej płyty. Wulkanizm ten przejawia się wzdłuż konsumpcyjnej granicy płyt (wzdłuż powstającego tektogenu) po stronie płyty najeżdżającej w odległości od jej krawędzi uwarunkowanej kątem zapadania płyty pochłanianej (najczęściej 100—150 km).

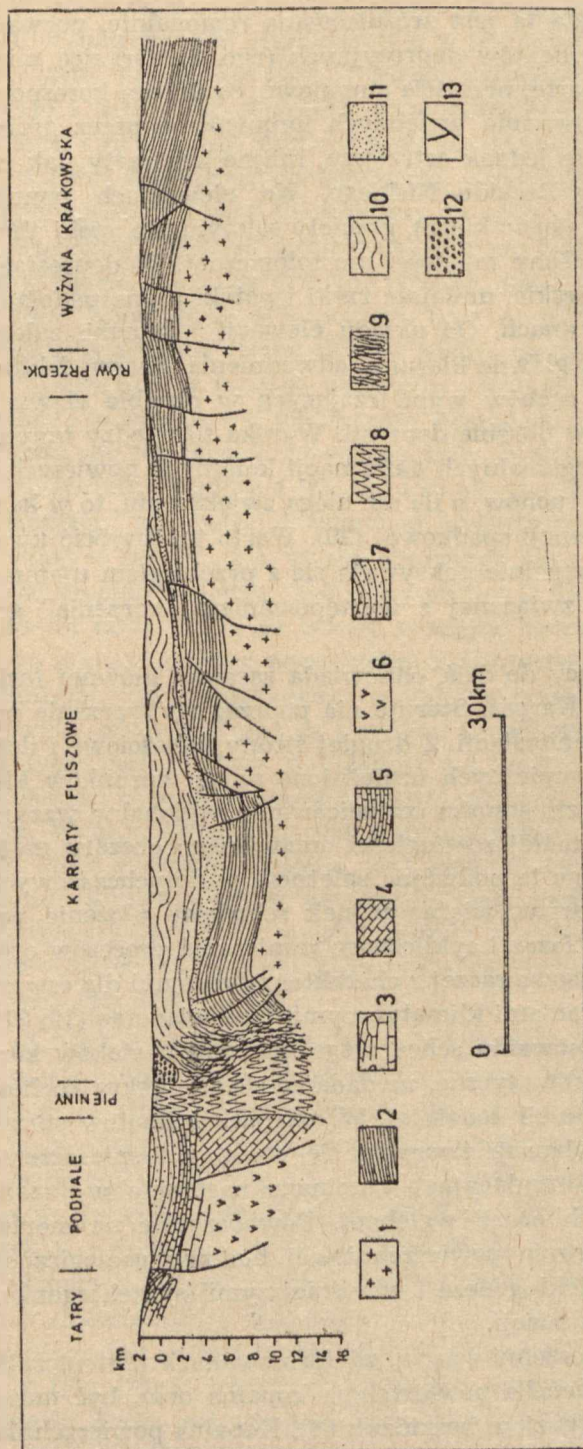
nego płaszcza, po zamarceniu nacisków stycznych związanych z tektogenezą jest wypierany ku górze zgodnie z prawami hydrostatyki. Na miejscu tektogenu tworzą się góry w sensie morfologicznym, stale ścinane przez erozję i denudację w miarę wypiętrzania. Obydwa te procesy (wypiętrzanie i denudacja) prowadzą do osiągania szeregu pośrednich stadiów nietrwalej równowagi izostaticznej, dzięki czemu proces orogenezy powinien mieć przebieg epicykliczny ze stale malejącą amplitudą. Istotnie, w Karpatach istnieje zgrubienie skorupy kontynentalnej, przejawiające się zarówno anomalią grawimetryczną, jak i wykazane na profilach głębokiego sondowania sejsmicznego (ryc. 4). Założenia izostaticznego, epicyklicznego wypiętrzania dobrze pasują do znanego faktu występowania w rzeźbie Karpat szeregu poziomów zrównań denudacyjnych i teras erozyjnych o stopniowo malejących odstępach pionowych. Jednak korzeń Karpat nie jest gruby, powoduje tylko niewielkie zaburzenie równowagi izostaticznej. Według I. D. G o f š t e i n a (16) Beskidom Wschodnim do osiągnięcia całkowitej równowagi izostaticznej brakuje około 1500 m. Wykazano też (17, 21), że nie obserwuje się w Karpatach wygasania ruchów wypiętrzających. Z drugiej strony J. D z i e w a ŋ s k i i L. S t a r k e l (9) udowodnili, że cokoły erozyjne teras plejstocęńskich w dolinie Sanu mają charakter powierzchni ześlizgowych, że również ich pokrywy akumulacyjne ukształtowane zostały w warunkach podnoszenia. Krótko mówiąc, istnienie teras (a zapewne i wyższych stopni erozyjno-denudacyjnych) jest efektem nakładania się zmian klimatycznych sterujących dynamiką procesów egzogenicznych na stale trwające ruchy wypiętrzające. Wydaje się więc bardzo prawdopodobne, że orogeneza karpacka jest nie tylko efektem izostazji, lecz głównie oddziaływania poziomych naprężeń, wywołanych w heterogenicznym podłożu Karpat przez procesy podskorupowe (prądy w astenosferze) w okresie pokolizyjnym. Allochtoniczna pokrywa fliszowa zachowuje się wobec tych procesów całkowicie biernie (22, 23).

Zróznicowane ruchy podłoża przejawiają się w Karpatach fliszowych zupełnie niezależnie od powierzchniowej budowy geologicznej. Tak jak struktury fliszowe nie wykazują związku z ukształtowaniem ich aktualnego podłoża (98), tak depresje i elewacje związane właśnie z labilnością podłoża nie są zależne od wewnętrznych struktur fliszu. Generalnie tendencje ruchów orogenicznych w Karpatach pokrywają się z przedkarpackimi (79, 80) i transkarpackimi (85, 86, 87) elementami strukturalnymi o głębokich i starych założeniach. Istnieją także deformacje powierzchni Karpat związane z wgłębnyimi strukturami o nieznanym dotychczas charakterze, jak próg Beskidu Niskiego (ryc. 8) zauważony przez L. S t a r k l a (30, 73). O amplitudzie ruchów orogenicznych świadczy głębokość wcięcia dolin, różnica pomiędzy powierzchnią szczytową a denną (wy-

sokości względne). Amplituda ta jest zróżnicowana regionalnie, pozwala na wyróżnienie szeregu elementów depresyjnych (ryc. 8). Granice między tymi elementami są zatarte, przejścia stopniowe, co dobrze koresponduje z charakterem oddziaływania wgłębnych impulsów poprzez gruby płaszcz fliszu. Zaznaczają się jednak ostrzejsze, linijne kontrasty, jak na przykład wspomniany próg Beskidu Niskiego. Na elewacjach panuje rzeźba beskidzka (typu średniogórskiego), grzbiety są wyniosłe, stoki strome, mniejsze doliny mają cechy młodości morfologicznej. W depresjach przeważają krajobrazy pogórskie, mniejsze rzeki i potoki płyną padołami o szerokich, wyrównanych dnach. Od układu elewacji i depresji zależy przebieg działów wodnych i główne kierunki odwodnienia. Szereg faktów wskazuje na permanencję ruchów wypiętrzających w obrębie elewacji i obniżających (względnie) w obrębie depresji. Wynika to między innymi z nakładania się obrazów regionalnych deformacji kolejnych powierzchni zrównań (22, 23). Natężenie ruchów, o ile nie ulega zwiększeniu, to w każdym razie nie zdradza tendencji spadkowej (20). Warto też zwrócić uwagę, że główne elewacje niezupełnie pokrywają się z przebiegiem ujemnej anomalii grawimetrycznej, związanej z występowaniem „korzenia” górotworu karpackiego.

Okres orogenezy, trwający do dziś, odpowiada zarazem głównej fazie egzogenicznej morfogenezy Karpat. Steruje nią poprzez wytwarzanie regionalnie zróżnicowanych deniwelacji. Z drugiej strony, jakościowe i ilościowe cechy procesów egzogenicznych uzależnione są od warunków klimatycznych i ich czasowej zmienności (zróżnicowanie regionalne warunków klimatycznych wobec małej rozciągłości omawianego obszaru może być pominięte). Uwzględniano tę podwójną zależność w dotychczasowych syntezach geomorfologii Karpat, wiążąc jednak schodowe ułożenie powierzchni zrównań raczej z fazami cyklicznego zamierania procesów orogenezy, a niższe stopnie terasowe raczej z charakterystycznymi dla czwartorzędu kontrastowymi wahaniami klimatycznymi. Dziś wiadomo (19, 71), że decydującą rolę w uformowaniu schodowego krajobrazu stoków karpackich odegrały wahania klimatyczne, nakładając się na efekty ruchów orogenicznych o stałej tendencji dodatniej. W okresach klimatów sprzyjających w różny sposób planacji tworzyły się równiny i spłaszczenia (erozyjne, denudacyjne, akumulacyjne), rozcinane następnie w fazach klimatycznych sprzyjających erozji wgłębnej. Równocześnie na morfogenezę wpływało zróżnicowanie powierzchniowej budowy geologicznej, uwarunkowane litogenezą, tektogenezą i wcześniejszymi (syntektogenicznymi) procesami erozji i denudacji.

Ślady najstarszych powierzchni ścięcia, zdeformowanych tektonicznie, zachowały się jako podmiocieńska powierzchnia kopalna oraz, być może, na kulminacjach Beskidów (poziom beskidzki; 66). Kopalna powierzchnia,



Ryc. 5. Przekrój geologiczny Kraków—Zakopane (według A. Kisłowa i S. Połtowicza (26) — uproszczony); 1 — podłoże kryształiczne, 2 — pokrywa osadowa paleozoiczno-mezozoiczna; utwory węglanowe jednostek wewnętrznokarpackich; 3 — wierzchołki, 4 — nieokreślonej przynależności, 5 — reglowych, 6 — kenozoiczne skały wulkaniczne, 7 — flisz podhalański, 8 — utwory pienięńskiego pasa skalowego, 9 — południowa część fliszu Karpat zewnętrznych wchłonięta w strefie subdukcji, 10 — flisz Karpat zewnętrznych, 11 — miocen autochtoniczny zapadlika przedkarpackiego, 12 — neogen niecki orawsko-nowotarskiej, 13 — uskoki i strefy dyslokacyjne

Geological cross-section of Kraków—Zakopane (according to A. Kisłow and S. Połtowicz (26) — simplified); 1 — crystalline basement, 2 — sedimentary Paleozoic-Mesozoic cover; Carbonate rocks of the Inner Carpathian units; 3 — high-tatric units, 4 — indeterminate units, 5 — sub-tatric units, 6 — Cenozoic volcanic rocks, 7 — the Podhale flysch, 8 — deposits of the Pieniny Klippen Belt, 9 — southern part of the Outer Carpathian flysch in the subduction zone, 10 — the Outer Carpathians flysch, 11 — autochthonous Miocene of the Carpathian foredeep, 12 — fresh-water Neogene of the Orawa-Nowy Targ basin, 13 — faults and dislocation zones

ścinająca zarówno flisz, jak i utwory miocenu słodkowodnego, podście-lająca utwory miocenu morskiego, może być zresztą równowiekowa z poziomem beskidzkim, a jej deniwelacje (przekraczające 1000 m) mogły powstać w wyniku deformacji tektonicznej w fazie nasuwania Karpat. O wyrównanej rzeźbie Karpat w fazie bezpośrednio poprzedzającej transgresję miocenu świadczy wprost zarówno sam fakt transgresji morza na Karpaty, jak i facja jego osadów. Trudniej natomiast określić warunki zewnętrzne, klimatyczne, w jakich przebiegało zrównywanie. Trudności te wynikają zarówno z mało precyzyjnego określenia wieku jego rozwoju, jak też z trudności korelacji flor i faun neogeńskich z Polski pozakarpackiej (wskazujących pośrednio na cechy klimatu). Obecność wkładek węgla brunatnego w utworach słodkowodnych miocenu karpackiego, poprzedzających zapewne rozwój poziomu beskidzkiego, wskazuje na klimat stosunkowo ciepły i wilgotny. Istnieją też jednak dowody na występowanie w tym okresie faz suchych (57).

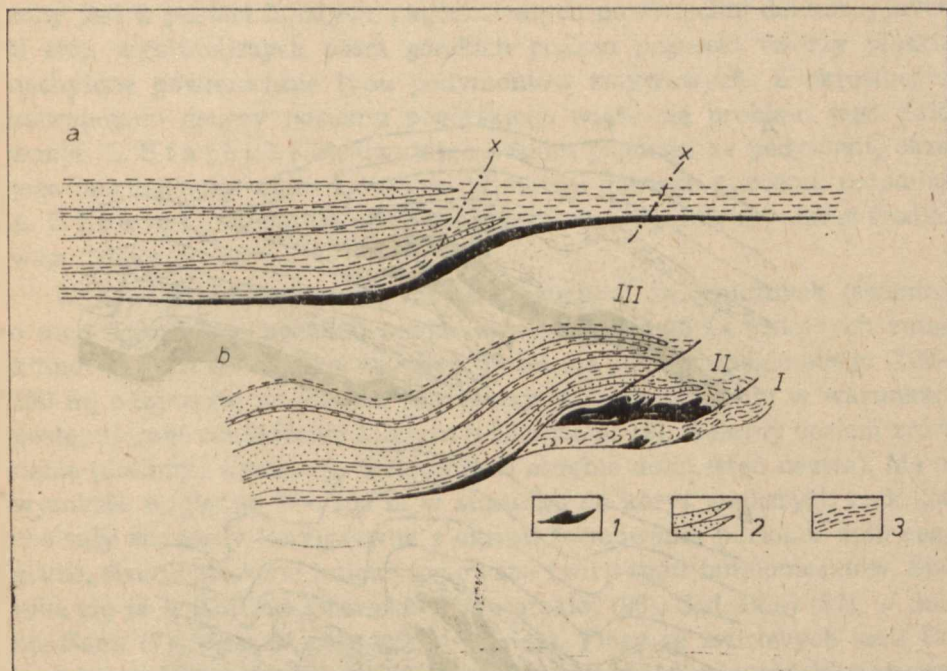
Utworzenie powierzchni poziomu beskidzkiego nie wpłynęło w istotny sposób na dzisiejszą rzeźbę, bowiem już po fazie ruchów nasuwczych, po dolnym sarmacie, doszło do wytworzenia nowej powierzchni zrównania Karpat — poziomu śródgórskiego. Zrównanie to, o wysokości względnej (obecnie) 250—350 m (maksymalnie 500 m), jest rozwinięte w obrębie wszystkich jednostek tektoniczno-facjalnych Karpat (nie tylko zewnętrznych) i ścina skały o różnej odporności, także i najtwardsze (27, 30, 71). Była to więc prawdziwa powierzchnia zrównania, nad którą w obrębie elewacji, w strefach dziś, a zapewne i wówczas już wododzielnych, wznosiły się ostańce i grupy ostańcowe. Ostańce w strefie Pogórzy, Beskidu Niskiego i Bieszczadów Niskich osiągały 100—200 m wysokości względnej, a w obrębie Beskidów 300—700 m (71). Rzeźba tych ostańców, a także charakter rzeźby samego zrównania wskazują na genezę związaną z procesami planacji w suchym klimacie (27, 71). Ponieważ wiek tego zrównania, słabo tylko zaburzonego tektonicznie, jest młodszy od fazy nasunięcia, wiąże się go obecnie z suchym klimatem dolnego pliocenu (72). Już w czasie morfogenezy poziomu śródgórskiego, być może w związku genetycznym, pod wpływem zróżnicowanych ruchów wypiętrzających ukształtowały się zarysy basenów głównych dorzeczy karpackich (19).

W fazie rozcinania poziomu śródgórskiego, związanej zapewne ze zwilgotnieniem klimatu, dzięki epigenetycznemu wcięciu utrwaliły się doliny głównych rzek. W tym ujęciu wyjaśnienia wymaga istnienie odcinków dolin o cechach przełomów antecendentnych. Przełomy takie tworzą Dunajec i Poprad przez elewację Beskiu Wysokiego, Dunajec przez elewację Beskidu Wyspowego oraz Wisłok i San przez elewację Bieszczadów Niskich — Pogórza Dynowskiego. Istnienie tych przełomów (o ich antecedencji świadczy spaczenie poziomów zrównań i teras) sugeruje młodszy

wiek początku ruchów wypiętrzających na elewacjach, co nie zgadza się z tezą o ich permanencji. Jednak powstanie przełomów w okresie planacji można wyjaśnić przyjmując nakładanie się tendencji do powolnego wypiętrzania podłużnych elewacji na tendencję do intensywnego zrównywania, postępującego od brzegu Karpat i stwarzającego warunki poprzecznego spływu. Większe rzeki miały szansę utrzymania swego biegu w poprzek elewacji, zapoczątkowanego w warunkach przewagi czynników destrukcyjnych. Niektóre z tych rzek (San, Wisłok) zostały tylko nieznacznie zepchnięte wzdłuż osi elewacji, zgodnie z kierunkiem malejącej amplitudy wypiętrzenia, tworząc w swym biegu charakterystyczne łuki. Tak więc poprzeczne doliny większych rzek karpackich utrwaliły się w fazie rozcinięcia poziomu śródgórskiego dzięki procesom epigenezy i antecedenencji.

Moment wcięcia głównych dolin w powierzchnię poziomu śródgórskiego był początkiem rozwoju współczesnej rzeźby strukturalnej. W nawiązaniu do większych rzek zaczęły się rozwijać doliny subsekwentne, częściowo przez rozwój wsteczny, częściowo przez wcinanie się wcześniej istniejących dopływów. Te ostatnie nie były zdolne (ze względu na wielkość) do epigenetycznego wcięcia swych dolin ściśle na miejscu założenia i były zmuszone (dzięki ześlizgom) do częściowej zmiany kierunku. Niektóre przybierały bieg zygzakowaty. Wypreparowane zostały w ten sposób podłużne obniżenia oraz grzbiety twarżielcowe, podzielone na odcinki epigenetycznymi, później także wtórnymi, regresyjnymi przełomami. Układ tych dolin i grzbietów, związanych z przebiegiem wychodni różnych kompleksów litologicznych na śródgórskiej powierzchni intersekcyjnej, różnicował się regionalnie w zależności od stylu tektonicznego jednostek fliuszowych. W strefie płaskich nasunięć jednostki śląskiej w zachodniej części Beskidów rozwinęły się grzbiety monoklinalne i progi strukturalne. W obrębie jednostki magurskiej wypreparowane zostały szerokie, synklinalne wychodnie piaskowców eoceńskich tworząc masywne, inwersyjne grzbiety Beskidu Wysokiego. W strefie silnego rozbitcia tektonicznego płaszczowiny magurskiej wypreparowane zostały izolowane kopy Beskidu Wyspowego (73). We wschodniej części Beskidów, gdzie dominują w budowie geologicznej struktury regularnych fałdów i łusek, utworzyła się rzeźba rusztowa. Wykazuje ona cechy resekwenencji w najsilniej wypiętrzanych (w fazie ruchów fałdowych) i najgłębiej ścinanych jednostkach — w jednostce dukielskiej i w zewnętrznej strefie jednostki skolskiej. W południowej strefie centralnej depresji karpackiej, najmniej elewowanej w okresie fałdowania, wykształciła się rzeźba o cechach konsekwencji. W północnej strefie centralnej depresji karpackiej i w wewnętrznej strefie jednostki skolskiej powstała rzeźba inwersyjna (22, 23).

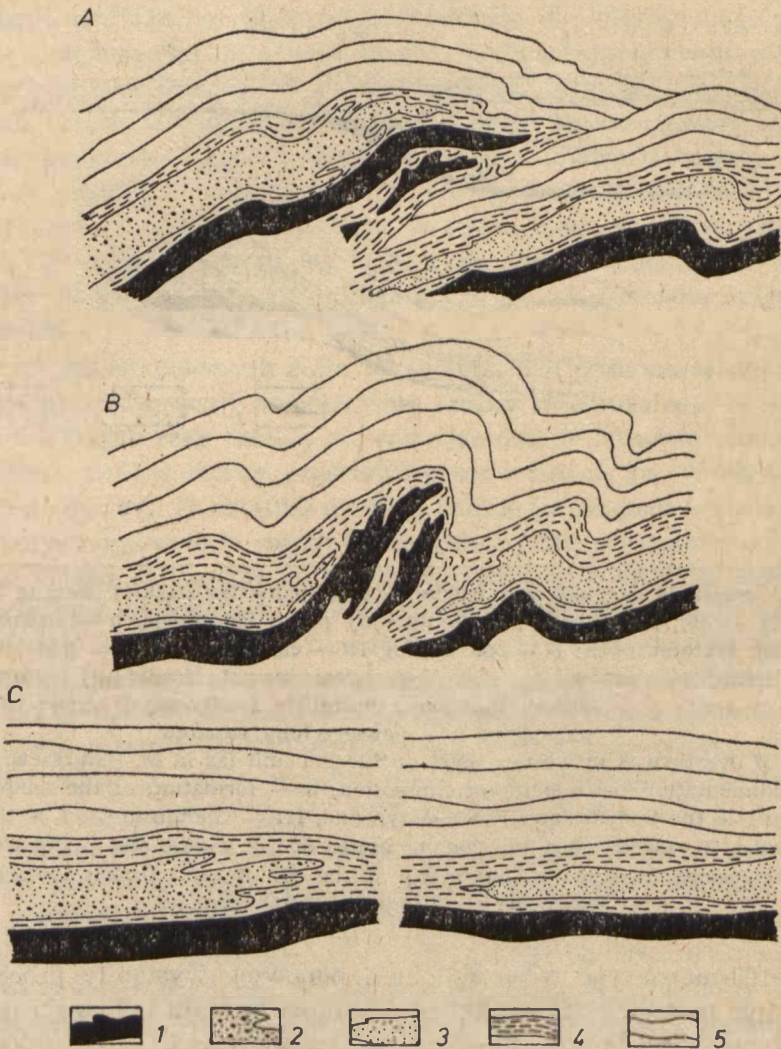
Procesy erozji wgłębnej zahamowane zostały ponownie po okresie



Ryc. 6. Powstanie nasunięć w zachodniej części jednostki śląskiej (według M. Książkiewicza — 40); a — basen sedymentacyjny przed kompresją, b — utworzenie się jednostek tektonicznych: I — podśląskiej, II — cieszyńskiej, III — godulskiej; 1 — dolna kreda, 2 — utwory piaskowcowe i zlepieńcowate środkowej i górnej kredy oraz paleogenu, 3 — utwory łupkowe i margliste środkowej i górnej kredy oraz paleogenu, x — powierzchnia ścinania

Origin of overthrusts in western part of Silesian unit (as in M. Książkiewicz — 40); a — sedimentation basin before compression, b — formation of the tectonic units such as: I — the Subsilesian, II — Cieszyn and, III — Godula units; 1 — the Lower Cretaceous, 2 — sandstones and conglomerates of the Middle and Upper Cretaceous and Palaeogene, 3 — shales and marls of the Middle and Upper Cretaceous and Palaeogene, x — overthrusting surfaces

około 100-metrowego wcięcia dolin i ponownie wystąpiły procesy planacji. Być może było to wynikiem osuszenia klimatu i rozwoju procesów pedyplanacji (30, 71, 72) lub ocieplenia, zwilgotnienia i intensyfikacji procesów wietrzenia chemicznego (19). Za tą ostatnią możliwością przemawia brak osadów korelatywnych na przedpolu Karpat oraz paleoklimatyczna rekonstrukcja analogicznej fazy rozwoju rzeźby Rostocza (18). Powstały wówczas poziom pogórski jest powierzchnią złożoną. W brzeżnej strefie górotworu (Pogórze) i w depresjach (Doły Jasielsko-Sanockie) rozwinął się jako powierzchnia całkowitego zrównania, na strukturach elewowanych (w Beskidach) występuje w obrębie dolin. W większych dolinach ma charakter zrównania erozyjnego, na wododziałach natomiast wykształ-



Ryc. 7. Powstanie nasunięć w osiowej strefie zewnętrznego basenu fliszowego (według M. Książkiewicza — 36). A — kompresja strefy osiowej w zachodnim odcinku z grubymi utworami piaskowcowymi kredy i cienkim płaszczem warstw krośnieńskich, B — kompresja strefy osiowej we wschodnim odcinku z mniej grubymi seriami piaskowcowymi kredy i grubym płaszczem warstw krośnieńskich, C — schematyczny przekrój (skrócony) basenu przed kompresją; 1 — dolna kreda, 2 — górna kreda — eocen w facji piaskowcowo-zlepieńcowatej, 3 — górna kreda w facji piaskowcowej, 4 — górna kreda — eocen w facji łupkowej i marglistej, 5 — oligocen — warstwy krośnieńskie

cony jest w postaci falistych, pagórkowatych powierzchni denudacyjnych. U stóp wybitniejszych pasm górskich poziom pogórski tworzy płaskie, nachylone powierzchnie typu pedymentów zmywowych. Z określonymi koncepcjami genezy poziomu pogórskiego wiąże się problem jego datowania. L. S t a r k e l (72), uważając poziom pogórski za pedyment, okres jego morfogenezy wiąże z suchym klimatem górnego pliocenu, natomiast A. H e n k i e l (19) datuje poziom pogórski na wilgotniejszy okres środkowego pliocenu.

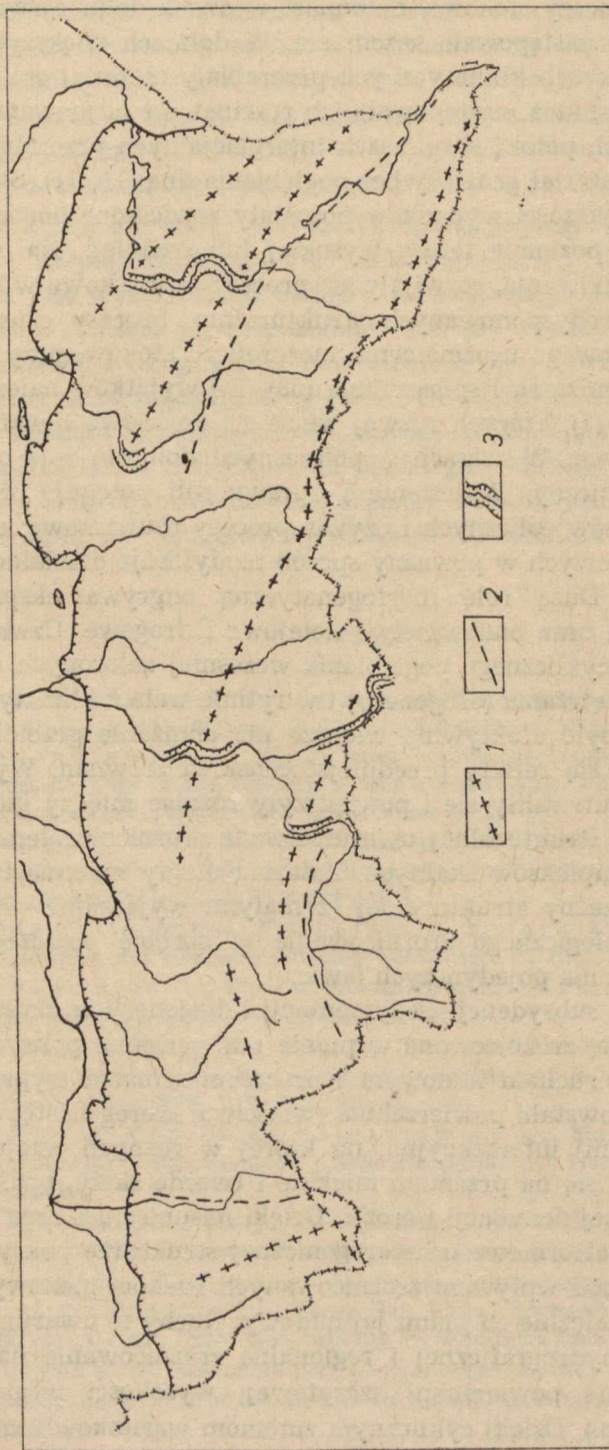
W nawiązaniu do trwających dalej ruchów orogenicznych (świadczą o nich deformacje poziomu śródgórskiego) i w wyniku kolejnych zmian klimatycznych nastąpiła faza erozji. Rozcięcie poziomu pogórskiego (100—150 m) odbyło się w górnym lub w najwyższym pliocenie w warunkach postępującego ochładzania klimatu (i osuszania; 19). Kolejny poziom zrównania (dolinny) występuje wyłącznie w obrębie dolin (stąd nazwa). Ma on wysokość względną 80—150 m w stosunku do koryt większych rzek. Zachowały się osady korelatywne z okresu formowania poziomu dolinnego, grube, słabo obtoczone i niewysortowane żwiry typu fanglomeratów. Spotyka się je w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej (96), Sądeckiej (57), w dolinie Sanu (71) oraz na przedgórzcu (11, 44). Flory ze żwirowych serii Domańskiego Wierchu (55) i z Witowa (11) określają warunki klimatyczne i wiek tej serii — żwiry akumulowane były w dolnym plejstocenie w warunkach chłodnego i suchego stepu. Wnioski te potwierdza morfologia poziomu dolinnego. W przeciwieństwie do obydwu starszych poziomów nie jest on jednolity, lecz składa się z szeregu spłaszczeń nawiązujących do lokalnych baz denudacyjnych. Spłaszczenia te są mocno nachylone i oddzielone ostrym, wklęsłym załomem od stromych odcinków stoków zbudowanych z odporniejszych skał. Z poziomem dolinnym związane są charakterystyczne dolinki, wcinające się w zbocza twarżelcowych grzbietów, krótkie, o trójkątnych, stromo nachylonych dnach i stromych zboczach. Przypominają one typowe zatoki pedymentalne z klimatów suchych, w szczególności formy typu „Pedimentspitzen” opisane przez B u e d e l a (6) z gór Iranu. Brak jednak śladów powszechnego cofania

Origin of overthrusts in the axis zone of the outer flysch basin (according to M. Książkiewicz — 36). A — compression of the axis zone in the western section with coarse Cretaceous sandstones and the thin mantle of the Krosno bed, B — compression of the axis zone in the eastern section with less coarse Cretaceous sandstone series and the thick mantle of the Krosno beds, C — Schematic, abbreviated cross-section of the basin before compression; 1 — the Lower Cretaceous, 2 — the Upper Cretaceous-Eocene in sandstone — conglomerate facies, 3 — the Upper Cretaceous in sandstone facies, 4 — the Upper Cretaceous — Eocene in shaly and marly facies, 5 — the Oligocene — the Krosno beds

progów strukturalnych nie pozwala na pełne utożsamienie poziomu dolinnego z pedymentami. W każdym razie rozwój jego przebiegał w warunkach klimatu okresowo suchego, z gwałtownymi ulewami powodującymi zmyw powierzchniowy. W obrębie podłużnych dolin i obniżeń strukturalnych, których rozwój zapoczątkowany został w fazie rozcinięcia poziomu śródgórskiego, zostały zaakcentowane drugorzędne różnice odporności skał, w szczególności podkreślone zostały linie kontaktów różnych kompleksów. Przez rozwój zatok pedymentalnych stopniowo i kolejno następowało przecinanie grzbietów twarzielcowych i zachodziły zmiany hydrograficzne w następstwie kaptazy (19). W krajobrazie poziomu dolinnego skontrastowane zostały płaskie powierzchnie zmywowe, strome stoki i ostre krawędzie. Prawdopodobnie, tak jak w obszarach górskich dzisiejszej strefy suchej, na stokach i grzbietach zaakcentowane były drugorzędne elementy strukturalne, wychodnie pojedynczych odpornych ławic, w postaci grzęd i załomów.

Generalne ochłodzenie klimatu w szeregu cyklów w ciągu plejstocenu wprowadziło dalsze modyfikacje do procesu morfogenezy Karpat. Pojawił się w zimnych fazach niezmiernie doniosły czynnik soliflukcji, po raz pierwszy w okresie odpowiadającym powstaniu najwyższej, 80—100-metrowej terasy, prawdopodobnie związanej z okresem „złodowacenia” Günz (71). Z tego okresu ma także pochodzić najniższa pokrywa soliflukcyjna profilu w Mizernej (Mizerna II/III; 74). Kopalne pokrywy soliflukcyjne zachowały się także na terasie wysokiej (40—60 m, „Mindel”) i na terasie średniej (20 m, „Riss”; 29, 71). Z ostatniej zimnej fazy klimatycznej, odpowiadającej okresowi ostatniego złodowacenia, pochodzą gliniaste i gruzowo-gliniaste pokrywy soliflukcyjne otulające stoki Beskidów oraz garby i wierzchowiny Pogórzy, ząbwiąjące się ze żwirami najniższej terasy nadzalewowej (29, 45). Z rozwojem procesów soliflukcyjnych w zimnych okresach plejstocenu wiąże się intensywne obniżanie grzbietów, spłaszczanie stoków przy równoczesnym niwelowaniu drugorzędnych nierówności i załomów pochodzenia strukturalnego, lateralne obniżanie i przekształcanie reliktyw starszych poziomów zrównań. Stoki przybierały wypukło-wklęsłe profile, a u ich podnóży rozwijały się obszerne spłaszczenia, często przez przeobrażanie reliktyw poziomu dolinnego lub starszych teras (20). Lokalnie na grzbietach intensywna soliflukcja obnażała twarde ławice skalne, podlegające dalej procesom wietrzenia mrozowego i tworzące ostre grzbiety lub nawet granie skalne (Krzemień w Bieszczadach; 59). Na stokach i na spłaszczeniach wypreparowane zostały skałki, ze szczególnie odpornych soczewek i pakietów skalnych typu fluxoturbidytów (2). W dnach dolin przeważały procesy planacji, prowadzące do wytworzenia łagodnie wklęsłych równin terasowych.

W ciepłych i wilgotnych okresach interglacjalnych rozwijała się szata



Ryc. 8. Główne elementy neotektoniczne polskich Karpat zewnętrznych; 1 — osie elewacji, 2 — osie depresji, 3 — przełomy
antecedentne
Major neotectonic elements of the Polish Outer Carpathians; 1 — elevation axes, 2 — depression axes, 3 — antecedence
valleys

leśna hamująca procesy stokowe, natomiast w dnach dolin rozwijały się procesy erozyjne i następowało rozcinanie. W dolinach większych rzek, które w zimnych fazach klimatycznych przerabiały materiał soliflukcyjny i sypały grube aluwia, następowało ich rozcinanie i formowanie teras. W małych dolinkach potoki w okresach interglacjalnych przerabiały tylko soliflukcyjny materiał gruzowy bez pogłębiania dna (19, 71). Stąd więc małe dolinki w większości wypadków pozostały zawieszane ponad dnami dolin głównych w poziomie terasy wysokiej lub średniej. Na stokach, obok procesów splukiwania, rozwijały się procesy osuwiskowe w strefach w różny sposób predysponowanych strukturalnie. Procesy osuwiskowe prowadzą do chwilowego urozmaicenia mezoreliefu stoków, przy ogólnej tendencji do ich obniżania i spłaszczania (58). Do wyjątków należą wielkie obrywy skalne (1), których rozwój wiąże się częściowo z warunkami okresów zimniejszych. W czasach współczesnych doniosłą rolę odgrywa czynnik antropogeniczny. Wylesienie i uprawa roli potęguje działanie splukiwania, procesów eolicznych i ożywia procesy osuwiskowe; eksploatacja żwirów korytowych w poważny sposób modyfikuje działalność procesów rzecznych. Dużą rolę morfogenetyczną odgrywa eksploatacja surowców skalnych oraz budownictwo kolejowe i drogowe. Czwartorzęd jest więc okresem cyklicznego pogłębiania wcześniej założonych dolin w miarę postępu wypiętrzania (orogenezy) i w rytmie wahań klimatycznych. Pogłębianie dolin było efektywnie większe niż obniżanie grzbietów, na których zachowały się relikty przedplejstoczeńskich zrównań. Wysokości względne wzrosły, utrwaliły się i powiększyły różnice między głównymi elementami rzeźby strukturalnej uwarunkowane zróżnicowaniem odporności głównych kompleksów skalnych. Zatarciu uległy natomiast drugorzędne szczegóły rzeźby strukturalnej (z małymi wyjątkami — skałki) uzależnione od litologicznego zróżnicowania w obrębie poszczególnych serii i od zróżnicowania pojedynczych ławic.

Dzięki procesom subsydencji, sedymentacji i diagenety w okresie litogenezy utworzyła się zróżnicowana w pionie i w poziomie pokrywa osadowa fliszu. Dzięki ruchom fałdowym i procesom ścinania wypiętrzających się struktur powstała powierzchnia (właściwie szereg następujących po sobie powierzchni) intersekcyjna, na której w różnych wzajemnych układach odsłaniają się na przemian miękkie i twarde skały, podlegające procesom selektywnej denudacji i erozji. Dzięki nasunięciu Karpat fliszowych na podłoże platformowe o heterogenicznej strukturze pokrywa fliszowa znalazła się pod wpływem zróżnicowanych ruchów pionowych objawiających się niezależnie od planu jej budowy. Ruchy te uwarunkowały główne rysy sieci hydrograficznej i regionalne zróżnicowanie natężenia erozji (zróżnicowanie powierzchni szczytowej, wysokości względnych, gęstości rozcięcia itp.). Dzięki cyklicznym zmianom warunków klimatycz-

nych i co za tym idzie natężenia i charakteru procesów egzogenicznych uformowała się rzeźba schodowa, wykształciły się niektóre elementy rzeźby klimatycznej. Tak więc w fazie litogenezy (subsydencja i sedimentacja) oraz w fazie morfogenezy (orogeneza i denudacja) czynniki endo- i egzogeniczne pozostawały we względnej równowadze. W fazie tektonogenezy zaznaczała się natomiast przeważająca rola procesów wgłębnych.

Na zakończenie warto przytoczyć opinię jednego z najwybitniejszych geologów karpaccich, K. Tołwińskiego (92): „[...] rzeźba Karpat fliszowych jest wyrazem ich budowy wewnętrznej. Morfologia podkreśla tektonikę i ułatwia jej rozpoznanie. Tak jak regularne pasma połonin bieszczadzkich i Gorganów odzwierciedlają plan i przebieg skibowej budowy wraz 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 młoda i nie tylko nie zaciemnia, lecz przeciwnie, podkreśla i uwydatnia obraz tektoniczny.”

LITERATURA

1. Alexandrowicz S. W.: The Northern Slope of Babia Góra Mt. as a Huge Rock Slump. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, XII, Kraków 1978.
2. Alexandrowicz Z.: Skałki piaskowcowe zachodnich Karpat fliszowych (Sandstone Tors of the Western Flysch Carpathians). PAN, Oddz. w Krakowie, Kom. Nauk. Geol., Prace Geol. 113, Kraków 1978.
3. Baumgart-Kotarba M.: Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych (Development of Mountain Ridges in the Flysch Carpathians). PAN, Inst. Geogr., Prace Geogr. 106, Warszawa 1974.
4. Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Zytko K.: *Stratigraphie des Karpates externes polonaises*. IG Biul. 181, Warszawa 1963.
5. Birkenmajer K.: The Carpathian Orogen and Plate Tectonics. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc., A-2* (101), Warszawa 1976.
6. Buedel J.: Pedimente, Rumpflaechen und Rueckland-Steilhaenge, deren aktive und passive Rueckverlegung in verschiedene Klimaten. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, XIV, 1, Berlin 1970.
7. Burtan J., Konior K., Książkiewicz M.: Mapa geologiczna Karpat Śląskich wraz z objaśnieniami (Carte géologique des Karpates de Silésie). PAU, Kraków 1937.
8. Dadlez R.: Tektonika płyt — dyskusje i implikacje (Plate Tectonic — Discussions and Implications). *Przegląd Geologiczny*, XXIV, 10, 11, Warszawa 1976.
9. Dziewański J., Starkel L.: Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie (The Quaternary San Valley between Solina and Zwierzyn). PAN, Inst. Geogr., Prace Geograficzne 36, Warszawa 1962.
10. Dżułyński S.: Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej (Tectonics of the Southern Part of the Cracovian Upland). *Acta Geol. Polonica*, III, 3, Warszawa 1953.

11. Dżułyński S., Krysowska-Iwaszkiewicz M., Oszast J., Starke L.: O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej (On Lower Quaternary Gravels in the Sandomierz Basin). *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, II, Kraków 1968.
12. Dżułyński S., Książkiewicz M., Kuennen Ph. H.: Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mts. *Bull. of the Geol. Soc. of America*, LXX, New York 1959.
13. Dżułyński S., Smith A.: Flysch Facies. *Rocznik PTG*, XXXIV, 1—2, Kraków 1964.
14. Dżułyński S., Ślącza A.: Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich (Directional Structures and Sedimentation of the Krosno Beds-Carpathian Flysch). *Rocznik PTG*, XXVIII, 3, Kraków 1959.
15. Forgáč J., Karolus K., Karolusová E., Konečný V., Kutkan M.: Subsequent and Final Volcanism in the West Carpathians (Central-Slovakian Region). 23rd Int. Geol. Congress, Proceedings 2, Praha 1968.
16. Gofsztajn I. D.: Neotektonika Karpat. Kyjiw 1964.
17. Gofsztajn I. D., Somow W. J., Kuznecowa W. G.: Wiwczenia nowoczesnych ruhiw ziemnoi kory w Karpatach. Kyjiw 1971.
18. Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K.: Rozwój zjawisk krasowych okolic Frampola w pliocenie i czwartorzędzie (Development of Karst Processes in the Vicinity of Frampol during the Pliocene and the Quaternary). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XXIV, Lublin 1969.
19. Henkiel A.: Rozwój rzeźby dorzecza Strwiąża — Karpaty Wschodnie (Morphologic Evolution of the Drainage Basin of the Strwiąż River — Eastern Carpathians). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XXIV, Lublin 1969.
20. Henkiel A.: Plejstocenyjskie spłaszczenia denudacyjne w Karpatach (Pleistocene Denudations Flats in the Carpathians). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XXVII, Lublin 1972.
21. Henkiel A.: Czy maleje intensywność wypiętrzania Karpat? (Is the Uplifting Movement of the Carpathians Abating?). *Czas. Geogr.*, XLIII, 2, Wrocław 1972.
22. Henkiel A.: Neotektonika Karpat a ich głębokie podłoże (Neotectonics Versus Deep Basement of the Carpathians). *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, I, Warszawa 1975.
23. Henkiel A.: Zależność rzeźby Karpat zewnętrznych od budowy geologicznej jednostek fliszowych i ich głębokiego podłoża (na przykładzie wschodniej części Karpat polskich). *Uniw. Marii Curie-Skłodowskiej*, Lublin 1977.
24. Jasionowicz J., Szymakowska F.: Próba wyjaśnienia genezy płatów magurskich w okolicy Jasła oraz płata podśląskiego w okolicy Wielopola Skrzyńskiego (An Attempt to Explain the Origin of Magura Nappe Outliers from the Vicinity of Jasło and of the Subsilesian Nappe from the Vicinity of Wielopole Skrzyńskie). *Rocznik PTG*, XXXIII, 1—3, Kraków 1963.
25. Karnkowski P., Łapinkiewicz A.: Mapa geologiczno-strukturalna podłoża miocenu przedgórzia Karpat Północnych 1 : 200 000. Warszawa 1965.
26. Kisłowski A., Połtowicz S.: Regionalny przekrój geologiczny Kraków—Zakopane w świetle badań sejsmicznych (Geological Section in the Kraków—Zakopane Place in the Light of Seismic Investigations — Middle Carpathians). *Acta Geol. Pol.* XXVI, 4, Warszawa 1976.
27. Klimaszewski M.: Z morfogenezy polskich Karpat Zachodnich (Zur Morphogenese der Polnischen Westkarpaten). *Wiad. Geogr.*, XII, 5—9, Kraków 1934.

28. Klimaszewski M.: Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem (Zur Morphologie des Santales zwischen Lesko und Przemyśl). Przegł. Geogr. XVI, Warszawa 1936.
29. Klimaszewski M.: Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocł. Tow. Nauk., ser. B, 7, Wrocław 1948.
30. Klimaszewski M., Starkel L.: Karpaty Polskie. Geomorfologia Polski, I, Warszawa 1972.
31. Kozikowski H.: Geologia płaszczowiny magurskiej i jej okien tektonicznych na południowy zachód od Gorlic (Geology of the Magura Nappe and Its Tectonic Windows to the SW of Gorlice). IG Biul. 110, Warszawa 1956.
32. Kozikowski H.: Jednostka Ropy — Piszarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych (Ropa — Piszarzowa Unit, a New Tectonic Unit of the Polish Flysch Carpathians). IG Biul. 110, Warszawa 1956.
33. Książkiewicz M.: Objasnienia arkusza Wadowice. Ogólna Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, PIG, Warszawa 1951.
34. Książkiewicz M.: Uwarstwienie frakcjonalne i laminowane we fliszu karpackim (Graded and Laminated Bedding in the Carpathian Flysch). Rocznik PTG, XXII, 4, Kraków 1952.
35. Książkiewicz M.: Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. Regionalna Geologia Polski, I, 2, Kraków 1953.
36. Książkiewicz M.: Geology of the Northern Carpathians. Geologische Rundschau, XLV, 2, Stuttgart 1956.
37. Książkiewicz M.: Pre-orogenic Sedimentation in the Carpathian Geosyncline. Geologische Rundschau, L, Stuttgart 1960.
38. Książkiewicz M.: Les cordillères dans les mers Crétacées et Paléogènes des Carpathes du Nord. Bull. Soc. Géol. de France, VII, Paris 1965.
39. Książkiewicz M.: Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych (Observations on Jointing in the Flysch Carpathians). Rocznik PTG, XXXVIII, 2—3, Kraków 1968.
40. Książkiewicz M.: Karpaty. Budowa Geologiczna Polski, IV, 3, Warszawa 1972.
41. Książkiewicz M.: Bathymetry of the Carpathian Flysch Basin. Acta Geol. Polonica, XXV, 3, Warszawa 1975.
42. Książkiewicz M.: Hipoteza ruchów kier litosfery a powstanie Karpat (Hypothesis of Plate Tectonics and the Origin of the Carpathians). Rocznik PTG, XLVII, 3, Kraków 1977.
43. Książkiewicz M. (red.): Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych (Cretaceous and Early Tertiary in the Polish External Carpathians). Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and Facial Problems. 13, Warszawa 1962.
44. Kucia-Lubelska M.: Wiek serii witowskiej w świetle badań minerałów ciężkich (The Age of the Witów Series Based on the Heavy Minerals Assemblages). Rocznik PTG, XXXVI, 3, Kraków 1966.
45. Łoziński W.: Miejscowe dyluwium Karpat (Das lokale Diluvium der Karpaten). Spraw. Kom. Fizjogr. PAU, LVIII/LIX, Kraków 1925.
46. Mahel M.: Attitude to Some Aspects of the Folding Processes in the Alpides and Its Course in the Eastern Alps, Carpathians Balkan and Dinarides. Geol. Zbornik SAV, Geologica Carpathica XXII, 2, Bratislava 1971.
47. Ney R.: O miocenie na przedgórzu Karpat między Przemyślem a Chyrowem. Przegł. Geol. V, 1, Warszawa 1957.
48. Ney R.: Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i roz-

- mieszczenia złóż ropy i gazu (The Role of the "Cracov Bolt" in the Geological History of the Carpathian Fore-deep and in the Distribution of Oil and Gas Deposits). PAN Oddz. w Krakowie, Kom. Nauk Geol., Prace Geol. 45, Kraków 1968.
49. 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.
 50. Ney R.: The Carpathians and Plate Tectonics. Przegląd Geol., XXIV, 6, Warszawa 1976.
 51. Nowak J.: Jednostki tektoniczne polskich Karpat wschodnich. Archiwum Naukowe, dz. 2, II, 2, Lwów 1914.
 52. Nowak J.: Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne). II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów, Kraków 1927.
 53. Nowak J.: Miocen północnej krawędzi Karpat (The Miocene of the Northern Border of the Carpathians). Rocznik PTG, XVII, Kraków 1948.
 54. Opolski Z.: Zarys tektoniki Karpat między Oslawą — Łupkowem a Użokiem — Siankami (Esquisse de la tectonique des Carpates entre — Oslawa — Łupków et Użok—Sianki). PiG, Spraw., V, 3—4, Warszawa 1930.
 55. Oszaś J.: The Pliocene Profile of Domański Wierch near Czarny Dunajec in the Light of Palynological Investigations. Western Carpathians, Poland. Acta Paleobotanica, XIV, 1, Kraków 1973.
 56. Oszczytko N.: Morfologia podłoża utworów miocennych w Kotlinie Sądeckiej. Kwartalnik Geol., X, 4, Warszawa 1966.
 57. Oszczytko N.: Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej (The Geology of the Nowy Sącz Basin — Middle Carpathians). IG Biul. 271, Warszawa 1973.
 58. Pękala K.: Osuwiska okolic Birczy i ich rola w kształtowaniu stoku (Éboulements aux environs de Bircza et leur rôle dans la formation de la pente). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XVII, Lublin 1964.
 59. Pękala K.: Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich (Block Fields and Recent Morphogenetic Processes in the Western Bieszczady Mts.). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXIV, Lublin 1969.
 60. Połtowicz S.: Grawitacyjne ześlizgi brzeżnej strefy Karpat w świetle nowej tektoniki globu ziemskiego (Gravity Slides of the Flysch Carpathians Marginal Zone in the Light of New Global Tectonics). Rocznik PTG, XLVIII, 3—4, Kraków 1978.
 61. Połtowicz S., Waśniowska J.: Miocen Iwkowej (Miocene Rocks near Iwkowa — Western Carpathians, Poland). Rocznik PTG, XLV, 3—4, Kraków 1975.
 62. Pożaryski W.: Nowa tektonika globu ziemskiego; cz. I. Fakty i ogólne podstawy, cz. II. Górnotwórczość (New Tectonics of Terrestrial Globe). Przegląd Geol., XIX, 8, 9, 10, Warszawa 1971.
 63. Pożaryski W.: Obszar świętokrzysko-lubelski. Budowa Geologiczna Polski, IV, 1, Warszawa 1974.
 64. Pożaryski W., Brochwicz K.: Rozwój poglądów na zagadnienia teorii tektoniki płyt (The Current Views on the Theory of Plate Tectonics). Przegląd Geol., XXII, 10, Warszawa 1974.
 65. Rehman A.: Karpaty opisane pod względem fizyczno-geograficznym. Ziemia dawnej Polski, I, Lwów 1895.
 66. Sawicki L.: Z fizjografii Karpat Zachodnich. Archiwum Naukowe, Lwów 1909.

67. Sikora W.: Oczerk tiettogienieza Pieninskoj utiosowoi zony w Polsce w swiecie nowych geologicznych danych (Esquisse de la tectogénèse de la zone des Klippes des Pieniny en Pologne d'après de nouvelles données géologiques). Rocznik PTG, XLI, 1, Kraków 1971.
68. Sikora W. J.: Kordyliery Karpat zachodnich w świetle tektoniki płyt lito-sfery (Cordilleras of the Western Carpathians in the Light of the Plate Tectonics Theory). Przegląd Geol., XXIV, 6, Warszawa 1976.
69. Slávik J.: Geochronology and Tectonics Background of the Neogene Volcanism in Eastern Slovakia. Geologické Práce, Správy 44—45, Bratislava 1968.
70. Sollogub W. (edit.): Strojenije ziemnoj kory cidentalnoj i iugowostocznoj Ewropy (po danym wzrywnoj sieismologii). Kijew 1971.
71. 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). PAN, Inst. Geografii, Prace Geogr. 50, Warszawa 1950.
72. 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.
73. Starkel L.: Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych (Reflection of the Geological Structure in the Relief of the Polish Flysch Carpathians). Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, III, Kraków 1969.
74. Szafer W.: Pliocenińska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu (Pliocene Flora from the Vicinity of Czorsztyn and Its Relationship to the Pleistocene). Prace IG XI, Warszawa 1954.
75. Szymakowska F.: Otoczaki skał fliszowych z warstw krośnieńskich w okolicy Strzyżowa (Pebbles of Flysch Rocks from Krosno Beds of Strzyżów Region — Skole Unit). Kwartalnik Geol., V, 3, Warszawa 1961.
76. Szymakowska F.: Wiek i pozycja stratygraficzna otoczków skał fliszowych okolic Mszanki. Spraw. Pos. Kom. Oddz. PAN w Krakowie, Kraków 1967.
77. Szymakowska F.: Olisthostromes in the Krosno Beds (Polish Middle Carpathians). Rocznik PTG, XLVI, 1—2, Kraków 1976.
78. Ślącza A.: Geologia jednostki dukielskiej (The Geology of the Dukla Unit — Polish Flysch Carpathians). Prace IG XLIII, Warszawa 1971.
79. Świdzki 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.
80. Świdzki B.: Aperçu sur la morphologie des Karpates du Flysch. Przegląd Geogr., XIV, Warszawa 1935.
81. Świdziński H.: Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. PiG, Biul. 37, Warszawa 1947.
82. Świdziński H.: Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Regionalna Geologia Polski, I, 2, Kraków 1953.
83. Teisseyre H.: Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. Spraw. PiG, VII, 2, Warszawa 1932.
84. Teisseyre H.: Budowa geologiczna okolic Węglówki. Nafta, III, 5, 6, 7—8, 9, Kraków 1947.
85. Teisseyre W.: O związku w budowie tektonicznej Karpat i ich przedmurza (Sur les relations entre la tectonique des Carpates et celle de leur avantpays). Kosmos, XXXII, Lwów 1907.
86. Teisseyre W.: Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia (La tectonique comparée des Subcarpates). Kosmos, XLVI, 2—3, Lwów 1921.

87. Teisseyre W.: Metoda kryptotektoniki a podłoże Karpat (La méthode de la cryptotectonique et le soubassement des Carpates). Kosmos, LI, Lwów 1927.
88. Tokarski A. K.: Structural Analysis of the Magura Unit between Krościenko and Zabrzeż (Polish Flysch Carpathians). Rocznik PTG, XLV, 3—4, Kraków 1975.
89. Tokarski A. K.: Orogenesis and Morphogenesis of Outer Carpathians and Plate Tectonics. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, XII, Kraków 1978.
90. Tołwiński K.: Centralna depresja karpacka. Geologia i statystyka naftowa, 1, 2, 3, Borysław 1932.
91. Tołwiński K.: Brzeg Karpat (The Carpathian Marginal Region). Acta Geol. Polonica, I, 1, Warszawa 1950.
92. 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.
93. Uchman J.: Results of Deep Seismic Soundings along International Profile V. Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc., 60, Warszawa 1973.
94. Unrug R.: Istebna Beds — a Fluxoturbidity Formation in the Carpathian Flysch. Rocznik PTG, XXXIII, 1—3, Kraków 1963.
95. Unrug R.: Kordyleria śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (The Silesian Cordillera as the Source of Clastic Material of the Flysch Sandstone of the Beskid Śląski and Beskid Wysoki Ranges — Polish West Carpathians). Rocznik PTG, XXXVIII, 1, Kraków 1968.
96. Urbaniak J.: Wiercenie na Domańskim Wierchu w Kotlinie Nowotarskiej koło Czarnego Dunajca (The Bore-Hole at Domański Wierch near Czarny Dunajec, Podhale Area). Kwartalnik Geol., IV, 3, Warszawa 1960.
97. Wdowiarsz J.: Budowa geologiczna Karpat brzeżnych na południowy wschód od Rzeszowa (Structure géologique de Carpates marginales au sud-est de Rzeszów). PIG Biul. 11, Warszawa 1939.
98. Wdowiarsz S.: O stosunku Karpat do Zapadliska Przedkarpackiego w Polsce (On the Relation of the Carpathians to the Carpathian Foredeep in Poland). Przegląd Geol., XXIV, 6, Warszawa 1976.

РЕЗЮМЕ

Рельеф флишевых Карпат, как и других районов, зависит от геологического строения, то есть литологии и тектоники, а также от деятельности экзогенных процессов. Динамика экзогенных процессов зависит с одной стороны от изменяемых влияний климата, с другой от вертикальных движений основания (орогенезиса).

Флишевые породы Карпат отлагались начиная с верхней юры в нескольких вытянутых водоёмах (рвах) разделенных кордильерами. Вместе с временной изменчивостью условий седиментации это повлияло на горизонтальные и вертикальные литологические различия флишевых отложений. Эти различия обусловили в дальнейшем (благодаря механическим свойствам складывавшихся комплексов) дифференциацию тектонического стиля флишевых единиц, а затем (в фазе орогенезиса) способствовало развитию структурного рельефа.

Во время от верхнего эоцена по нижний миоцен (с максимумом насилиения

и нижнем миоцене) флишевые отложения подвергались складкообразованию. Образовались несколько складчато-пластовые единицы, соответствующие первичным водоемам (рвам), в которых происходила седиментация: единицы — магурска, предмагурска — дукельска, слёнска, подслёнска, скольска. Каждая из них имеет своеобразный литостратиграфический состав и тектонический стиль.

Уже во время складкообразующих движений действовали экзогенические деструктивные процессы, которые привели к частичному срезанию складчатых структур и образованию ископаемой поверхности выравнивания. На этой поверхности отложились пресноводные, а потом морские отложения миоцена, сохранные в некоторых местах до настоящего времени на флише.

Во время продолжения процессов тектогенеза, структура флишевых Карпат отделилась и в целом надвинута вместе с залегающим на ней миоценом на предполье. Это предполье, составляющее в настоящее время фундамент флишевых Карпат, имеет гетерогенную структуру, составленную из остатков горных массивов ассинтийских, каледонских и варисцидских вместе с платформенным чехлом и древнемиоценовыми моласами. В голове надвигавшихся Карпат были смяты в складки миоценовые молясовые отложения вместе с олистолитами флиша (стебницкая единица).

В сумме, благодаря процессам субсиденции, седиментации и диагенеза во время литогенеза образовался дифференцированный вертикально и регионально флишевый чехол. Благодаря складкообразовательным движениям и процессам срезывания выдвигавшихся структур образовалась поверхность (собственно ряд последовавших друг за другом поверхностей) интерсекционная, на которой в разных взаимных положениях обнаруживаются устойчивые и неустойчивые серии пород, подвергающиеся далее процессам селективной эрозии.

Гетерогенное основание Карпат проявляет дифференцированные, остаточные вертикальные движения, которые передаются к поверхности пассивным тектонически флишевым покровом. Таким образом на поверхности намечаются неотектонические депрессии и элевации, несогласные со строением и системой флишевых единиц.

В связи с неотектоническими депрессиями и элевациями, а также интерсекционного геологического строения образовалась речная сеть и система горных хребтов. В связи с циклическими колебаниями климата плиоцена и четвертичного периода образовалась в Карпатах ступенчатая система поверхности частичного выравнивания и террас.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ

Рис. 1. Палеогеографическая карта бассейна флишевых Карпат во время верхнего мела (по М. Ксёнжкевичу (43) — упрощенная); 1 — материки, 2 — кордильеры, 3 — рвы с флишевой седиментацией в фации иноцерамовых слоев, 4 — рвы с флишевой седиментацией в фации истебнянских слоев, 5 — границы седиментации ямуцких слоев в утёсовой зоне, 6 — зоны более мелководного моря с седиментацией мергелистой (пестрые мергеля в подсленской единице и пуховские мергеля в утёсовой зоне, 7 — карбонатная седиментация — известняки и мергеля при берегу кордильер, 8 — нынешний берег Карпат; фаціальные единицы: pps — утёсовая зона, m — магурска, pm — подмагурска, d — дукельска, s — шлёнска, ps — подшлёнска, sk — скольска. Внимание: карта сделана при предположении минимальной ширины бассейнов седиментации и кордильеров.

Рис. 2. Схематические литостратиграфические колонки главных тектонических единиц: *m* — магурской, *d* — дукельской, *s*₁ — западной части шлёнской единицы, *s*₂ — восточной части шлёнской единицы, *ps* — подшлёнской, *sk* — скольской, 1 — глинистые сланцы, 2 — сланцы и мергелистые сланцы, 3 — песчаники и конгломераты, 4 — роговики, 5 — гезовые слои, 6 — кремнистые мергели, 7 — мергели, 8 — детритусовые известняки (цешинские).

Рис. 3. Тектоническая карта польских Карпат (по Ксёнжкевичу — 39 — несколько схематическая). Карпаты внутренние: 1 — верховая единица, 2 — регловые единицы, 3 — послерогеновый чехол внутренних единиц (подхалинский флишь); внешние Карпаты: 4 — утёсовая зона, 5 — покров магурский, 6 — единица выступающая в тектонических окнах покрова магурского, 7 — чешуи и складки дукельские, 8 — предмагурская чешуя, 9 — покров шлёнский, 10 — покров подшлёнский, 11 — покров скольский, 12 — утёсы андрыховские, 13 — покров стебницкий, 14 — складки Велички и Божни, 15 — неогеновые пресноводные и морские отложения на флише, 16 — андезиты и другие вулканогенные породы, 17 — надвиги в пределах больших единиц, 18 — более важные сбросы.

Рис. 4. Схематический геологический разрез через Карпаты вдоль профиля глубокого сейсмического сондажа (по Р. Неу — 49, 50 — упрощенный); 1 — верхняя мантия, 2 — кора, 3 — зона субдукции, 4 — поверхность Мохоровичича, 5 — метаморфизованные и осадочные породы основания, 6, 7 — неогеновые молассовые отложения, 8 — складчатые отложения Карпат, 9 — вулканические породы, 10 — метаморфизованные породы в зоне глубинного разлома утёсовой зоны, 11 — глубинные разломы в коре и в верхней мантии, 12 — разломы в верхней части коры, 13 — направление субдукции коры.

Рис. 5. Геологический разрез Краков — Закопане (по А. Кислову и С. Полтовичу — 26 — упрощенный); 1 — кристаллическое основание, 2 — палеозойско-мезозойский осадочный чехол; карбонатные отложения внутри — карпатских единиц: 3 — верховых, 4 — неопределенной принадлежности, 5 — регловых, 6 — кенозойские вулканические породы, 7 — подхалинский флишь, 8 — отложения утёсовой зоны, 9 — южная часть флиша внешних Карпат поглощенная в зоне субдукции, 10 — флишь внешних Карпат, 11 — миоцен автохтонный предкарпатского прогиба, 12 — неоген мульды Оравско-Новоторской, 13 — сбросы и зоны дислокации.

Рис. 6. Образование надвигов в западной части шлёнской единицы (по Ксёнжкевичу — 39); а — седиментационный бассейн перед компрессией, б — образование тектонических единиц: I — подшлёнской, II — цешинской, III — годульской; 1 — нижний мел, 2 — песчанистые и конгломератовые отложения среднего и верхнего мела и палеогена, 3 — сланцевые и мергелистые отложения среднего и верхнего мела и палеогена, х — поверхности срезывания.

Рис. 7. Образование надвигов в осевой зоне внешнего флишевого бассейна (по М. Ксёнжкевичу — 35); А — компрессия осевой зоны в западном отрезке с крупнозернистым песчаником мела и тонким плащом кросненских слоев, В — компрессия осевой зоны в восточном отрезке с менее крупными сериями песчаников мела и мощным чехолом кросненских слоев, С — схематический разрез (сокращенный) бассейна перед компрессией; 1 — нижний мел, 2 — верхний мел — зоцен в фации песчанисто-конгломератовой, 3 — верхний мел в песчаниковой фации, 4 — верхний мел — зоцен в фации сланцевой и мергелистой, 5 — олигоцен — кросненские слои.

Рис. 8. Главные неотектонические элементы польских внешних Карпат. 1 — оси элевации, 2 — оси депрессии, 3 — antecedentные долины прорыва.

SUMMARY

As in other regions the relief of the flysch Carpathians depends on its geological structure, that is, on lithology, tectonics and the activity of exogenic processes. The dynamics of exogenic processes depends on changing climatic conditions as well as on vertical crustal movements (orogenesis).

The rocks that the flysch Carpathians consist of settled beginning with the Upper Jurassic period in several elongated basins (troughs) separated by the cordilleras. Besides, the conditions of sedimentation changed in time and this caused horizontal and vertical lithological differentiation of flysch sediments. Due to the physical properties of folding rock complexes this differentiation conditioned first the differentiation of tectonical style of the flysch units and then the development of structural relief in the orogenesis stage.

Flysch formations were folded in the period between the Upper Eocene and Lower Miocene (at the maximum intensity in the Lower Miocene). There were formed a few folds and nappes units corresponding to the original basins (troughs) of sedimentation such as: Magura unit, Foremagura and Dukla units, Silesian, Sub-silesian and Skole units. Each of these units possesses a separate lithostratigraphical composition and tectonical style.

Already at the time of active folding processes there existed some exogenic destructive processes which caused the partial cutting of folded structures and the formation of fossil planation surface. This surface was the place of Miocene sedimentation, first for fresh-water deposits and then marine deposits which are still preserved in some few spots on the flysch.

In further tectogenesis processes the structure of the flysch Carpathians was outrooted and overthrust on the forefield as a whole (en bloc) together with its Miocene sediments lying on it. This forefield, at present forming the basement of the flysch Carpathians, has a heterogenic structure consisting of the remains of the Assyntian, Kaledonian and Wariscian orogens together with the platform cover and the cover of older Miocene molasses. At the head of the overthrusting Carpathians the Miocene molase formations with the flysch olistoliths were folded (the Stebnik unit).

Considering it all it may be concluded that the vertically and regionally differentiated flysch cover was formed due to the processes of subsidence, sedimentation and diagenesis in the lithogenesis period. Because of folding movements and processes of cutting the uplifting structures there was formed an intersection surface (or rather a series of subsequent surfaces) which, in various interdependent relations, expose resistant and non-resistant rock series undergoing further selective erosion.

The heterogenic basement of the Carpathians shows differentiated rudimental vertical movements transferred towards the surface by the tectonically passive flysch cover. Thus on the surface there are marked neotectonic depressions and elevations inconsistent with the structure and arrangement of the flysch units.

With reference to the neotectonic depressions and elevations as well as inter-sectional geological structure there developed the river net and the system of mountain ranges. Since the Pliocene and Quarternary climates were characterized by cyclic changes the Carpathians acquired step-like system of partial planation surfaces and terraces.

