

EWOLUCJA POGÓRZÓW NA GENEZĘ I WIEK KARPACKICH POWIERZCHNI ZRÓWNANIA

W rzeźbie Karpat przyjęto wyróżniać cztery, piętrowo układające się systemy zrównań. Procesy planacji postępowały wzdłuż większych dolin w drodze cofania stoków oraz spłaszczenia ich podnóży. Dojrzewanie krajobrazu zależało w znacznej mierze od odporności skał oraz od zróżnicowanych ruchów tektonicznych. Te ostatnie uniemożliwiły powstanie powierzchni całkowitego zrównania. Dlatego też obserwowane współcześnie fragmenty spłaszczeń stanowią pozostałość krajobrazu pagórkowatego, o deniwelacjach 50–80 m, a nawet przekraczających 100 m, o mniejszym lub większym stopniu dojrzałości. Posuwając się od brzegu Karpat ku najwyżej wzniesionym grupom górskim poziomy o różnej wysokości i wieku odgrywają w rzeźbie rolę dominującą.

Najstarszy poziom, zwany *beskidzkim* (L. Sawicki 1909) obejmuje spłaszczenia i grzbiety górskie o wyrównanych profilach podłużnych. Poziom ten zachował się na mięjszych seriach odpornych gruboławicowych piaskowców w zachodniej części Karpat fliszowych. Wysokości bezwzględne zmieniają się od 1000–1200 m npm w Beskidach Śląskim i Sądeckim, do 800–900 m npm w Beskidzie Małym, a głębokości rozcięcia wynoszą 200–500 m. Znaczne zróżnicowanie hipsometryczne zachowanych fragmentów poziomu przemawia za jego silnym tektonicznym zdeformowaniem w trakcie późniejszych ruchów orogenicznych (O. Stehlik 1964, 1965, E. Mazur 1965, R. Malarz 1974; 1).

Kolejny, młodszy poziom *śródgórski* (M. Klimaszewski 1934), zachował się na utworach o dużej i średniej odporności w całych Karpatach fliszowych oraz w Tatrach. Tworzy on spłaszczenia w obrębie wysokich pogórz, względnie listwy na obrzeżeniu wysokich pasm górskich lub lekko wyrównane grzbiety. Wysokości bezwzględne wznoszą się od 450–500 m npm w północnej

części Pogórza do 700–1000 m npm w osiowych partiach Beskidów. Rozcięcie poziomu wzrasta od 230–250 m w części brzeżnej do 300–500 m w obszarach wododzielnych. Powstanie poziomu przyjęto wiązać z etapem planacji w klimacie suchym (M. Klimaszewski 1934, L. Starkel 1965). Niektórzy autorzy przypisują znaczną rolę bocznej erozji rzek (J. Činčura 1967, J. Harčar 1975, E. Mazur, J. Činčura 1975; 31, 33).

Poziom *pogórski* (M. Klimaszewski 1934) występuje na Pogórzu Karpackim na wysokości 360–420 m npm, natomiast w Beskidach podnosi się do 600–800 m npm. Poziom ścina skały o różnej odporności. Wnikając wzdłuż głównych dolin aż do obszarów wododzielnych ma często charakter późnodojrzałego, pagórkowatego krajobrazu (L. Starkel 1972, A. Henkiel 1977–78). Najlepiej zachował się na skałach o średniej odporności. Rozcięcie poziomu nie przekracza na ogół 150–200 m, osiągając najwyższe wartości w osiowych strefach wypiętrzanych podłużnych elewacji, a obniżając się do 120 m na Pogórzu.

W obrębie pogórzy i depresji poziom ten reprezentuje powierzchnię całkowitego zrównania (15), w obrębie struktur elewowanych tworzy pagórkowate powierzchnie denudacyjne w obszarach wododzielnych i załomy erozyjne na zboczach dolin (A. Heńkiel 1977–78), a u podnóży izolowanych pasm górskich buduje płaskie lub lekko nachylone powierzchnie typu pedymentów zmywowych. W ujęciu M. Klimaszewskiego (1934, 1937) i L. Starkla (1965, 1969, 1972) poziom pogórski tworzył się w efekcie procesów pedyplanacji, zachodzących w klimacie suchym. Natomiast A. Henkiel (1969, 1977–78) w oparciu o porównanie z paleoklimatyczną rekonstrukcją rozwoju rzeźby Roztocza oraz brak stwierdzonych osadów korelatywnych, wnosi o klimacie ciepłym i wilgotnym, sprzyjającym in-

tensywnemu wietrzeniu chemicznemu.

Poziom najmłodszy, przydolinny (A. Fleszar 1914, M. Klimaszewski 1937, L. Starkel 1957, 1965, 1969, E. Mazur 1965) występuje w obrębie najniższych pogórzy, zbudowanych przeważnie ze skał o małej odporności. Tworzy on tutaj niewielkie kotlinki erozyjno-denuwacyjne. Największe powierzchnie poziom przydolinny zajmuje w Dołach Jasielsko-Sanockich, gdzie reprezentuje równinę powstałą w wyniku bocznej erozji rzek oraz na przedpołu Beskidu Śląskiego i Małego, gdzie tworzy glaciis d'erosion (L. Starkel 1972, A. Henkiel 1969, 1977–78; 15).

W dolinach większych rzek karpaccich powierzchni tej odpowiadają półki tarasów skalnych lub skalno-osadowych (31, 32, 33). Wysokości poziomu rosną od 290–320 m npm u brzegu Karpat do 500–600 m npm w górnych biegach rzek i do 700 m npm u źródeł Sanu (L. Starkel 1972). Wartości rozcięcia również wzrastają ku wschodowi i na południe, od 40–50 m do 80–110 m, malejąc w Dołach Jasielsko-Sanockich do 30–70 m. Najwyższe wysokości względne poziomu (150–160 m) notowano w przełomowej dolinie Dunajca przez Beskid Sądecki oraz na obrzeżeniach Kotliny Sądeckiej (31, 33). W ujęciu A. Henkla (1977–78) brak śladów powszechnego cofania progów strukturalnych nie pozwala na całkowite powiązanie poziomu przydolinnego z pedymentami tak, jak to zakładał L. Starkel (1969, 1972). Przypuszcza się, że rozwój poziomu następował w klimacie okresowo suchym, z gwałtownymi ulewami burzowymi, powodującymi zmyw powierzchniowy (S. Dżużyński i in. 1968).

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Według S. Rudnickiego (1905), E. Romera (1907), A. Fleszara (1914) i J. Smoleńskiego (1911) dostosowanie sieci dolinnej do budowy Karpat nastąpiło w drodze epigenezy, przez wytworzenie penepłeny i jej rozcięcie wzdłuż wychodni skał mniej odpornych. S. Rudnicki (1905) zakładał istnienie rozległej penepłeny w zachodniej części dorzecza Dniestru i słabe podniesienie Karpat w pliocenie, przy bardzo silnym wypiętrzeniu plejstoceniowym. Natomiast E. Romer (1907) przesunął etap najbardziej intensywnego podnoszenia Karpat na okres przedplejstoceniowy. Również L. Sawicki (1909) przypuszczał, że w pliocenie penepłeny już nie było, a ruchy wypiętrzające odbywały się w sarmacie. W. Pokorny (1911) przyjmował zrównanie rzeźby w sarmacie, a okres ruchów tektonicznych umieszczał w pliocenie. B. Świdorski (1934–35) wydzielał w Karpatach Zachodnich dwa, a w Karpatach Wschodnich trzy przedbadańskie cykle erozyjne.

L. Sawicki (1909) wyróżnił dwa poziomy destrukcyjne utworzone między schyłkiem oligocenu a mioceniem oraz przed badenem. W kilka lat później A. Fleszar (1914) opisał trzy poziomy niższe od poziomu beskidzkiego. Poglądy Sawickiego zakwestionował S. Pawłowski (1916), który wnosił o pomioceńskim wieku powierzchni zrównania.

L. Sawicki (1909) wiązał wiek zrównań z badenem stwierdzając, iż osady górnego badenu wnikają w dna dolin i okrywają wierzchowiny Pogórza. Natomiast J. Smoleński (1911), A. Fleszar (1914) i S. Pawłowski (1916) wykazali pobadański wiek zrównań pogórskich, niższych od beskidzkiego, ponieważ miały one ścinać utwory badenu.

H. Teisseyre (1928) uznał powierzchnię beskidzką (szczytową) za powierzchnię strukturalną, uwydatniającą rozmieszczenie warstw odpornych i podkreślającą różnice w tempie tektonicznego podnoszenia.

Osobny rozdział w historii badań nad powierzchniami zrównania otwierają prace M. Klimaszewskiego (1934, 1937, 1948). Wyodrębnił on wraz z J. Smoleńskim (1937) wczesnosarmacki poziom śródgórski (230–260 m) oraz wczesnoplioceniowski poziom pogórski (120–150 m). Poziom śródgórski w Tatrach powiązał ze spłaszczeniami o wysokości 1500 m npm, a pogórski odnosił do wysokości 1200–800 m npm. Sarmacki wiek poziomu śródgórskiego zakładano, określając osady sarmatu jeszcze jako górnobadańskie.

Odmienne koncepcję wysunął L. Starkel (1957, 1969, 1972), przypisując poziomowi beskidzkiemu wiek wczesnosarmacki, śródgórskiemu (250–400 m) wczesnoplioceniowski, a przydolinnemu – wydzielonemu za A. Fleszarem (1914) i geomorfologami słowackimi (E. Mazur 1963, 1965, J. Činčura 1967) – wczesnoczwartorzędowy. Zgodny z podziałem L. Starkla podział wiekowy przyjmował W. Zuchiewicz (1978) dla powierzchni zrównania otaczających przełom Dunajca przez Beskid Sądecki.

I.D. Gofsztejn (1964) uważał poziom połoniński (odpowiednik beskidzkiego poziomu Sawickiego) w Karpatach Wschodnich za górnortoński. E. Mazur (1965) i O. Stehlik (1964, 1965) przyjmowali dla poziomu beskidzkiego wiek sarmacki i utożsamiali go z poziomem śródgórskim Klimaszewskiego.

GENEZA I WIEK POWIERZCHNI ZRÓWNANIA

Wiek poziomu pogórskiego określano najczęściej w oparciu o datowania osadów Domańskiego Wierchu na Podhalu. Uważane początkowo za wyłącznie sarmackie skłoniły M. Klimaszewskiego (1958) do przypisania powierzchni ścinającej te utwory, a zaznaczającej się na Podhalu na wysokości 1100–700 m npm, wieku wczesnoplioceniowego. Na konieczność ponownego wydatowania poziomu, w związku z wynikami analiz palinologicznych (J. Oszał 1970, 1973, E. Zastawniak 1972) zwrócili już uwagę L. Starkel (1975), M. Baumgart-Kotarba, S. Gilewska, L. Starkel (1) oraz K. Birkenmajer (2), wiążąc wiek poziomu z późnym pliocenem. Natomiast A. Henkiel (1969), w oparciu o studia geomorfologiczne w dorzeczu Strwiąża, wnosił o środkowoplioceniowym wieku poziomu pogórskiego w całych Karpatach polskich. Analogiczne stanowisko zajmuje J. Grodzicki (13) w odniesieniu do poziomu ścinającego Pasma Gubałowskie.

Podstawową przesłanką umożliwiającą „odmłodzenie” karpaccich powierzchni zrównania było stwierdzenie załadowania utworów dolnosarmackich wraz z fliszowymi i ich nasunięcie na osady dolnego sarmatu, wypełniające zapadlisko przedkarpaccie między Tarnowem a Bochnią (R. Ney 1968, S. Połtowicz 1974, S. Połtowicz, A. Starczewska-Popow 1973). Fakt istnienia powczesnosarmackich ruchów nasuwających na wschód od Dunajca (M. Książkiewicz 1972, S. Połtowicz 1974) skłonił L. Starka (1969, 1972) do wysunięcia koncepcji plioceniowego wieku poziomów niższych od beskidzkiego. Ten ostatni uznano za powstały we wczesnym sarmacie. Miał on ulec silnym deformacjom tektonicznym w trakcie fazy attyckiej (O. Stehlik 1964, E. Mazur 1963, 1965, L. Starkel 1969, 1972, 1975, R. Malarz 1974). W późniejszym etapie rozwoju miało zaznaczyć się dźwiganie poszczególnych bloków Karpat Zachodnich oraz tworzenie poprzecznych elewacji i depresji w układzie pasm górskich.

E.M. Wielikowska (30) uważa, że pierwotna powierzchnia zrównania w Karpatach Wschodnich była znacznie młodsza od badenu. Rzeźba badańska nie miała szans zachowania się ze względu na częste ruchy tektoniczne

i subtropikalny, wilgotny klimat. Początek tworzenia pierwotnej powierzchni zrównania miał przypadać na schyłek miocenu, a zakończenie tego procesu miało się wiązać z pliocenem. Niższe stopnie erozyjne reprezentują zatem tarasy rzeczne. Autorka neguje istnienie kilku różnowiekowych powierzchni zrównania. W górnym pliocenie i wczesnym czwartorzędzie ruchy tektoniczne miały doprowadzić do wypiętrzenia powierzchni pierwotnej i jej silnego zdyslokowania.

Natomiast N.S. Demediuk (9) wydzieliła w Karpatach Wschodnich cztery poziomy zrównania: wczesnobański (połoniński), pannoński (beskidzki), późnoplioceński (górnym poziom przydolinny, poziomy Krasnej i Skridejski) oraz wczesnoczwartorzędowy (dolny poziom przydolinny, poziomy Boroniański i Wielkokopański). Za osady korelatywne poziomu połonińskiego uważa warstwy bialickie, beskidzkiego molasy pannońskie w zapadlisku zakarpaccim, przydolinne górne utwory tarasów Dniestru, Prutu i Seretu (roman, akczagyl), a poziom przydolinny dolny wiąże się z utworami apszeronu w tarasach Dniestru.

Badania W. Zuchewicza (1980; 31, 32) w pienińskim pasie skałkowym i środkowej części dorzecza Dunajca skłaniają do odmłodzenia powierzchni częściowego zrównania. Przemawiają za tym także argumenty A. Środonia (1973), podkreślającego znaczną rolę soliflukcji w przemieszczeniu osadów plioceńskich Mizernej, Kluszkowiec, Grywałdu i Potoczaków z pierwotnie wyżej usytuowanych stanowisk. Wiek poziomu śródgórskiego odnosi W. Zuchewicz (31, 32) do pannonu, a pogórskiego do romanu. Poziom beskidzki należałoby zatem wiązać z wczesnym sarmatem, a jego rozcięcie i zdyslokowanie odnosić do fazy mołdawskiej, a nie – jak dotychczas przyjmowano – attyckiej. Ruchy fazy attyckiej powodują bowiem zaburzenie i wypiętrzenie poziomu śródgórskiego. Rozmiary tych deformacji, obliczone dla środkowej części dorzecza Dunajca, przedstawiają się następująco: faza mołdawska 220–360 m, fazy attycka i rodańska 75–250 m (320 m), faza wołoska 30–120 m (145 m).

Kolejną przesłankę, umożliwiającą datowanie poziomów zrównania, stanowiły badania S. Dżułyńskiego i in. (1968) nad przeszło 100 m miąższości serią żwirów z Witowa i Majdanu w Kotlinie Sandomierskiej. Ich wiek określano bardzo różnie: od górnomioceniowego (J. Łyczewska 1948), poprzez dolnoczwartorzędowy (M. Kucia-Lubelska 1966, S. Dżułyński i in. 1968) do zlodowadzenia krakowskiego (R. Gradziński, R. Unrug 1959). Ostatnio uznano je za wczesnosarmackie osady deltowe (27). Ten ostatni pogląd nie został jednak przekonywująco uzasadniony.

W ujęciu S. Dżułyńskiego i in. (1968) obecność pyłków roślin lasostepu i podobieństwo do datowanych na wilfransz serii żwirowych przedpoła Karpat Rumuńskich i Bałkanu oraz występowanie na Słowacji zwierzelin, rozwijających się jeszcze we wczesnym czwartorzędzie (J. Činčura 1967), skłaniają do uznania rzeźby poziomu przydolinne za wczesnoczwartorzędową. W pracy późniejszej S. Dżułyński i in. (1974) zwrócili uwagę na możliwość bardzo istotnych błędów w rekonstrukcji obszarów alimentacyjnych osadów serii witowskiej (dorzecze Raby), w oparciu li tylko o analizy składu petrograficznego.

Według W. Zuchewicza (31, 33) poziom przydolinny w osiowej części Beskidów reprezentuje różnowiekowe listwy tarasów skalnych i skalno-osadowych, wiążące się z piętrami Biber, Donau, a nawet Günz. Trudno zatem mówić o jednym poziomie wczesnoczwartorzędowego zrównania. Również obecność tufitów (W. Sikora, T. Wieser

1974) w utworach Domańskiego Wierchu zdaje się wskazywać na sarmacki wiek przeważającej części profilu tych osadów. Oznacza to, iż wiek poziomu przydolinne może być nieco starszy, niż się to powszechnie przyjmuje.

Na podstawie analizy szeregu grzbietów górskich w Karpatach fliszowych M. Baumgart-Kotarba (1974) wyróżnia pięć poziomów grzbietowych wznoszących się ponad poziomem pogórskim. W takim przypadku liczba poziomów zrównania w Karpatach polskich wzrasta do siedmiu.

Żadna z przedstawionych koncepcji nie wyjaśnia faktu występowania osadów badeńskich w dnach dolin, zwłaszcza tych, które nie wiążą się hipsometrycznie z określonym poziomem zrównania. Osady te nie wykazują również większych zaburzeń tektonicznych. Podbadeńska powierzchnia kopalna wykazuje znaczne zróżnicowanie wysokościowe, przekraczające 1000 m na przedpołu wschodniej części Karpat (N. Oszczytko, A. Tomáš 1976, N. Oszczytko 1981). Nasuwa się pytanie, czy poziom śródgórski ścina równocześnie osady dolnobadeńskie. Badania A. Wójcika (8) w rejonie Dubiecka nad Sanem nie potwierdzają takiego poglądu. W rejonie Olszan stwierdzono obecność morskich osadów badenu, wypełniających dno doliny (30 m), a sięgających do głębokości poniżej współczesnego koryta rzeki. W pobliżu odsłaniają się osady badeńskie przykrywające wzniesienie o wysokości względnej 100 m. S. Gućik (inf. ustna) przyjmuje, że osady te wypełniają przedbadeńską formę erozyjną. Także w rejonie Dubiecka spąg utworów mioceniowych znajduje się na wysokości tarasu rędzinnego, a ich strop nie przekracza wysokości 50 m ponad dnem doliny. W dolnobadeńskich utworach rejonu Kosztowej, Laskówki i Dubiecka występują bloki i otoczaki piaskowców fliszowych, świadcząc o intensywnej abrazji morza mioceniowego (22).

Fakt ten skłania A. Wójcika (8, 23) do przyjęcia abrazyjnej genezy i wczesnobańskiego wieku poziomu pogórskiego. W okresie późniejszym poziom ten miał ulec denudacyjnemu przeobrażeniu oraz pocięciu na szereg bloków w pliocenie i czwartorzędzie. Przemawia za tym zróżnicowanie wysokości poziomu na obrzeżeniach Kotliny Sądeckiej. Starszą powierzchnią zrównania jest w ujęciu A. Wójcika (23) poziom beskidzki, odpowiadający kopalnej powierzchni podbadeńskiej na przedpołu Karpat. Przyjęcie takiego poglądu zmusza do wydzielenia w Karpatach dwóch powierzchni zrównania: beskidzkiej i pogórskiej. Koncepcja ta nie uwzględnia więc obecności poziomu śródgórskiego (np. w Tatrach) i nie tłumaczy w jaki sposób elementy starej, mioceniowej rzeźby przetrwały wielokrotne etapy ruchów tektonicznych i oparły się silnej denudacji w sarmacie i pliocenie.

ETAPY PLANACJI W NEOGENIE NA TLE PALEOGEOGRAFII KARPAT

Rekonstrukcja warunków paleogeograficznych, które mogły sprzyjać rozwojowi powierzchni zrównania w Karpatach, wymaga przeanalizowania dotychczasowych rezultatów badań nad neogenem tego rejonu.

Sfałdowane osady miocenu autochtonicznego w Karpatach Zachodnich obejmują utwory od dolnego do górnego badenu, natomiast w Karpatach Wschodnich należą do nich utwory od wyższej części górnego badenu po wołyn (17).

Na obszarze polskiej części Karpat fliszowych w oligocenie i najniższej części dolnego miocenu kończy się etap sedymentacji fliszowej. W e g e r z e, w warunkach klimatu subtropikalnego (L. Stuchlik 1980), następuje

akumulacja najmłodszych ogniw serii menilitowo-krośnieńskiej (R. Ney i in. 1974): warstw krośnieńskich i dolnej części serii worotyszczeńskiej. O równoczesnej erozji częściowo wypiętrzonej już Karpat świadczą olistostromy i olistolity znajdowane w osadach warstw polanickich (21).

Na granicy egeru i eggenburgu (23 mln lat) w trakcie intensywnych ruchów fazy sawskiej tworzą się płaszczowiny magurska, śląska (24) oraz podśląska (K. Konior 1981).

W eggenburgu osadzają się zlepieńce z Dubnika, należące do górnej części serii worotyszczeńskiej (R. Ney i in. 1974). Na północ od brzegu płaszczowiny cieszyńskiej rozpoczyna się sedimentacja serii poddębowieckiej (K. Konior 1981), w warunkach klimatu subtropikalnego (L. Stuchlik 1980). U schyłku eggenburgu kolejny etap ruchów tektonicznych prowadzi do wypiętrzenia jednostek wewnętrznych (24).

W trakcie ottnangu zaznacza się wzmożona subsydencja w obrębie całej Paratetydy (24). Wąska zatoka morska sięga od wschodu poprzez Doły Jasielsko-Sanockie po basen sądecki (R. Ney i in. 1974, L. Stuchlik 1980). W jednostce stebnickiej następuje akumulacja 1200 m miąższości warstw stebnickich. Ich dolna część (500 m) zawiera materiał pochodzący z silnie erodowanych Karpat (21). Na przedpolu Karpat Zachodnich trwa w tym czasie sedimentacja warstw poddębowieckich (K. Konior 1981). W pieniężskim pasie skałkowym zaznacza się etap wzmożonej erozji i denudacji (3).

U schyłku ottnangu i na początku karpatu basen morski poszerza się ku północy, a od zachodu morze wkracza na obszar Śląska. Obie części zbiornika rozdziela rygiel krakowski (R. Ney 1968). W Karpatach Zachodnich osadzają się gruboziarniste utwory formacji suskiej i stryszawskiej, o łącznej miąższości 600 m (A. Ślaczka 1976, 1977). Osady te stanowią w znacznej mierze produkt niszczenia Karpat (20). Panuje wówczas klimat umiarkowanie ciepły do subtropikalnego, z dużą ilością opadów (N. Oszczytko, L. Stuchlik 1972, L. Stuchlik 1980), w brzożnej części obecnych Karpat bardziej suchy (6). Rejon Kotliny Sądeckiej porastają urozmaicone lasy bagienne, rozwijają się śródleśne mokradła i torfowiska (N. Oszczytko 1973, M. Łańcucka-Środoniowa 1979). W miarę subsydencji zapadliska sądeckiego gromadzi się 540 m seria osadów. W dolnej części (140 m) są to utwory mułowcowo-piaszczyste, z olistolitami fliszowymi w spągu i dwoma wkładkami żwirów. Seria wyższa (400 m) reprezentuje osady ilasto-piaszczyste z wkładkami węgla brunatnego (N. Oszczytko 1973, N. Oszczytko, L. Stuchlik 1972). M. Łańcucka-Środoniowa (1979) określa wiek tych utworów jako badeński.

W obrębie rowu przedgórskiego Karpat Zachodnich następuje w tym czasie sedimentacja warstw bielskich i kłodnickich (S.W. Alexandrowicz 1964), a na przedpolu Karpat Wschodnich warstw balickich (R. Ney i in. 1974). Kończy się etap sedimentacji warstw poddębowieckich (K. Konior 1981).

Z. Buła i D. Jura (6) wiążą osady formacji suskiej i stryszawskiej, a także warstw poddębowieckich i warstw bielskich z utworami formacji zebrzydowickiej (130–300 m) na Śląsku Cieszyńskim. Utwory te są podścielone przez osady lądowe formacji kłodnickiej. Wymienieni autorzy przyjmują bardzo silne zróżnicowanie erozyjne podłoża karbońskiego na tym obszarze, sięgające 800 m w osiowych strefach „paleodolin” o przebiegu równoleżnikowym. Pogląd o tak znacznym rozcięciu erozyjnym, bez uwzględnienia ruchów tektonicznych, jest jednak trudny do zaakceptowania.

U schyłku karpatu (16–16,5 mln lat) następują silne ruchy tektoniczne fazy młodostyryjskiej. Dochodzi wówczas do sfałdowania i nasunięcia zewnętrznych jednostek fliszowych ponad rowem przedgórskim, wypełnionym osadami karpatu. Wielkość tego nasunięcia w Karpatach Zachodnich szacuje K. Konior (1981) na 10 km. Na przedpolu Karpat Zachodnich tworzy się nowy rów przedgórski (5, 24). W wewnętrznej części górotworu zaznacza się subsydencja zapadliska nowotarskiego z równoczesnym wypiętrzeniem pasm obecnych Gorców i Babiej Góry (L. Watycha 1976). Oś maksymalnej subsydencji Kotliny Sądeckiej przesuwa się ku zachodowi (N. Oszczytko 1973). Następuje połączenie zbiornika słodkowodnego z zatoką morską. Procesom tym towarzyszy wzmożona erozja obszarów otaczających basen sądecki (S.W. Alexandrowicz 1962, N. Oszczytko 1973). W okresie poprzedzającym transgresję dolnobadeńską erozja rzeczna słabnie i osadzają się drobnoziarniste osady górnej części formacji biegonickiej (20), odpowiadające – jak się zdaje – stropowym utworom formacji zebrzydowickiej na przedpolu Karpat Zachodnich (6).

Transgresja morza dolnobadeńskiego wkracza na Karpaty silnie spenepienizowane (S.W. Alexandrowicz 1962, 1965). Przez cały paleogen i starszy neogen przedgórze Karpat tworzyło łąd denudowany, o deniwelacjach sięgających 200 m w części środkowej i zachodniej (N. Oszczytko, A. Tomasz 1976; 16) do 100 m w części wschodniej (25). Miąższość podbadeńskiej strefy wietrzeniowej sięga 20–40 m, a nawet 100 m (N. Oszczytko, A. Tomasz 1976, N. Oszczytko 1981, S.W. Alexandrowicz, W. Krach 1963, Z. Buła, D. Jura – 6). Nachylenie zboczy ówczesnych wzniesień nie przekraczało 1–5%. Rzeki płynęły w kierunku SE, do zatok morza dolnomioceńskiego (N. Oszczytko 1981). N. Oszczytko i A. Tomasz (1976) wiążą omawianą powierzchnię zrównania z powierzchnią paleogeńską, wydzieloną przez S. Gilewską (1958) na obszarze obecnej Wyżyny Miechowskiej.

Na początku badenu (morawian) rozpoczyna się sedimentacja (do 300 m) serii dębowieckiej (K. Konior, W. Krach 1965) w Karpatach Zachodnich. Dostawa materiału następowała zarówno z północy, jak i z południa (K. Konior 1981, 18). Dostawa z Karpat dokonywała się poprzez paleodoliny Dębowca – Pogorza, Międzyrzecza – Andrychowa oraz Sucheje (18). Są to osady rzeczne i częściowo stokowe, w części stropowej przerobione przez morze badeńskie, a w spągu (ogniwo zamarskie) zawierające osady spływów grawitacyjnych z fliszu karpackiego oraz zlepieńce i brekreje z udziałem skał karpackich, karbońskich i starszych (6).

Morze morawianu wkroczyło na obszar całego przedgórze Karpat, sięgając na północy po wał metakarpacki. We wschodniej części zapadliska następuje akumulacja warstw przemyskich i baranowskich (R. Ney i in. 1974), w części zachodniej osadzają się ilasto-piaszczyste utwory warstw skawińskich (S.W. Alexandrowicz 1964), osięgające 1000 m miąższości (6). Zaznaczają się równocześnie intensywne ruchy synsedymencyjne (S.W. Alexandrowicz, W. Krach 1963). Miąższość utworów dolnobadeńskich wzrasta od 20–100 m na przedgórze środkowej części Karpat do 800 m pod nasunięciem karpackim (R. Ney 1969; 25).

We wschodniej części zapadliska dostawa materiału następuje głównie z SW partii platformy wschodnioeuropejskiej oraz z Gór Świętokrzyskich (25). Na obszarze nie objętym transgresją trwa depozycja osadów lądowych. W Kotlinie Orawskiej zaznacza się szybka akumulacja osadów ilastych, ilasto-pylastych i piaszczystych, zawiera-

		Paleomagnetyzm (19) wiek mln lat (29)			Karpaty Słowackie		
			fazy orogen.	Beskidy Śl.-Mor.	Beskidy	Słowacja	
				Stehlik (1964)	Mazur, Činčura (1975)	Lukniš (1964)	
Czwartorzęd	Mindel	0.69	Br	Pa			
	Günz, Donau, Biber	1.79	Ma	Va	przydolinny 100–150 m		
Pliocen	roman	2.43		Ro	niski 100–120 m	górnoplioceniński 70–150 m	
	dak	3.30	Ga				
		4.20		At			
	pont	5.10	Gi				
		8.10	5 6 7 8		średni	śródgórski	
Miopliocen	pannon	9.5	9	Mo		dolnoplioceniński	
Miocen	sarmat	późny	10				
		wczesny	13.0				
	baden	kosowian	13.2	11	Lt		
		wielician			St		tortoński
		morawian			Yst		
	karpát	16.5					
	ottnang	17.8					
	eggenburg	19.0					
	eger	23.0			S		helwecki
		29.0					

Fazy orogeniczne (według: 28, 29, 12, 14): S – sawska, Yst – młodostyryjska, Va – wołoska, Pa – pasadeńska. Br – Brunhes, Ma – Matuyama, Ga – Gauss, Gi – Gilbert.

jących przeławienia zwirowe, a rozpoczynających się 30 m warstwą zlepieńca. Miąższość tych utworów sięga 102 m (L. Watycha 1976, J. Oszaśt, L. Stuchlik 1977; 2). Natomiast w Kotlinie Sądeckiej osadzają się osady brakiczne i morskie (50 m), odsłaniające się obecnie w rejonie Niskowej. Ich wiek określano jako górny (S.W. Alexandrowicz 1962, 1965) lub dolny (N. Oszczytko 1973) morawian. Panował wówczas klimat umiarkowanie ciepły i wilgotny (J. Oszaśt, L. Stuchlik 1977). Z tego samego okresu pochodzą osady leżące na Karpatach i często prześladowane wraz z fliszem: w Iwkowej, Żegocinie, Ma-

zańcovicach, Roczynach, Benczynie, Konarach, Brzozowej i Gromniku (S.W. Alexandrowicz 1962).

Na granicy dolnego i górnego badenu mają miejsce nowe ruchy tektoniczne fazy styryjskiej. Na Morawach zanika rów przedgórski (24). Brzeg Karpat był wówczas usytuowany około 10 km na południe w porównaniu z jego położeniem obecnym (J. Poborski, K. Skoczyła-Ciszewska 1963; 7), względnie przebiegał wzdłuż obecnej granicy polsko-słowackiej (S. Połtowicz, A. Starczewska-Popow 1973). Intensywnemu zdyslokowaniu uległy utwory badeńskie Kotliny Orawskiej (2, 3), a wielkopro-

Karpaty Polskie				Karpaty Ukrainie		
Zachodnie	dorzecze Dunajca	Wschodnie	Zachodnie i Wschodnie	Cys (1961)	Gofsztejn (1964)	Demediuk (1982)
Klimaszewski (1965)	Zuchiewicz (1981)	Henkiel (1969, 1977)	Starkel (1969, 1972)			
				taras 80–100 m	Łojowej	przydolinny dln.
	przydolinny	dolinny	przydolinny 70–110 m			
dolinny 50–100 m	pogórski		pogórski 150–200 m	poziom 150–200 m	Krasnej	przydolinny grn.
		pogórski				
pagórski 120–200 m		śródgórski	śródgórski 250–400 m	średni		
	śródgórski					beskidzki
śródgórski	beskidzki		beskidzki	połoniński		
					beskidzki	
						połoniński

St – styryjska, Lt – Leitha, Mo – mołdawska, At – attycka, Ro – rodańska.

mienne ruchy na Podhalu spowodowały obniżenie strefy granicznej pienińskiego pasa skałkowego z płaszczyną magurską (L. Watyha 1976; 2, 3). W tym samym czasie zaznaczył się etap deformacji w południowej części Zagłębia Górnośląskiego (S.W. Alexandrowicz, R. Odrzywolska-Bieńkowska 1960).

W wielicianie morze wycofuje się z południowej części zapadliska. Rozpoczyna się sedymentacja salinarna (formacja wielicka). Miąższość osadów chemicznych zmienia się od 10 m w facji siarczanowej do przeszło 100 m w facji chlorkowej (P. Karnkowski, S. Ołtuszyk 1968,

A. Garlicki 1979). W wyższej części wielicianu zalana zostaje „wyspa rzeszowska”, dotychczas omijana przez morze miocenijskie (S. Połtowicz, A. Starczewska-Popow 1973). Następuje sedymentacja warstw chodenickich, uważanych przez J. Urbaniak (1974) za wiekowy odpowiednik morskich osadów Niskowej, Grudnej Dolnej i Korytnicy. Materiał był dostarczany zarówno z północy, jak i z południa (S. Połtowicz, A. Starczewska-Popow 1973, J. Urbaniak 1974).

W koso w i a n i e strefa subsydencji zbiornika morskiego przesuwa się ku północy. Dźwiganie rygla krakow-

skiego rozdziela zapadlisko na dwa odrębne baseny (R. Ney 1968, 1969, 1974). Panuje klimat ciepły i stosunkowo suchy (L. Stuchlik 1980). Silną erozję Karpat w trakcie sedymentacji warstw grabowieckich podkreślają S. Połtowicz i A. Starczewska-Popow (1973) oraz J. Urbaniak (1974). Udział materiału rzeczynego dostarczanego z Karpat sukcesywnie wzrasta. W związku z przesuwaniem osi zbiornika ku wschodowi i północy, pomiędzy Krakowem, Oświęcimiem i Cieszynem, osady górnobadeńskie nie występują. W przeważającej części zapadliska miąższość utworów górnego badenu nie przekracza 25–100 m, między Tarnowem a Rzeszowem wzrasta do 500–1000 m (R. Ney i in. 1974), a pod nasunięciem karpacko-stebnickim osiąga 1600 m (25). Brak tutaj śladów transportu z Karpat.

Południowa strefa zapadliska ulega przebudowie tektonicznej już od początku badenu górnego (25). U schyłku badenu następuje częściowe nasunięcie jednostek fliszowych na utwory badeńskie (Z. Kirchner, S. Połtowicz 1974, S. Połtowicz 1978). W dalszym ciągu zaznaczają się ruchy pionowe, zapoczątkowane jeszcze w badenie dolnym (25).

Na granicy badenu i sarmatu następuje główna faza ruchów tektonicznych we wschodniej części zapadliska (R. Ney 1969), związana z fazą Leitha (14). W Karpatach Zachodnich tworzą się nowe uskoki, o zrzutach rosnących ku wschodowi (S. Połtowicz 1978). Na obszarze Czechosłowacji zapadlisko całkowicie zanika (24). Subsydencji Kotliny Orawsko-Nowotarskiej w tym okresie towarzyszy wypiętrzanie pienińskiego pasa skałkowego (L. Watycha 1976; 3).

W sarmacie dolnym następuje dalsze przemieszczenie osi zbiornika i strefy maksymalnej subsydencji ku północy w rejon Dębicy–Przemysła (R. Ney i in. 1974). Miąższości osadów zmieniają się od 1500–2500 m w rejonie rzeszowskim (R. Ney i in. 1974, S. Połtowicz 1978) do 3500 m w rowie Wielkich Oczu (P. Karnkowski 1978), malejąc do 200 m w zachodniej części obszaru (25). Następuje stopniowe nasuwanie fliszu na autochtoniczne osady przedgórze (S. Połtowicz 1978). Wzrasta udział dostawy materiału terygenicznego z Karpat (P. Karnkowski, S. Oltuszyk 1968, S. Połtowicz 1978; 25). Odbywają się jeszcze pionowe ruchy synsedymacyjne, wygasające na początku wołynu. Rejony silnych zapaszczeń osadów dolnosarmackich obejmują depresję rzeszowską (P. Karnkowski, S. Oltuszyk 1968) oraz rejon Przemysł–Brzesko (J. Czernicki 1977). Osady te wiąże P. Karnkowski (1978) z sedymentacją wielkiej rzeki, uchodzącej do resztkowego morza sarmackiego w rejonie Sandomierza. Brzeźna strefa delty ma się obecnie znajdować pod nasunięciem Karpat.

W obrębie Kotliny Orawskiej rozpoczyna się kolejny etap sedymentacji utworów limnicznych, o miąższości do 280 m (J. Oszaś, L. Stuchlik 1977; 2, 3). Są to ility, ility pyłaste oraz piaski z węglem brunatnym, zawierające podrzędnie wkładki żwirów. Panuje klimat umiarkowanie ciepły, bardziej suchy od badeńskiego (J. Oszaś, L. Stuchlik 1977). Z rejonu Huby L. Watycha (1976) opisuje ślady zlaterytizowania. Równocześnie ma miejsce szybka sedymentacja gruboklastycznych osadów południowej części stożka Domańskiego Wierchu, o miąższości do 170 m (2, 3). W stropie i spągu tych osadów występują zlepieńce i otoczaki, rozdzielone kompleksem ilasto-piaszczystym z lignitami, zawierającym poziom tufowo-tufitowy (W. Sikora, T. Wieser 1974).

W obrębie środkowej części wczesnego sarmatu, w tzw. II kompleksie piaszczystym zapadliska przedkarpackiego (S. Połtowicz, A. Starczewska-Popow 1973) za-

znacza się udział materiału karpackiego, szczególnie wyraźny między Pilznem a Rzeszowem. Udział ten sukcesywnie wzrasta w miarę postępu sedymentacji dolnosarmackiej. S. Połtowicz i A. Starczewska-Popow (1973) podkreślają całkowity brak dostawy z Karpat w tym rejonie w trakcie sedymentacji górnobadeńskiej oraz dwóch pierwszych (spośród pięciu) kompleksów litologicznych dolnego sarmatu.

U schyłku wczesnego sarmatu następuje kolejne dźwignięcie rygla krakowskiego i wycofanie morza ku wschodowi (R. Ney i in. 1974). Rozpoczyna się etap intensywnej denudacji Karpat, a następnie ich nasuwania na osady wypełniające zapadlisko. Przykłady erozji brzegu Karpat przed górnym sarmatem przytacza z rejonu Łęka Górnych koło Tarnowa M. Doktor (11).

Na granicy sarmatu wczesnego i późnego zaznacza się wypiętrzanie Karpat fliszowych (S. Połtowicz 1978). Uplastycznienie soli u brzegu górotworu sprzyja powstaniu nowych dyslokacji.

W trakcie sarmatu górnego dochodzi do częściowej erozji osadów dolnosarmackich i całkowitego wycofania się morza z obszaru Polski. Następuje dalsze przesunięcie brzegu Karpat ku północy (S. Połtowicz 1974, 1978).

Podczas fazy mołdawskiej (9,5–10,5 mln lat), na granicy sarmatu i pannonu, Kotlina Orawsko-Nowotarska ulega subsydencji, której towarzyszy słabe podnoszenie Pasma Gubałowskiego, Podtatrza, Pienin oraz Pasma Babiogórskiego (L. Watycha 1976, W. Zuchiewicz 1980; 2, 3). Południowa część stożka Domańskiego Wierchu ulega silnemu zdyslokowaniu. Zaczynają dźwignąć się Tatry (2, 3).

W p a n n o n i e dominuje klimat umiarkowanie ciepły i wilgotny, okresowo umiarkowanie suchy, w optimum subtropikalny (J. Oszaś, L. Stuchlik 1977, L. Stuchlik 1980). Średnie temperatury roku wynoszą +16°C, a roczna suma opadów sięga 1600 mm (26). W dalszym ciągu trwa sedymentacja osadów limnicznych w centralnej części Kotliny Orawskiej (do 90 m). Na pozostałych obszarach zaznaczają się procesy intensywnej wietrzenia chemicznego (K. Guzik, K. Łydka 1969).

Podczas p o n t u przeważa klimat umiarkowanie ciepły, bardziej suchy i chłodniejszy niż u schyłku miocenu (J. Oszaś, L. Stuchlik 1977), a w Pieninach umiarkowanie chłodny i średnio wilgotny. Średnie temperatury roku wynoszą +7°C, opady nie przekraczają 800 mm (W. Szafer 1954, L. Stuchlik 1980). Następuje akumulacja miąższej (460 m) serii osadów limnicznych w Kotlinie Orawskiej (J. Oszaś, L. Stuchlik 1977, L. Watycha 1976), świadcząc o intensywnej subsydencji.

Na granicy pontu i daku (4,2 mln lat) zaznaczają się ruchy f a z y a t t y c k i e j. W Karpatach Zachodnich dochodzi do nasunięcia sfałdowanych utworów fliszowych na osady miocenu przedgórze, na odległość 24–30 km od brzegu Karpat „styryjskich” (K. Konior 1978, 1981).

U schyłku daku oraz w r o m a n i e rozpoczyna się intensywna depozycja utworów gruboklastycznych północnej części stożka Domańskiego Wierchu (2, 3, 4), o miąższości przekraczającej 214 m. J. Oszaś (1970, 1973) oraz E. Zastawniak (1972) ustalają wiek tych utworów na pliocen–dolny plejstocen. Równocześnie następuje akumulacja piaszczysto-ilastych osadów w Mizernej (W. Szafer 1954; 2, 3). Po raz pierwszy w osadach tych pojawia się materiał tatrzański.

Liczne, drobne niezgodności kątowe w osadach serii Domańskiego Wierchu stanowią odzwierciedlenie ruchów f a z y r o d a ń s k i e j (3,3 mln lat), które doprowadzi-

ły do pogłębienia Kotliny Orawsko-Nowotarskiej i centralnej części Podhala (L. Watycha 1976) oraz spowodowały wypiętrzenie Podtatrza. Przeważa klimat umiarkowany do umiarkowanie chłodnego, dość wilgotny (L. Stuchlik 1980).

W romanie, w warunkach klimatu ciepłego, w optimum kontynentalnego i półsuchego, o średnich temperaturach roku $+12^{\circ}\text{C}$ i opadach rzędu 600 mm (W. Szafer 1954, J. Oszastr, L. Stuchlik 1977; 26) w dalszym ciągu trwa sedymentacja serii Domańskiego Wierchu oraz Mizernej.

Znaczające się na granicy romanu i wczesnego czwartorzędzkiego ruchy fazy wołoskiej prowadzą do subsydenacji północnego Podhala, pienińskiego pasa skałkowego oraz Kotliny Nowotarskiej (L. Watycha 1976, W. Zuchiewicz 1980; 2, 3).

WPLYW RUCHÓW TEKTONICZNYCH NA PRZEBIEG PLANACJI

Odrębne zagadnienie stanowi wpływ „faz orogenicznych” na przebieg denudacji w poszczególnych segmentach łańcucha Karpat. W łuku alpejskim zaznacza się migracja faz orogenicznych ku wschodowi, od Pirenejów (środkowy eocen) po Azję (plejstocen), wiążąc się z przesuwaniami stref spredingu w efekcie kolizji kier afrykańskiej z eurazjatycką (10; R. Jiriček 1979). Migrację orogenezy i ruchów wypiętrzających wzdłuż łuku Karpat z zachodu na SE przyjmował już L. Sawicki (1909).

Rozmiary tektonicznego podniesienia Karpat w trakcie kolejnych „faz” rosną ku wschodowi. Suma wypiętrzenia dla faz mołdawskiej, attyckiej, rodańskiej i wołoskiej w Karpatach Zachodnich wynosi 280–400 m, wzrastając w Karpatach Wschodnich do 820–1000 m. Wielkości rozcięcia erozyjnego Karpat Zachodnich podczas faz attyckiej i rodańskiej wynoszą 60–90 m w części zachodniej, 120–200 m we wschodniej i 200–300 m w południowej. Analogiczne wartości dla Karpat Wschodnich nie przekraczają 350–450 m.

W ujęciu A.K. Tokarskiego (1978) orogeneza przebiegała w sposób ciągły, bez wyraźnych „faz tektonicznych”, co stawia pod znakiem zapytania obecność synchronicznych stadiów rozwoju rzeźby Karpat.

Przed wczesnym badaniem najmłodsze ogniwa fliszu uległy sfałdowaniu, przy równoczesnych silnych ruchach pionowych (M. Książkiewicz 1972; 20). Niezaburzone zaleganie osadów miocenijskich na utworach fliszowych nasunęło hipotezę, iż ruchy po wczesnym badaniu miały charakter wyłącznie nasuwczy (M. Książkiewicz 1972). W trakcie nasuwania Karpat na rów przedgórski sfałdowaniu uległy jedynie molasy u czoła nasunięcia oraz utwory należące do jednostki stebnickiej.

Przeładowanie osadów miocenijskich wraz z fliszem jednostek podśląskiej i śląskiej stwierdził już S.W. Alexandrowicz (1959, 1962, 1964). W Iwkowej i Żegocinie ility miocenijskie występują w obrębie silnie zafałdowanych utworów fliszowych strefy żegocińskiej, u przedpola płaszczowiny magurskiej (S.W. Alexandrowicz 1962). Badania Z. Obuchowicza (1963) i S. Połtowicza (1974) wykazały, iż pomiędzy Wieliczką a Pilzmem ruchy fałdowe miały miejsce jeszcze po wczesnym sarmacie. Rozmiary nasunięcia ocenia się na 30–40 km. Podkreślano także obecność powczesnosarmackich ruchów fałdowych na obszarze między Dębicą a Przemyślem (B. Cisek, J. Czernicki 1964, M. Komorowska-Błaszczyszka 1968, Z. Kirchner, S. Połtowicz 1974). Niektórzy autorzy przyjmowali nawet możliwość czwartorzędzkiego ruchów nasuwczych w NW części Karpat (Z. Roth 1963; 32, 23).

Zasadniczy etap nasuwania w brzeźnej części Karpat Wschodnich przypadał zdaniem R. Ney (1966) na późny sarmat. J. Urbaniak (1974) wydzieliła w rejonie Tarnowa dwie fazy ruchów nasuwczych: po wczesnym badaniu oraz u schyłku badania późnego i we wczesnym sarmacie. W wyższej części kosowianu miały zachodzić wyłącznie ruchy blokowe. Natomiast wcześniej zaznaczać się miała intensywna penepłenizacja Karpat. Podczas ruchów miocenijskich odmłodzeniu uległa część dyslokacji w podłożu zapadliska przedkarpacciego. Wielkości zrzutów wzdłuż uskoku podłoża wynosiły od 200 do 1200 m (K. Konior 1978). D. Jura i J. Krokowski (16) wiążą zasadnicze etapy odmładzania starych założeń tektonicznych ze środkowym miocenem oraz z pliocenem. Znaczna część dyslokacji poprzecznych, wydzielanych w utworach fliszowych przez K. Tołwińskiego (1922) jest młodsza od fałdowania, a zatem powstała po wczesnym miocenie.

Sam mechanizm ruchów nasuwczych nie został ostatecznie wyjaśniony. W badaniu i sarmacie sfałdowane utwory fliszowe zostały przesunięte ku północy. Ruchy te najwcześniej zakończyły się na zachodzie (brak osadów górnobadańskich), a najpóźniej we wschodniej części Karpat (S.W. Alexandrowicz 1965, R. Ney 1966, 1968, S. Połtowicz 1974, S. Wdowiarz 1976). Przeczy temu podawany przez K. Koniora (1981) fakt istnienia rozległych nasunięć w Karpatach Zachodnich w trakcie fazy attyckiej. N. Oszczytko i A. Ślaczka (21) uważają, że ruch nasuwczy dokonywał się w sposób ciągły, stopniowo ograniczając sedymentację od zachodu ku SE oraz z południa na północ.

UWAGI KOŃCOWE

Zaprezentowany przegląd badań nad paleogeografią neogenu Karpat jeszcze wyraźniej uwidacznia trudności w rekonstrukcji etapów planacji rzeźby. Analiza litologiczna osadów wypełniających rów przedgórski pozwala wyróżnić kilka okresów intensywnej erozji Karpat: w środkowym egerze, wczesnym eggenburgu, dolnym ottangu, wczesnym i późnym karpacie, wczesnym morawianie, środkowym wielicianie, późnym kosowianie, środkowej części wczesnego sarmatu, sarmacie późnym oraz w daku i romanie. Okazuje się, iż okresy oddzielające fazy erozji były stosunkowo krótkie i nie przekraczały na ogół 1–3 mln lat.

W omawianym okresie czasu (eger–roman) zaznaczyło się przeszło dziesięć „faz orogenicznych”, o mniejszej lub większej intensywności. Oznacza to, iż w trakcie neogenu nie było w Karpatach polskich warunków umożliwiających długotrwały, niezaburzony rozwój procesów planacji. Do podobnego wniosku skłania analiza warunków paleoklimatycznych, rekonstruowanych m.in. przez M. Łańcucką-Środoniową (1963, 1979), J. Oszastr i L. Stuchlika (1977) oraz L. Stuchlika (1980). Rozwój pedymentów, a taką genezę przyjmuje się najczęściej dla poziomów śródgórskiego, pogórskiego i przydolinowego, następuje w klimacie suchym lub półsuchym, przy braku szaty roślinnej, w warunkach intensywnego wietrzenia i okresowo powtarzających się deszczów nawalnych, w trakcie bardzo długiego okresu spokoju tektonicznego. Tego typu warunki w Karpatach polskich, poza wczesnym miocenem, nie występowały.

Do pięter, których klimat i czas trwania mogły sprzyjać rozwojowi procesów pedyplanacji, należą kosowian i/lub wczesny sarmat, pannon i częściowo pont oraz roman. Można zatem przypuszczać, iż z tymi właśnie piętrami wiąże się rozwój poziomów, odpowiednio beskidzkiego, śródgórskiego i pogórskiego.

W dalszym ciągu nie jest jasny wiek powierzchni zrów-

kania w Tatrach. Biorąc pod uwagę fakt, że do późnego pliocenu (dak-roman) materiał tatrzański nie pojawia się w obrębie utworów wypełniających Kotlinę Orawsko-Nowotarską (2, 3), należy uznać, iż obserwowane w Tatrach spłaszczenia powstały u schyłku pliocenu lub później. Stwierdzenie to pozostaje w jaskrawej sprzeczności z wszystkimi dotychczasowymi poglądami.

Szczegółowa analiza morfogenezy Karpat w trakcie neogenu nie jest jak dotychczas możliwa. Do zagadnień wymagających wyjaśnienia, w oparciu o wspólne badania geologów, geomorfologów, paleobotaników i geofizyków, należy zaliczyć:

– ustalenie charakteru spłaszczeń zwanych dotychczas powierzchniami zrównania (rola struktury w tworzeniu spłaszczonych elementów reliefu),

– odtworzenie dominujących procesów prowadzących do planacji rzeźby (pedyplanacja, erozja boczna rzek, wietrzenie, abrazja morska),

– sprecyzowanie liczby powierzchni zrównania i ustalenie ich wieku w oparciu o szczegółowe datowania utworów molasowych,

– ocena możliwości zachowania się spłaszczeń starszych od sarmatu lub późnego badenu,

– wpływ diachronizmu „faz orogenicznych” na wiek powierzchni zrównania w poszczególnych częściach łuku karpackiego,

– próba powiązania powierzchni karpackich ze spłaszczeniami wyżyn południowopolskich.

LITERATURA

- Baumgart-Kotarba M., Gilewska S., Starkel L. – Planation surfaces in the light of the 1:300 000 geomorphological map of Poland. Geogr. Polon. 1976 nr 33.
- Birkenmajer K. – Neogene to Early Pleistocene subsidence close to the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. Studia Geomorph. Carpatho-Balkan. 1978 t. 12.
- Birkenmajer K. – Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Warszawa 1979, Wyd. Geol.
- Birkenmajer K., Stuchlik L. – Early Pleistocene pollen-bearing sediments at Szaflary, West Carpathians, Poland. Acta Palaeobot. 1975 nr 2.
- Buday T., Mahel M. – Regional geology of Czechoslovakia, the West Carpathians, II. Praha 1968, Academia.
- Buła Z., Jura D. – Nowe poglądy na rozwój molasy w zachodniej części rowu przedgórskiego Karpat w świetle badań rejonu Śląska Cieszyńskiego. Geologia, Zesz. Nauk. AGH, w druku.
- Burtan J. – Dotychczasowe wyniki wiercenia Wiśniowa 1. Kwart. Geol. 1964 nr 2.
- Cieszkowski M., Witek K., Wójcik A. – Nowe stanowisko osadów miocenu koło Dubiecka. Prz. Geol. 1977 nr 7.
- Demediuk N.S. – Drewnije powierzchni wyrównawiania Ukrainskich Karpat. Geomorfologija 1982 nr 3.
- Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J. – Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Bull. Geol. Soc. Amer. 1973 v. 84.
- Doktor M. – Piaszczysto-żwirowe osady mioceńskie z Łęka Górnych. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1977 z. 3.
- Eysinga F.W.B. van – Geological time-table. 3rd ed., Amsterdam 1975 Elsevier.
- Grodzicki J. – Rozwój morfologii Tatr Zachodnich – synteza. Arch. Inst. Geof. PAN Warszawa 1979.
- Hamor G. – Die Orogenphasen des Badenien (w:) Chronostratigraphie und Neostatotypen, M4-Badenien, Bratislava 1978, v. 6, Veda.
- Henkiel A. – Zależność rzeźby Karpat Zewnętrznych od budowy geologicznej jednostek fliszowych i ich głębokiego podłoża. Rozpr. habil. UMCS, Lublin 1977.
- Jura D., Krokowski J. – Główne kierunki morfologiczne powierzchni spągu miocenu Zagłębia Górnośląskiego między Suszcem a Spytkowicami. Spraw. Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. Krak. 1976 t. 19.
- Koszarski L., Sikora W., Wdowiarz S. – The Flysch Carpathians (w:) M. Mahel (ed), Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Bratislava 1974, Geol. Inst. D. Stura.
- Leszczyński S., Pelczar A., Ślaczka A. – Opracowanie charakterystyki facjalnej utworów mioceńskich i ich sedimentologii w wybranych otworach przedgórza Karpat Zachodnich. Arch. Inst. Nauk Geol. UJ, 1981.
- Opdyke N.D. – Paleomagnetism of deep-sea cores. Rev. Geophys. Space Phys. 1972 v. 10.
- Oszczypko N. – Explanatory notes to lithotectonic molasse profiles of the Carpathian Foredeep in the Polish part of the West Carpathians. Veröff. Zentralinst. Physik Erde 1982.
- Oszczypko N., Ślaczka A. – Relations between flysch and molasse deposits in the northern Carpathians. Ibidem 1979 v. 58.
- Rajchel J. – Budowa geologiczna nowych pławów miocenu okolic Dubiecka (Karpaty Przemyskie). Spraw. Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. Krak. 1976 t. 19.
- Rączkowski W., Wójcik A., Zuchiewicz W. – Neotektonika Karpat fliszowych i przedgórza. Arch. Inst. Geol. Oddz. Karp. Kraków 1982.
- Seneš J., Cicha I. – Neogene of the West Carpathians. Guide to excursion F. Xth Congress CBGA Bratislava 1973, Geol. Inst. D. Štura.
- Szafran S. – Rozwój facjalny i układ przestrzenny oraz gazonośność utworów miocenu autochtonicznego w wschodniej części zapadliska przedkarpackiego na podstawie korelacji profilowań geofizycznych. Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. Krak. 1980 t. 120.
- Tran Dinh Nghia – Palynological investigation of Neogene deposits in the Nowy Targ–Orawa Basin. Acta Palaeobot. 1974 t. 15.
- Tyczyńska M. – Delt kopalne w Kotlinie Sandomierskiej. Folia Geogr., ser. geogr. phys. 1978 t. 11.
- Vass D. – Report of the Working Group on radiometric age and palaeomagnetism. Rept. Activ. RCMNS Work. Group, IUGS Subcomm. Neogene Stratigr. 1975, Bratislava.
- Vass D., Bagdasarjan G.P., Slavik J. – Absolute Datierungen aus dem Sarmatien s. str. (w:) Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Parathetys, Bratislava 1974 t. 4.
- Wielikowska E.M. – Niektóre problemy geomorfologii Wostocznych Karpat. Wiestn. Mosk. Uniw. 1968 t. 4.
- Zuchiewicz W. – The Late Neogene-Quaternary tectonics of the Polish West Carpathians. Bull. INQUA Neotect. Comm. 1981 t. 4.

32. Zuchiewicz W. — A contribution to the study of neotectonic movements of the Polish Carpathians. Ibidem 1982 t. 5.
33. Zuchiewicz W. — The Late Neogene-Quaternary tectonic mobility of the Polish West Carpathians. Roczn. Pol. Tow. Geol., w druku.

SUMMARY

The present state of studies on the age and origin of Carpathian pediplanation surfaces is discussed at the background of paleogeography of the Carpathians in the Neogene. It is proposed to date the Beskid level at either the Late Badenian or Early Sarmatian, the Intramontane level — at the Pannonian, the Post-montane — at the Romanian, and the Near-valley level — at the Biber, Donau and Günz stages.

Climatic conditions typical of individual stages are found to be unfavourable for prolonged development of pediplanation processes. It follows that the origin of the preserved pediplain fragments has been due to various agents, not excluding marine brasion. Since the Eggerian, there have been marked more than 10 orogenic phases varying in intensity. The phases were accompanied by phases of erosion of the rising orogen: in the Middle Eggerian, Early Eggenburgian, Early Ottnangian, Early and Late Carpathian, Early Moravian, Middle Wielician, Late Kosovian, middle part of Early Sarmatian, Late Sarmatian and Dacian and Romanian.

There is emphasized the necessity to initiate collective studies by geologists, geophysicists, geomorphologists and palynologists, which would make possible estimation of the number of pediplanation surfaces, reconstruction of Late Neogene morphogenesis of the Tatra Mts, relating

individual pediplanation levels with correlative molasse sediments, and reconstruction of successive stages of overthrusting movements.

РЕЗЮМЕ

В статье обсуждается состояние прежних исследований возраста и происхождения карпатских поверхностей выравнивания на фоне палеогеографии неогена Карпат. Предложена увязка бескидского уровня с поздним баденом, или ранним сарматом, среднегорного с романом, и придолинного с ярусами бибера, донау и гюнца.

Констатировано, что климатические условия отдельных ярусов не благоприятствовали развитию длительных процессов педипленизации. Происхождение сохранных участков сплюснутости следует таким образом связывать с разными факторами, не исключая морской абразии. Начиная с эгера, обозначилось более 10-и орогенических фаз разной активности. Они сопровождались фазами эрозии поднимающегося горного сооружения — в среднем эгере, раннем эггенбурге, раннем оттанге, раннем и позднем карпате, раннем моравиане, среднем величиане, позднем косовиане, в средней части раннего сармата, в позднем сармате, а также в даке и романе.

Отмечается необходимость постановки совместных исследований, проводимых геологами, геофизиками, геоморфологами и палинологами, с целью установления количества поверхностей выравнивания, реконструкции позднеогенового морфогенеза Татр, увязки отдельных горизонтов с коррелятивными молассовыми отложениями, а также реконструкции очередных этапов надвиговых движений.