

Bohdan Świderski.

O młodych ruchach tektonicznych, erozji i denudacji Karpat.

**Sur l'évolution tectonique et morphologique des Karpates
polonaises au tertiaire et au quaternaire.**

Nowe metody wprowadzone do geologii Karpat przez **Jana Nowaka** [1, 2], idącego poniekąd śladem rozważań **R. Zuber**a [3] nad fliszem jako pojęciem facjalnym, polegają przede wszystkim na zwróceniu uwagi na diastroficzny charakter tych detrytycznych osadów. Są one wyrazem niszczących u brzegów lub pośród mórz fliszowych starych łańcuchów Prakarpat. Z ciągłego powtarzania się elementów makroklastycznych w serji stratygraficznej Karpat fliszowych, od najdolniejszej kredy po miocen, wysnuł **J. Nowak** wniosek o ewolucyjnej ciągłości nacisków górotwórczych, odpowiadających konsekwentnemu wypiętrzaniu się elementów antyklinalnych prakarpackich i odpowiedniemu pogłębianiu się stref synklinalnych, jako niecek osadowych dla materiałów przez denudację i erozję znoszonych z wypiętrzających się pasm siodłowych. W tak pojętej tektonicznej ewolucji, zjawiska transgresyj i niezgodności kątowych, stanowiących do niedawna i dziś jeszcze dla wielu geologów główny sprawdzian „faz“ tektonicznych rozumianych w sposób nieciągły, redukują się do dość przypadkowego miernika stopnia rozwoju zjawisk tektonicznych w danym momencie historii ziemi.

Dzięki tym metodom, jesteśmy w stanie odtworzyć dzieje zanikających starych łańcuchów Prakarpat, mimo że mało gdzie w paśmie Karpat fliszowych występują stare elementy podłoża na powierzchni. W stosunku do młodej ewolucji tektonicznej Karpat

fliszowych w granicach Polski jest tych oczywistych oddźwięków sedymentacyjnych znacznie mniej.

Wygasanie cyklu osadowego w czasach oligoceńskich, w miarę jego silniejszego prześladowania, jako pokrywy zanurzonych i w głębi ruchomych elementów prakarpackich, odbiera nam ważne kryterium dla stwierdzenia młodszych etapów tektonicznego rozwoju Karpat fliszowych. Wyjątek stanowią jedynie brzeżne łańcuchy południowo-wschodnich Karpat polskich, gdzie cykl osadowy fliszu kończy się pod postacią formacji solnej, bliżej nieokreślonego wieku.

Nowy sprawdzian sedymentacyjno-tektoniczny tworzą dopiero osady mórz miocenijskich, poczynając od spągowej formacji solnej u czoła Karpat zachodnich (Wieliczka-Bochnia) i na przedpolu polskich Karpat wschodnich, poprzez młodsze utwory tortońskie w granicach Karpat zachodnich i na przedgórzu, na całej rozciągłości łańcucha aż po wysładzające się osady sarmatu, na dalszym północno-wschodnim przedpolu.

Zupełny brak morskich osadów pliocenu i pleistocenu w Karpatach polskich, przy dotychczasowej niemożności określenia wieku starych żwirowisk karpackich, podkreśla intensywność działania procesów erozji i denudacji wraz z wynoszeniem w tym czasie zniszczonych mas fliszu w dalekim promieniu poza Karpaty i ich bezpośrednie przedgórze. Stąd wysuwają się na plan pierwszy, dla określenia wieku młodych ruchów tektonicznych, metody morfologiczne.

Niestety obserwujemy w nauce polskiej dość sztuczny podział specjalności i to mimo kilkakrotnego nawoływania w literaturze (Sawicki, Pawłowski, Łoziński) do koordynacji geologicznych i morfologicznych metod badawczych. Z jednej strony daje się zauważyć pośród młodszej generacji kartujących w Karpatach geologów pewna niechęć do zajmowania się problemami młodszych ruchów tektonicznych, a zwłaszcza niezwracanie dostatecznej uwagi analitycznej zarówno na formy erozji i denudacji, jak i na akumulację na terasach i na starszych poziomach dolinnych. Z drugiej strony, prace morfologów nie mogą być oparte na ścisłym i wyczerpującym materiale geologicznym, wobec bardzo znacznego opóźnienia w wydawaniu przez Państwowy Instytut Geologiczny szczegółowych map geologicznych Karpat, oraz rzadko kiedy bywają prace te uzupełnione przez szczegółowe zdjęcia kartograficzne w terenie i odpowiednie opu-

blikowanie tych zdjęć. Stąd wynika, jak sądzę, potrzeba zestawienia obecnych poglądów na młodą ewolucję tektoniczną Karpat w oparciu o metody geologiczne oraz porównania danych otrzymanych tą drogą z dotychczasowym dorobkiem morfologów, dotyczącym form erozji i denudacji, dość zresztą fragmentarycznie badanych w Karpatach polskich.

II. Młodo-trzeciorzędowa ewolucja tektoniczna Karpat polskich.

Odwieczny proces rozwojowy tektoniki Karpat fliszowych, jako pokrywy stopniowo w czasach kredy i trzeciorzędu niszczo-nych łańcuchów prakarpackich, związany jest ściśle, jak tego dowodzę na innym miejscu [4], z ruchami i nasunięciami wzdłuż starych założeń w obrębie tych, dziś mniej lub więcej głęboko w podłożu fliszu zanurzonych prastarych trzonów. Wszelkie więc formy tektoniczne, jak fałdy, łuski, skiby i płaszczowiny nadbudowy osadowej stanowią jedynie strukturalny oddźwięk zmian zachodzących w głębokim podłożu krystalicznym tych gór. Nie tylko więc flisz jako sedymenty diastroficzne związany jest genetycznie z ruchami w obrębie trzonów prakarpackich, lecz i wszelkie jego późniejsze ruchy sprowadzają się do tego samego mianownika.

Budowa Karpat fliszowych, a więc końcowe stadium ich architektury tektonicznej z całym szeregiem wtórnych komplikacji, została osiągnięta w czasie po osadzeniu się formacji solnej brzeżnych łańcuchów Karpat Pokuckich, jak tego dowodzą ility solne zgodnie sfałdowane jako najmłodszy utwór ze starszym podłożem fliszowym [5]. Nasilenie jednak tego procesu rozpoczęło się prawdopodobnie znacznie dawniej, conajmniej w czasach oligoceńskich i efektem jego było zamieranie cyklu osadowego fliszu.

Szczegóły budowy Karpat fliszowych dowodzą, że formy tektoniczne przybierają w miarę głębokości coraz bardziej skomplikowany charakter, że zatem ruchy fałdowe i nasuwawcze odbywać się musiały, częściowo przynajmniej, pod pokrywą stosunkowo słabo sfałdowanej górnej, oligoceńskiej części serji fliszu. Jedynie nasunięcia o większej amplitudzie sięgały poprzez całą miąższość pokrywy osadowej i miały zatem miejsce na pierwotnej powierzchni strukturalnej wynurzających się lądów. Wiemy skądinąd, że każde fałdowanie powoduje wypiętrzenie wzwyż, ku wolnej

przestrzeni, że zatem już w zaraniu pierwszych komplikacji tektonicznych we fliszu istnieć musiało wynurzanie się, a więc i erozyjne i denudacyjne niszczenie stref antyklinalnych. Materiały z tego niszczenia powstałe musiały być wynoszone w bliższym lub dalszym promieniu do nieck synklinalnych i tam osadzone.

Jakkolwiek nie znamy dotychczas w literaturze geologicznej niewątpliwych na to dowodów w postaci większych mas otoczków skał fliszowych w serji warstw krośnieńskich, polanickich i piaskowców magórkich, to jednak parokrotne przerobienie mechaniczne składników fliszu, o którym pisali St. Kreutz i A. Gawęł [6] oraz St. Jaskólski [7], świadczyłoby o prawdopodobieństwie erozji i denudacji wypiętrzeń fliszowych z równoczesnem tworzeniem się osadów z tego fliszu na trzeciorzędnem złożu w przyległych nieckach powstałych.

Drugim argumentem przemawiającym za możliwością erozji Karpat fliszowych, równoczesnej z ich intensywnem przełażdowaniem, jest ścinanie przez większe nasunięcia i płaszczowiny antyklinalnych elementów podłoża, na które te jednostki zostały nasunięte. W ten sposób, na poprzecznych elewacjach łańcuchów fliszowych nie posiadają antykliny w podłożu nasunięć, tak jak na ich depresyjnych odcinkach, pełnej serji osadów i starsze, jądrowe kompleksy siodeł graniczą bezpośrednio z płatami nasuniętymi.

Trudność wytłomaczenia tego rodzaju zjawisk polega na tem, że nie posiadając makro-klastycznych śladów erozji, najczęściej nie jesteśmy w stanie wyjaśnić, czy w danym wypadku odbyło się tektoniczne ścięcie antyklinalnych grzbietów niższych jednostek tektonicznych przez wyższe nasuwające się masy i wleczenie tych zdartych czap w postaci moreny tektonicznej w spągu płaszczowin, czy też miał tam miejsce szarż wyższych jednostek na zerodowanych już poprzednio siodłach przedpola.

Niewątpliwe dowody erozyjnego niszczenia łańcuchów karpackich, już prawdopodobnie pokrytych wegetacją roślinną [8], spotykamy w formacji solnej okolic Wieliczki i Bochni (Nowak [9], Bukowski [10]), w postaci otoczków fliszu włącznie do elementów kredowych. W okresie tym, poprzedzającym czas nasunięcia brzeżnych jednostek fliszowych na utwory solne przedgórza, istnieć musiała dość intensywna i głębiej sięgająca erozja antyklinalnych wypiętrzeń fliszu.

Jeżeli intensywniejsza erozja łańcuchów karpackich, jako efekt

fałdowego wypiętrzania się elementów antyklinalnych, rozpoczęła się już prawdopodobnie w oligocenie, jeżeli równocześnie z tworzeniem się formacji solnej na przedgórzu, posunęło się złożenie erozyjne tak głęboko, że niszczeniu uległy jądrowe utwory siodeł wieku kredowego, to jeszcze oczywistszym dowodem na głębokie przeoranie dolinne łuku Karpat stanowią transgresywne płaty utworów młodo-tortońskich, zachowane nietylko na wysoczyznach brzeżnych łańcuchów Karpat zachodnich, lecz i w dolinach głęboko wciętych w strukturalny gmach fliszu (Nowy Sącz).

Historję tektonicznej ewolucji Karpat w czasach górnego tortonu odtwarzają facjalne zróżnicowania osadów w tej epoce powstałych w obrębie i na przedpolu Karpat zachodnich i u brzegu Karpat wschodnich, przy równoczesnym zawleczeniu żwirów karpackich do dalszych rejonów przedgórza. Jakkolwiek stratygraficzny podział utworów młodo-tortońskich, leżących transgresywnie na formacji solnej oraz wypełniających centralne części przedkarpackiej niecki nie został jeszcze konsekwentnie przeprowadzony na całym obszarze tortońskiego przedgórza Karpat [11], to jednak dziś już znane jest dostatecznie zwiększanie się miąższości elementów diastroficznych w najmłodszym ogniwie tych utworów, a mianowicie facji piaszczystej na Zd, facji żwirowo-zlepieńcowej ku Wd. Wzdłuż brzegu Karpat występuje wszędzie przybrzeżna, wybitnie detrytyczna facja tego horyzontu i po raz pierwszy zjawiają się większe masy żwirów i zlepieńców z otoczków fliszu karpackiego. W tym sensie, makro-klastyczny cykl utworów młodo-tortońskich nazwałem [12] sedymentacją molasową, w przeciwieństwie do fliszu, jako osadów pochodzenia prakarpackiego.

Idąc z zachodu na wschód, w okolicach Wieliczki i Bochni górne poziomy tortonu znamionuje przewaga piasków i okrucowców (Cz. Kuźniar [12a], G. Bukowski [13]), w okolicach Rzeszowa występują już większe partje żwirów, zlepieńców i piasków (W. Friedberg [14], J. Czarnocki i K. Kowalewski [15]), dopiero jednak wzdłuż brzegu polskich Karpat wschodnich makro-klastyczna facja utworów górno-tortońskich osiąga większą miąższość. Na dwóch odcinkach tego przedgórza, w okolicy Chyrowa i w Karpatach Pokuckich pomiędzy Łuczka i Rybnicą, gdzie utwory górno-tortońskie leżące w stropie przykarpackiej formacji solnej zbliżają się najbardziej do orograficznego brzegu Karpat wschodnich, obserwujemy [16] stopniowo od dołu ku górze narastanie facji diastroficznej, z dwoma wybitnie rozwi-

niętymi stożkami napływowymi dawnych rzek (Prastrwiąza i Prapistynki). Na przedgórzu Karpat Pokuckich częste wkładki utworów słodkowodnych [16a] w górnio-tortońskiej serji dowodzą zmiennego, przybrzeżnego i płytkowodnego charakteru osadów i parokrotnej oscylacji mórz. Równoczesne pokłady lignitu i obficie występujące pośród zlepieńców pistyńskich zwęglone pnie drzew świadczą o intensywnej wegetacji roślinnej, pokrywającej ówczesne Karpaty.

Podobne oscylacje mórz górnio-tortońskich obserwujemy w erozyjnych depresjach pośród łańcuchów Karpat zachodnich. W okolicy Nowego Sącza, (Skoczylasówna [17]), na górnio-tortońskich utworach ilastych z lignitem i wkładkami słodkowodnymi transgredują piaski z morską fauną typu eosarmackiego. Podobne stosunki opisał Teisseyre [18] z Grudny Dolnej.

Istnienie stożków napływowych w górnym tortonie u podnóża orograficznego brzegu Karpat Pokuckich, dowodzi, że obniżenie podstawy erozyjnej dolin Karpat zachodnich, w trójkącie Bochnia—Nowy Sącz—Rzeszów, poniżej poziomu morza, było zjawiskiem lokalnym, nie sięgało dalej na Wd i że pradoliny Karpat wschodnich nie były wbrew twierdzeniu Rudnickiego zalane przez morza tortońskie.

Brzeżne facje górnego tortonu przechodzą na dalszem przedgórzu Karpat polskich, w obrębie wielkiej przedkarpackiej niecki, w osady ilaste o stopniowo coraz mniejszej zawartości elementów zwirowych i piaszczystych.

Podobne stosunki facjalne opisali ostatnio G. Macovei i I. Atanasiu [19] na obszarze Bukowiny. Badacze ci wyróżniają dwie facje utworów górnio-tortońskich: brzeżną-przykarpacką i podolską. Pierwszą z nich charakteryzują podobnie jak na terytorjum Polski: w spągu utwory piaszczysto-ilaste z węglem brunatnym oraz osady piaszczysto-zlepieńcowe u góry. Wyraźniejsza zmiana facjalna występuje dopiero w sarmacie, wykształconym w postaci wapieni oolitycznych, przyczem nie jest wedle tych autorów jasnym, czy istnieje w tej okolicy regresja morza górnio-tortońskiego i transgresja sarmatu, czy też lokalne stosunki facjalne tłumaczą się przetrwaniem morskiej facji tortonu aż po sarmat.

Zmiany litologiczne zachodzące w przybrzeżnej facji górnego tortonu wzdłuż łuku polskich i bukowińskich Karpat, polegające na wzmaganiu się ilości elementów makro-klastycznych ku górze serji, dowodzą silniejszego nacisku górotwórczego w czasokresie

odpowiadającemu najwyższemu tortonowi i skutkiem tego — nasilaniu się erozji ówczesnych rzek karpackich. Strefą najbardziej tektonicznie czułą byłyby wówczas odcinek wielkiej poprzecznej depresji przemyskiej, gdzie, w okolicy Chyrowa, już bezpośrednio do łańcuchów solnych przylegające warstwy tortonu zawierają sporą ilość żwirów. Po pewnym osłabieniu tych ruchów, nastąpiła faza silniejszych sfałdowań i wypiętrzeń, odpowiadająca tworzeniu się stożków napływowych Radycza i Pistynia. Że ruchy te posiadały jeszcze charakter fałdowań małopromiennych, dowodzi sfałdowanie strzępów tortonu w trójkącie Rzeszów—Nowy Sącz—Bochnia, pochYLENIE I SFALOWANIE warstw górno-tortońskich u brzegu Karpat zachodnich, wreszcie intensywniejsze ich sfałdowanie na przedpolu wschodnich Karpat, gdzie znamy fałdy w tortonie na szerokości 30—40 km. [20]. Również transgresywne na górnym tortonie i niezgodne położenie żwirów sarmackich w dolinie Wisły, pomiędzy Baranowem i Sobowem [21], świadczy o fałdowaniu utworów tortońskich równocześnie lub bezpośrednio po ich osadzeniu. W związku z tem fałdowaniem, a jak przypuszcza J. Nowak [22], i izostatycznymi ruchami Karpat, została wypiętrzona przykarpicka strefa przedgórza i wysładzające się wody sarmatu zostały odepchnięte na PdZd zbocza wału metakarpackiego. Jest to dla historii Karpat polskich ostatni geologiczny sprawdzian intensywniejszych ruchów fałdowych.

Po osadzeniu się utworów tortońskich i ich fałdowem przemieszczeniu wraz z dofałdowywaniem się łańcuchów fliszu, Karpaty polskie i ich bezpośrednie przedgórze wkraczają w okres kontynentalny, znaczony jedynie rytmicznym powtarzaniem się okresów erozji i denudacji oraz przerw akumulacyjnych. Morskich i słodkowodnych osadów odzwierciadlających litologicznie dalszą tektoniczną ewolucję łańcuchów fliszowych, szukać musimy znacznie dalej na PdWd, u podnóża Karpat rumuńskich, w okęgach: Bacau, Ramnicu-Sarat, Buzau i Prahova. Na tym obszarze pogłębia się w czasach dolnego pliocenu szeroka synklina przedgórska, zajęta przez stopniowo wysładzające się jezioro i zasypywana przez detrytyczne osady znoszone z niszczonej w słabszym lub silniejszym stopniu łańcuchów karpackich.

Jakkolwiek opóźnione w stosunku do Karpat polskich, tektoniczne dojrzewanie Karpat rumuńskich posiada cechy pewnej niezależności ewolucyjnej, to jednak wydaje się prawdopodobnem, że okresy silniejszych napięć ruchów górotwórczych na Pd, musiały

posiadać swój oddźwięk, conajmniej o charakterze wielkopromiennym i na obszarze wcześniej tektonicznie stężonych Karpat północnych.

Na całym obszarze bezpośredniego pogórza Karpat rumuńskich, na Pd od Bacau, detrytyczne utwory sarmatu, meotu i pontu odznaczają się sedymentacją o charakterze naogół psamitowym i pelitowym, z rzadkimi i nieznacznymi wkładkami zlepieńców (jak np. w dolnym sarmacie w okręgach Bacau i Prahova, w meocie górnym w okolicy Comanesti), tam zwłaszcza, gdzie dane piętro zalega przekraczając na brzegu pogłębiającej się i rozszerzającej synkliny [23]. Materiał psefitowy, w postaci żwirów i zlepieńców karpackich zjawia się dopiero w większych ilościach w górnym dacie, osiągając w lewantynie prawie wyłączny charakter i bardzo znaczną miąższość (do 2.000 m.). Główne więc natężenie erozji, jako rezultat intensywnych ruchów tektonicznych fałdujących i spiętrzających południowo-wschodnie i południowe Karpaty, przypada na młodszy pliocen, przyczem nasilenie górotwórcze trwa aż do czwartorzędu, jak tego dowodzą: silne sfałdowanie osadów wypełniających przedkarpacką nieckę plioceńską, wyniesienie pliocenu w Karpatach Mołdawji do wysokości 1.000—1.200 m. [24] oraz stromizny czwartorzędowych terasów, zwiększające się ku wnętrzu gór.

Jak już wiadomo, na zasadzie stosunkowo lepiej poznanej tektoniki Alp [25], końcowe stadja ewolucji przełałdowanych masywów, jako efektów ruchów równoległych do powierzchni ziemi, stanowią głównie, jeśli nie wyłącznie, wielkopromienne wypiętrzenia łańcuchów górskich jako całości. Są one wyrazem paczenia się głębokich planów skorupy ziemi, głębszych aniżeli powierzchniowe małopromienne fałdowanie pokrywy, zlokalizowane do stref tektonicznie wybitnie czułych. Jakkolwiek wielkopromienne paczenia zdają się towarzyszyć przełałdowaniu pokrywy w jego ciągłym rozwoju aż do osiągnięcia krańcowych form tektonicznych, to jednak prawie wyłączną rolę osiągają ruchy wielkopromienne dopiero po stężeniu na skutek krańcowego przełałdowania stref tektonicznie czułych.

J. Nowak [26] wykazał, jak poczynając od kredy dolnej północne i północno-wschodnie przedgórze Karpat zostało wciągnięte do zespołu tektonicznego karpackiego, reagując na naciski górotwórcze w kształcie fałdów wielkopromiennych: jak niecka przedkarpacka, wał metakarpacki i polski odcinek bruzdy północno-

europiejskiej. W miarę wykańczania i tężenia strukturalnego gmaczu Karpat i tu fałdowania wielkopromienne wysuwają się na plan pierwszy, są jednak trudniej uchwytnie wobec braku geologicznych sprawdzianów pod postacią morskich osadów.

Wielkopromienny i sięgający głębokich planów podłoża ruch ten nie mógł być na obszarze Karpat jednolitym, a to ze względu na różnorodność składowych elementów tego przedgórze, o amplitudach przekraczających zasięg Karpat, o kierunkach krzyżujących się z łukowym przebiegiem łańcuchów fliszu, do którego jako skutku nacisków działających z Pd na Pn (względnie Pn-Pd) wielkopromienne elementy przedgórze musiały się dostosowywać. Dotyczy to zwłaszcza zachodniego odcinka przedgórze polskich Karpat, gdzie kolejno od Zd ku Wd przedkarpacka niecka i wał metakarpacki rozsiadły się na antyklinorium śląsko-krakowsko-wieluńskim, na synklinie nadnidziańskiej i na antyklinorium świętokrzyskim, o kierunkach szerzenia PnZd-PdWd. Silniejsze wielkopromienne wypiętrzenie tektonicznych elementów antyklinalnych, jak antyklinoria zachodnie i świętokrzyskie, w mniejszym stopniu dotyczyć musi niecki nadnidziańskiej w granicach wału metakarpackiego. W obrębie przedkarpackiej niecki tortońskiej, na przedłużeniu synkliny nadnidziańskiej, musiało mieć miejsce sumowanie się wielkopromiennych pogłębień.

Wobec niewątpliwie znacznej amplitudy nasunięcia płaszczwin i skib fliszu na to przedgórze, jego zróżnicowanie w obliczu ruchów wielkopromiennych obejmować musi i conajmniej brzeżne łańcuchy Karpat zachodnich. Oczywistym tego dowodem zdaje się być osiadanie w czasach tortońskich brzeżnych elementów fliszu w trójkącie Rzeszów—Nowy Sącz—Bochnia, na przedłużeniu synkliny nadnidziańskiej, co równocześnie tłumaczy ingresję morza górno-tortońskiego w obręb łańcuchów fliszowych.

W Karpatach wschodnich obserwujemy znacznie większe dostosowywanie się ich przebiegu do kierunków tektonicznych przedgórze i podłoża. Wschodni odcinek przedkarpackiej niecki pokrywa swym przebiegiem prastarą synklinę Nizniów—Warszawa—Gdańsk (Nowak). Brzeżne spiętrzenie nasuniętych skib fliszu pomiędzy Przemyślem i granicą rumuńską zdaje się być odzwierciedleniem ukrytego w ich podłożu południowo-wschodniego przedłużenia antyklinorium świętokrzyskiego, wówczas gdy południowo-wschodni odcinek śródkarpackiej niecki krośnieńskiej odpowiadałby,

jak to już zaznaczył Cz. Kuźniar [27], przedłużeniu niecki nadnidziańskiej w podłożu fliszu.

Obok tych podłużnych (PnZd—PdWd) elementów podłoża Karpat wschodnich, predysponujących układ nasunięć fliszu, po-
tężną rolę w tektonicznej ewolucji tego odcinka łańcucha odgry-
wają poprzeczne sfałowania osi masywu, stanowiące powierzch-
niowy oddźwięk prastarych rysów budowy jakimi są antyklino-
rjum podolsko-marmaroskie, synklinorjum Alföldu—Wołynia oraz
pomniejsze elementy tektoniczne o kierunkach PnWd—PdZd, [28].
Już Łoziński [29] zwrócił uwagę na wpływ tych poprzecznych
elementów na zróżnicowanie wielkopromiennych ruchów w obrę-
bie Karpat i ich przedgórza. Pozostaje do wyjaśnienia w jakiej
mierze poprzeczne elewacje i depresje Karpat wschodnich, rzą-
dzące rozpostarciem nasunięć fliszu w ciągu fałdowej ewolucji
masywu, reagują w czasach późniejszych w jego wielkopromien-
nych paczeniach.

W wielkopromiennych oddźwiękach skorupy ziemskiej na
orogeniczne natężenia, to zróżnicowanie przedgórza i podłoża Kar-
pat nie pozostało niewątpliwie bez wpływu i przy morfologicznej
analizie Karpat musi znaleźć uwzględnienie.

III. Rzeźba Karpat w pliocenie i dyluwium.

Dotychczasowy dorobek w morfologii polskich Karpat przed-
stawia się bardzo niejednolicie i fragmentarycznie. O ile w Kar-
patach zachodnich posiadamy szereg prac i przyczynków poświę-
conych karpackim odcinkom dolin Skawy, Raby, Dunajca, Wisłoki
i Wisłoka, przyczem przedgórskie części tych dolin zostały w tej
analizie naogół pominięte, to w Karpatach wschodnich główne
zainteresowanie morfologów skupiło się od czasów zdjęć Atlasu
Geologicznego Galicji na przedgórzu, wówczas gdy śródgórskie
doliny nie zostały w równej mierze uwzględnione. Zebrane ma-
terjały analityczne nie zawsze są porównywalne, zwłaszcza o ile
dotyczą niewielkich odcinków dolin i ich stoków, bez podania
dokładnych zdjęć terenowych w oparciu o szczegółowe studia
geologiczne. W tym stanie badań wyciąganie daleko idących wnio-
sków o młodszych ruchach tektonicznych li tylko na podstawie
morfologii nie zawsze zdaje się być należycie umotywowane, tem-
bardziej, że na efekty erozji i denudacji składają się czynniki róż-
nego rodzaju, wymagające równoczesnego uwzględnienia.

Podstawowe prawo złożenia rzeczno jest, jak wiadomo, głównie funkcją spadku, masy wód płynących i czasu. Na pierwszy z tych czynników, natury tektonicznej, składają się zarówno ruchy mało- i wielkopromienne na całym obszarze dorzeczy, jak i zmiany w położeniu podstawy erozyjnej, a więc w naszym wypadku cofania się Prabałtyku i Morza Czarnego oraz przeobrażenia sieci wodnej w związku ze zlodowaceniem północnym.

W poprzednim rozdziale omówiłem te etapy ewolucji tektonicznej Karpat, które na zasadzie dotychczasowych naszych wiadomości dają się określić. Są to jedynie fragmenty tektonicznego rozwoju łańcucha, przez swój charakter przypadkowych niejako pomiarów zaciemniające zrozumienie ciągłości tej ewolucji. Przyпускаjąc więc, że erozja Karpat rozpoczęła się conajmniej w oligocenie, równocześnie z intensywnym przeładowywaniem i wypiętrzaniem strefy fliszu, że formy erozyjne podlegać musiały następnie wielokrotnym zmianom i zaburzeniom w związku z ruchami nasuwawczymi po osadzeniu formacji solnej przedgórza, następnie przy doładowywaniu się Karpat na przełomie pomiędzy górnym tortonem i sarmatem. Już przed transgresją górno-tortońską jesteśmy w stanie odczytać zróżnicowany charakter wielkopromiennych przemieszczeń, w zależności od głębokich planów przedmurza i podłoża Karpat. Dalsze etapy fałdowania wielkopromiennego istnieć musiały w polskich Karpatach jako odmienny efekt nacisków górotwórczych, równoczesnych z intensywnym przeładowaniem Karpat południowych w górnym pliocenie i na przełomie pomiędzy pliocenem i pleistocenem.

Podobnie krzywe erozyjne doznawać musiały licznych zaburzeń w związku z odmiennym i w przeciwnych kierunkach działającym paczeniem wielkopromiennym stref antyklinalnych (podłoża głębszych łańcuchów Karpat, wału metakarpackiego) i niecek synklinalnych (niecki przedkarpackiej, wraz z nasuniętymi na nią brzeżną strefą płaszczowin fliszu, bruzdy północno-europejskiej).

O ile ruchy te musiały znaleźć każdorazowy lub ciągły wyraz w silniejszym działaniu erozji, lub erozji i akumulacji, to odwrotnie nie każde pogłębienie dolin stanowi dowód ruchów tektonicznych, tembardziej, że krzywe erozyjne karpackich odcinków dolin w ich dzisiejszym stadium, nie posiadają charakteru dojrzałego, że więc czynniki regulujące masy wód, przy względnym zastoju tektonicznym, wystarczają dla wytłomaczenia zmian sieci wodnej i pogłębiania dolin.

Obok czynników tektonicznych, w najmłodszym okresie rozwoju form morfologicznych w Karpatach odgrywały niewątpliwie dominującą rolę wahania w masie wód płynących, zależne od perjodycznych zmian klimatu, od przekształceń sieci wodnej i od warunków wegetacji roślinnej, chroniącej w silniejszym lub słabszym stopniu łańcuchy karpackie przed denudacją. Wiemy w jakim kierunku zmiany klimatu oddziaływały w epoce dyluwialnej, i możemy z tem łączyć genetycznie okresy młodego żłobienia i akumulacji. Znacznie trudniejszym zadaniem jest problem zmian klimatycznych w pliocenie i w dawniejszych epokach. Równie fragmentaryczne są nasze wiadomości o roli wegetacji roślinnej w historii Karpat. Z zachowanych szczątków wiemy, że góry te były już w czasach osadzania formacji solnej przedgórze, a zwłaszcza w górnym tortonie pokryte bujną prawdopodobnie roślinnością.

Jeżeli poruszam te ogólne i skądinąd dobrze znane problemy, to jedynie ażeby podkreślić jak dalecy jesteśmy, przy bardzo pobieżnym i częściowym morfologicznym zbadaniu Karpat od syntetycznego ujęcia całości i jak trudne są w bieżącej chwili ogólne zestawienia [30]. Pomijam również problem istnienia penepłeny karpackiej, już chociażby z tego względu, że kilkakrotnie na ten temat dyskusje i założenia różnych badaczy [31] znalazły krytyczny wyraz w pracy Pawłowskiego [32], że nie spotykamy w Karpatach zatarcia na większych przestrzeniach cech budowy geologiczno-tektonicznej, wreszcie sędzę, podobnie jak to uczynił Łoziński [33], że analiza morfologiczna winna postępować metodycznie od form młodszych, lepiej zachowanych, ku starszym, że więc dopiero po odpowiednim opracowaniu morfologii dolin dadzą się wyjaśnić stare grzbietowe zrównania.

Z tych założeń wychodząc, podkreślić przedewszystkiem należy odmiennność warunków w jakich kształtowało się żłobienie dolinne w zachodnich i we wschodnich Karpatach. Składają się na to przedewszystkiem czynniki geologiczno-tektoniczne, a więc inne ustosunkowanie wschodniego i zachodniego odcinków łańcuchów fliszowych do ich podłoża i przedgórze, jako decydujących dla fałdowania wielkopromiennego momentów, dalej stosunki sieci wodnych, przynależnych do dwóch skłonów europejskiego działu wód, wreszcie wpływ na morfologję Karpat zachodnich łądolodu północnego, kilkakrotnie tamującego normalne odpływy rzek karpackich, oraz istnienie chociażby krótkotrwałe [34] pół-

nocnych jeziorów lodowcowych w dolnych odcinkach dolin Karpat zachodnich.

Już autorzy Atlasu Geologicznego Galicji [35] wydzielają trzy typy teras, z których zbudowane są dna głównych dolin karpaccyckich: najniższe zalewowe terasy młodo-aluwialne, terasy rędzinne, staro-aluwialne, (zbudowane z różnych glin, piasków, żwirów i torfu), o względnej wysokości od kilku do kilkunastu metrów nad poziomem rzek, wreszcie najwyższe dolinne terasy ze żwirami karpaccyckimi w spągu, pokryte przez żółte gliny nawiane lub przemyte. Trzecia grupa teras, jak ogólnie przyjęto, wieku pleistocenyckiego, leży na różnych wysokościach względnych, naogół nie przekraczających 25 m, przyczem wzniesienie tych teras zdaje się być zależne od wielkości dorzeczy poszczególnych rzek (np. wyżej położone terasy dyluwialne w dolinach Prutu i Czeremoszu, niżej w dolinie Bystrzycy Sołotwińskiej). Najwyższy poziom teras dolinnych daje się określić wiekowo w dolinach Prutu i Bystrzycy Sołotwińskiej. W pierwszej z nich Pawłowski [36] obserwował już związek tego poziomu z morenami zlodowacenia Czarnohory. W dorzeczu Bystrzycy Sołotwińskiej, nad prawobrzeżnym jej dopływem Łukawcem, znana jest fauna kopalna ze szczątkami *Elephas primigenius* Blum. i *Rhinoceros antiquitatis* Blum. [37], charakterystycznych dla środkowego i górnego dyluwium [38]. Flora kopalna, znaleziona wraz z temi zwierzętami w Staruni, odpowiada wedle Szafera [39] zlodowaceniowi Cracovien, przyczem badacz ten zastrzega się co do tymczasowości tego przydziału. Powstanie najwyższej terasy dolinnej (12—12 m w. wzgl.) w dolinie Wisłoki odnosi Pawłowski [40] do ostatniego interglacjału. W dolinie Raby wydzielił Cz. Kuźniar [41] najwyższą terasę dolinną na wysokości względnej 8—12 m i odnosi jej powstanie do okresu poprzedzającego bezpośrednio ostatnie, środkowo-polskie zlodowacenie. Za tym przydziałem przemawia zarówno less pokrywający tą terasę i niewątpliwie związany ze środkowo-polskim zlodowaceniem jak i znalezione tutaj szczątki mamuta, podobnie jak to podają starsi badacze z innych zachodnio-karpaccyckich dolin.

Jak z powyższego zestawienia wynika, wiek najwyższej terasy dolinnej nie został definitywnie ustalony w Karpatach. Wobec tego, że wiek zlodowacenia górnej doliny Prutu [42] nie jest dokładnie określony, dalej, że paleontologiczne znaleziska w Staruni ściślej

nie wyjaśniają czy mamy tu do czynienia z ostatnim, środkowo-polskim zlodowaceniem, czy z maksymalnym zlodowaceniem Polski, jedynym pewnym argumentem jest występowanie lessu na najwyższej terasie dolinnej, najprawdopodobniej odpowiadającej środkowo-polskiemu zlodowaceniu.

W górskich dolinach Karpat wschodnich obserwujemy podyluwialne wcięcia rzek, płynących skalistymi korytami, wówczas gdy na przedgórzu młode wcięcia odsłaniają jedynie materiały akumulacyjne starszych teras. Nagłe zwiększenie spadku krzywej erozyjnej w obrębie Karpat tłumaczy wystarczająco intensywniejszą akumulację terasową na przedgórzu, zarówno w czasach aluwialnych jak i dawniej. Czy mamy tu do czynienia z ruchami podyluwialnymi, jak to przypuszcza H. Teisseyre [43], czy raczej wcięcia te tłumaczyć należy zmianami klimatycznymi po ostatnim zlodowaceniu, rozstrzygnąć muszą dalsze badania.

Jeżeli pogłębienie dolin karpacckich do poziomu najwyższej terasy dolinnej odniesiemy do ostatniego interglacjału, akumulację na tej terasie do ostatniego zlodowacenia, to należy pamiętać, że okres ten obejmuje jedynie nieznaczną część epoki dyluwialnej (183.000 lat, wobec 409.000 lat odpowiadających środkowemu i dolnemu dyluwium [44]. przyczem ta ostatnia liczba obejmuje najdłuższy interglacjał Mindel-Riss, liczący 191.000 lat). Wobec wielokrotnych i krańcowych zmian klimatycznych w okresie środkowego i dolnego dyluwium, możemy do tego czasu odnieść szereg starszych poziomów dolinnych, opisanych ponad terasą młododyluwialną w Karpatach zachodnich i na przedgórzu Karpat wschodnich.

Powyżej tej młodo-dyluwialnej terasy, czy grupy teras, na ogół leżących bezpośrednio u stóp mniej lub bardziej stromych stoków dolinnych, brak jest w Karpatach wschodnich szerzej zachowanych starszych poziomów. Wnosić z tego można, że w czasie poprzedzającym akumulację na najwyższej terasie, obok pogłębienia dolin miało miejsce intensywne boczne żłobienie i niszczenie starszych poziomów. Te ostatnie zachowały się lepiej w granicach przedgórza Karpat wschodnich Wymienia już je Pawłowski [45] nad Czeremoszem, starsze te terasy obserwowałem u wylotu dolin Karpat Pokuckich na przedgórzu i w granicach tego ostatniego (najwybitniej rozwinięte u zejścia Pistynki i Łuczki Jabłonowskiej), opisywali je za J. Łomnickim [46], Czyżewski [47], ostatnio zaś Załucki [48] i H. Teisseyre [49],

w dolinie Prutu, wreszcie H. Teisseyre [49] na przedgórzu Karpat wschodnich pomiędzy Bystrzycą Nadwórniańską i Dniestrem, („dolny poziom“ tego autora, o względnej wysokości 30—50 m). Dorywcze wydzielenia tych poziomów w dolinach Strwiąża, Wiaru i Sanu zawdzięczamy Pokornemu [50] i Romerowi [51]. Wysokość względna tych starszych teras i poziomów dolinnych, dość równomiernie położonych ponad niższą terasą młodo-dyluwialną, waha się w granicach od 30 do 70 m wysokości względnej. Być może, należałoby zaliczyć do tej kategorii form i niższe terasy zespołu oznaczonego przez H. Teisseyre jako „górnny poziom Łojowej“, przez Czyżewskiego — jako poziom Płoszczy, przez Załuckiego w dolinie Prutu — jako terasy IV i V. Na całym obszarze Karpat wschodnich i ich przedgórza nie zostały formy te prześledzone na większych przestrzeniach, co znacznie utrudnia ich analizę. Poziomy te składają się ze żwirów karpackich i lessu lub glin przemytych.

Jako odpowiednik wyżej wymienionych poziomów uważałbym wydzielone przez Fleszara w dorzeczu Wisłoka, w Karpatach Bonarowieckich [52], niższe terasy tego autora, o wysokości względnej od 20 do 80 m. Fleszar charakteryzuje je jako poziomy równoległe do dzisiejszej krzywej erozyjnej, o dość młodym charakterze spadku, stanowiące wynik krótkotrwałych epicyklów, w przeciwieństwie do wyższych t. zw. średnich poziomów, bardziej wyrównanych, o małym spadku, powstałych w długich okresach denudacyjnych.

Odniesienie starszych poziomów dolinnych, sięgających względnej wysokości 70—80 m do środkowego i dolnego dyluwium potwierdzałoby przypuszczenie Fleszara, że terasy 20—80 metrowe zastała już akumulacja dyluwialna, wówczas gdy żwirowiska dyluwialne u brzegu Karpat, w okolicy Rzeszowa, odpowiadające maksymalnemu zlodowaceniu Polski, sięgają 40 m wysokości względnej.

Do staro-dyluwialnych form odnosiłbym również wydzielony przez Pawłowskiego [53] w dolinie Wisłoki starszy poziom 30—50 metrowy, występujący na zboczach tej doliny i pokryty żwirowiskami, ponad najwyższą, młodo-dyluwialną terasą dolinną.

Stosunki morfologiczne doliny Dunajca, badanej obecnie systematycznie przez szkołę prof. Smoleńskiego, przedstawiają się na podstawie dotychczasowej literatury mniej jasno. W kotlinie nowotarskiej, na północnym jej zboczu, powyżej przełomu

pienińskiego, wyznacza Halicki [54] akumulacyjną terasę odpowiadającą najstarszemu, pierwszemu zlodowaceniowi Tatr w wysokości względnej 90 m, przyczem z budowy tej terasy wysnuwa badacz ten wniosek, że przełom pieniński był z początkiem dyluwium wyrzeźbiony do dzisiejszego poziomu. Terasy akumulacyjne odpowiadające II i III zlodowaceniowi Tatr położone są powyżej przełomu Dunajca na względnych wysokościach 40—50 i 20—25 m (Halicki). W pracy o morfologii Pienińskiego pasma skałek wyznacza Pawłowski [55] terasę dyluwialną (młodo-dyluwialną według mego podziału) na względnej wysokości 12—30 m. Powyżej tej terasy obserwował Pawłowski „częste listewki i zagięcia stoków“ oraz żwirowiska do wysokości 50 m nad poziomem rzeki, o charakterze odmiennym od mniej jednolitych żwirowisk wyższych, leżących na wyższym poziomie denudacyjnym. A (powyżej 100 m w. wz.), zaliczonym również przez Halickiego [56] do form starszych od czwartorzędu i pochodzącym według Pawłowskiego z długotrwałych okresów denudacyjnych. Dla kotliny sądeckiej przyjmuje Smoleński [57] wcięcie Dunajca prawie do dzisiejszej głębokości z początkiem pleistocenu, następnie potężną akumulację staro-dyluwialną do względnej wysokości conajmniej 90 m, wreszcie późniejsze nierównomierne epicykle wcięć, do dzisiejszej głębokości. Jak z tego przeglądu widzimy, stosunki morfologiczne doliny Dunajca komplikuje istnienie przynajmniej na niektórych odcinkach tej doliny potężnej akumulacji, odnoszonej wiekowo do czwartorzędu.

Czy tę akumulacyjną działalność Dunajca odnosić należy w całości do pleistocenu, wydaje mi się ze względów geologicznych wątpliwe. Jeżeli bowiem utwory górno-tortońskie leżą na dnie kotliny sądeckiej niżej aniżeli sfałdowane osady tegoż wieku na wierzchołkach brzeżnych Karpat zachodnich, w trójkącie Bochnia—Nowy Sącz—Rzeszów, to przyjąć musimy w czasach po-tortońskich synklinalne wgięcie utworów tortońskich Nowego Sącza i erozyjnej przed-tortońskiej ich podstawy, w stosunku do okolicznych grzbietów częściowo również pokrytych tortonem. W tych tektonicznych warunkach erozja pliocenńska, dla wyrównania krzywej erozyjnej gromadzić musiała materiały skalne w strefach depresyjnych i zasypywać nieckę sądecką, a może i nowotarską już w pliocenie. Stąd wynika konieczność, jak to już podkreślił Pawłowski [58], paleontologicznego oznaczenia wyższych teras akumulacyjnych opisanych przez Smoleńskiego w okolicy

Nowego Sącza. Dopiero wówczas zdołamy wyjaśnić czwartorzędową ewolucję doliny Dunajca.

Doliny Raby i Skawy zostały opisane ostatnio z punktu widzenia morfologii przez Szaflarskiego [59], Stolfównę [60] i Klimaszewskiego [61]. Jakkolwiek z wyznaczonych przez tych badaczy siedmiu poziomów dolinnych i teras nie wszystkie sobie odpowiadają, notujemy porównawczo występowanie teras młodo-dyluwialnych na względnych wysokościach 16—22 m dla Skawy i 10—15 m dla doliny Raby. Ten ostatni poziom odpowiadałby trzeciej terasie o względnej wysokości 8—12 m, wyznaczonemu przez Cz. Kuźniara [62] w dolnym, podgórskim odcinku tej doliny. Podłużne profile teras i poziomów dolinnych wykreślone przez Szaflarskiego dla Skawy i Raby wykazują zgodne nachylenie starszych form erozyjnych, sięgających względnej wysokości 170 m, równoległe do dzisiejszej krzywej erozyjnej. Fakt ten świadczy o odmiennym charakterze ewolucji morfologicznej łańcuchów Karpat fliszowych, położonych na południowo-wschodnim przedłużeniu antyklinorium śląsko-krakowsko-wieluńskiego w stosunku do terenów górskich dorzeczy Dunajca, Wisłoki i Wisłoka, leżących na szerzeniu niecki nadnidziańskiej i jako takich prawdopodobnie inaczej reagujących na wielkopromienne paczenia, jak to wynika z wydzielonych przez Fleszara dwu rodzajów teras niższych i średnich w dorzeczu Wisłoka, o odmiennym charakterze morfologicznym. Określenie wieku wyższych poziomów dolinnych Skawy i Raby wymaga, jak to już zaznaczyli Szaflarski i Stolfówna dalszych badań. Zapewne i tu niższe poziomy zaliczyć wypadnie do starszego dyluwium.

Wytworzenie się młodo-dyluwialnych teras na całym obszarze Karpat poskich, na względnie jednakowej wysokości w stosunku do poziomów rzek, podobnie jak i starszych poziomów conajmniej do względnej wysokości 70—80 m, prawdopodobnie wieku średnio- i dolno-dyluwialnego, zdaje się wskazywać, jak to już podkreślił Pawłowski [63], na działanie pokrewnych przyczyn na wielkich obszarach. Wobec zróżnicowania tektonicznego Karpat, występującego wyraźnie zwłaszcza w obliczu ruchów wielkopromiennych, jak o tem była wyżej mowa, przyczyny tego jednolitego pogłębiania dolin przypisaćby należało raczej periodycznym zmianom klimatu, tak częstym w epoce dyluwialnej. Oczywiście decydującym czynnikiem były i tu wielkopromienne wypiętrzenia i paczenia Karpat w górnym pliocenie i na przełomie pliocenu

i pleistocenu, których istnienia dowodzą tektoniczne i facjalne stosunki w Karpatach rumuńskich. W jakiej mierze ruchy te przetrwały w epoce dyluwialnej, równoległe do pleistocenijskiego wypiętrzania się Podola (R o m e r [64], P o l a ń s k i [65]) będziemy w stanie orzec dopiero po szczegółowym zbadaniu morfologicznym, paleontologicznym i petrograficznym teras na całym obszarze Karpat i Podkarpacia.

Problem teras dyluwialnych, zwłaszcza o charakterze akumulacyjnym, komplikuje się jeszcze na pogórzu Karpat zachodnich przez spiętrzenie u ich czoła maksymalnego zasięgu lądolodu północnego (Ł o z i ń s k i [66]) i pobyt w dolnych odcinkach dolin jęzorów lodowcowych. W tym kierunku rejestracja północnych głazów narzutowych i żwirów mieszanych w obrębie Karpat rozstrzygnie niejedno zagadnienie. Petrograficznie utrudnia te badania obecność obok krystalicznych materiałów północnych i tatrańskich (w dolinie Dunajca), krystalicznych elementów prakarpackich na trzeciorzędnym conajmniej złożu.

Charakterystyczną cechą przedgórza polskich Karpat wschodnich są zrównane wododziałowe wysoczyzny, obficie zasłane żwirami karpackimi, glinami i lessem. Zwrócili już na nie uwagę twócy Atlasu Geologicznego Galicji, zwłaszcza J. Ł o m n i c k i [67], nie wyróżniając zresztą kartograficznie poszczególnych poziomów. W nowszych czasach opisali wododziałowe płaszczyzny tego przedgórza H. T e i s s e y r e [68], C z y ż e w s k i [69] i Z a ł u c k i [70], pierwszy z nich pod nazwą poziomu Łojowej, drugi pod nazwą poziomu Płoszczy.

Poziom ten, a raczej szereg nadległych terasowych poziomów zrównań i akumulacji, występujących pomiędzy Czeremoszem, Czczwą i podolskim odcinkiem Dniestru na względnych wysokościach od 70 do 150 m. (C z y ż e w s k i, Z a ł u s k i, H. T e i s s e y r e), w dorzeczach Świcy, Stryja i przykarpackiego Dniestru na 40 do 70 m wysoko nad korytem rzek (H. T e i s s e y r e), ścina pofałdowane, starsze utwory i sfalowane lub poziomo leżące osady górno-tortońskie wschodniego przedgórza Karpat.

Najwyższe poziomy zrównań Łojowej—Płoszczy posiadają charakter szerokich napływowych stożków rzek karpackich i odpowiadają, jak to już zaznaczył H. T e i s s e y r e [71], długotrwałemu zastojowi erozji i intensywnej akumulacji. W poziomach tych miały również miejsce daleko idące zmiany w sieci wodnej i liczne kaptáže (P a w ł o w s k i [72], C z y ż e w s k i, H. T e i s s e y r e).

seyre), które ostatni dwaj badacze łączą genetycznie z tektoniczną ewolucją przedgórza polskich Karpat wschodnich, jakkolwiek sens tych zmian jest dotychczas sporny [72 a].

Zarówno Czyżewski jak i H. Teisseyre przypuszczają, że po epoce odpowiadającej zrównaniom Podkarpacia miały miejsce ruchy tektoniczne w Karpatach i na ich dalszem przedgórzu, podobnie jak i na Podolu, przyczem stopień wypiętrzenia tych obszarów maleje wedle H. Teisseyra stopniowo na Zd od dorzecza Łomnicy. Równocześnie przyjmuje ten autor bardziej lokalne zróżnicowania tektoniczne w obrębie przedgórza, jak depresję pomiędzy Przemyślem i Gródkiem Jagiellońskim, obniżenie Żydaczowsko-Stryjskie i depresje Kałusza, Bohorodczan, Tłomacza, Otyunii i Kołomyi.

Jakkolwiek wielkopromienne ruchy fałdowe w Karpatach wschodnich i na ich przedgórzu w czasokresie górnego pliocenu i na przełomie pomiędzy pliocenem i dyluwium, równocześnie z intensywnem dofałdowywaniem się Karpat południowych, są wysoce prawdopodobne, to jednak materiał dowodowy przytoczony przez Czyżewskiego i ostatnio przez H. Teisseyra nie jest wystarczający. Jak długo nie zostaną prześledzone poszczególne horyzonty terasowe i dokładnie zdjęte kartograficznie na całym obszarze przedgórza, a ich materiały akumulacyjne nie zostaną stratygraficznie zhoryzontowane, tak długo szczegóły tektoniki nie dadzą się wyjaśnić bez reszty. Dalsze badania i publikacje w tym kierunku zapowiedział H. Teisseyre. Na razie, pewne wątpliwości wynikają z zestawień tego badacza dotyczących porównań wyżej wzniesionych w dorzeczach Czeremosza, Prutu, obu Bystrzyc i Łomnicy górnych poziomów terasowych (70—150 m wysokości względnej) z tektonicznie słabiej wypiętrzonemi (od 40 do 70 m wysokości względnej) wedle tego autora poziomami w dorzeczach Świcy, Stryja i Dniestru. Już znacznie większa pionowa rozpiętość tych poziomów w południowym odcinku przedgórza polskich Karpat wschodnich utrudnia to porównanie. Konieczne jest również ściślejsze związanie morfologicznej analizy przedgórza Karpat wschodnich oraz Podola, gdzie ostatnie prace Polańskiego [73] rzucają nowe światło na wiek teras i starszych zrównań.

Najwyższe poziomy akumulacyjne przedgórza polskich Karpat wschodnich, zaliczone przez starszych badaczy (M. Łomnicki, Tietze, Alth, Bieniasz) i Rudnickiego do pleistocenu,

określone były przez J. Łomnickiego jako odpowiadające dyluwium lub pliocenowi, przez Pawłowskiego — jako starsze od pleistocenu. Najwyższe żwiry zubożałe, zachowane na wierzchowinach Zadniestrza i na grzbiecie Hostowsko-Chocimierskim, na Pokuciu, zalicza Czyżewski i, ostatnio, Załuski do pliocenu; ten ostatni porównuje je z najwyższymi poziomami żwirowymi Podola (poziom VI Polańskiego). Niższe poziomy Łojowej-Płoszczy odpowiadałyby w takim razie starszemu dyluwium, jak to już wyżej zaznaczyłem.

Pewne światło na wiek tych poziomów rzucić może porównanie ze stosunkami morfologicznymi Karpat rumuńskich. W południowym odcinku tych ostatnich, żwirowe utwory lewentyjskie ścięte są przez kilkudziesięciometrowe terasy o składnikach zabarwionych dzięki alteracji na czerwono, (Preda [74]). W dorzeczu Trotusu, w okręgu Bacau, wydzielają Preda i Grozescu [75] cztery grupy teras: terasy młodo-aluwialne; terasy staro-aluwialne o wysokości względnej 10—30 m; średnie terasy 30—70 metrowe ze szczątkami *Elephas primigenius* Blum.; a więc młodo-dyluwialne; terasy górne, staro-dyluwialne o wysokości względnej 100—200 m i zabarwieniu czerwonym i terasy młodo-plioceniczne, powyżej 200 m wysokości względnej, zbudowane z do 200 m grubej serji rozłożonych i na kolor czerwony zabarwionych żwirów, piasków, iłów i tufów wapiennych, w spągu tych teras.

W dolinie Trotusu, podobnie jak i w innych dolinach wschodnich Karpat rumuńskich obserwujemy więc znacznie wyższe względne położenie teras, a co za tem idzie większy skok wcięć dolinnych, spowodowany być może nie tylko intensywniejszym antyklinorjalnym wypiętrzeniem tego odcinka Karpat, ale i bliższym jego położeniem w stosunku do obniżającej się stopniowo podstawy erozyjnej morza Czarnego.

Brak ciągłych obserwacji morfologicznych na obszarze północnej Mołdawji i na Bukowinie uniemożliwia prześledzenie stosunku w jakim pozostają poziomy Łojowej-Płoszczy do wyższych teras dolin Bystrzycy i Trotusu. Trzecia grupa teras na stokach tych dolin (100—200 m) zdawałaby się odpowiadać niższym horyzontom Łojowej-Płoszczy, a jedynie zubożałe żwiry wierzchowin Pokucia porównaćby można z pliocenickimi żwirami na Pd od Bakau, które i tam zdają się być tektonicznie wyruszone z pierwotnego położenia. Brak danych stratygraficznych uniemożliwia

przeprowadzenie dalszych analogii z polskimi Karpatami wschodnimi. Nie wiemy również w jakim stopniu zachowały się te starsze poziomy dolinne w górskich odcinkach polskich Karpat wschodnich.

Najwyższe poziomy zrównań i obfitej akumulacji wschodniego przedgórza Karpat, najprawdopodobniej wieku plioceńskiego, zdają się odpowiadać co do swego charakteru średnim terasom, wydzielonym przez Fleszara w Karpatach Bonarowieckich, w dorzeczu Wisłoki, o względnej wysokości 100—220 m. Poziomy te, wyrównane w długich okresach denudacji, posiadają wedle Fleszara charakter zgrzybiały i nie ujawniają, jak horyzonty jeszcze wyżej zachowane, tektonicznych zaburzeń małopromiennych. Z kontrastu tych form w stosunku do niższych teras o silnym spadku, powstałych w krótkich epicyklach erozyjnych, wnosić można o intensywnym ruchu wielkopromiennym w czasokresie przedzielającym powstanie tych dwóch grup poziomów, jak również prawdopodobnie o zmianach zaszłych w położeniu podstawy erozyjnej.

Średniej, prawdopodobnie plioceńskiej grupie teras dorzecza Wisłoka mogłyby odpowiadać zwirowiska wododziałowe opisane przez Pawłowskiego w dolinie Wisłoki, na wysokości względnej 80—125 m, wreszcie wyższe żwiry obserwowane przez tego badacza w okolicy przełomu pienińskiego Dunajca, (poziomy 100—130 m i 130—300 m wysokości względnej).

Do tej epoki odnieśćby może należało zrównanie pogórza Karpat Zachodnich, o których pisali Sawicki [76] i Smoleński [77].

Związku morfologii ze zróżnicowaniem wielkopromiennych spacjeń w zależności od wgłębnej budowy podłoża Karpat fliszowych dowodzi nie tylko ukształtowanie powierzchni szczytowej Karpat (H. Teisseyre [78]), odzwierciedlającej w ogólnych zarysach przebieg antyklinorjalnych i synklinorjalnych elementów przedgórza i podłoża łańcucha, ale i poziomy dolin do których dotarły najmłodsze wcięcia erozyjne. Porównywując bezwzględne wysokości ujść dolin karpackich na przedgórzu, obserwujemy najwyższe ich wzniesienia w południowo-wschodnim odcinku Karpat, (Czeremosz 330 m, Rybnica 350 m, Pistynka 400 m, Łuczka 350 m, Prut 420 m, Bystrzyca Nadwórniańska 350 m, Bystrzyca Sołotwińska 350 m, Łomnica 465 m, Czeczwa 400 m, Świca 400 m). Ku PnZd wysokości ujść obniżają się stopniowo (Stryj 350 m, Dniestr 320 m, Strwiąż 335 m, Wiar 240 m), osiągając minimalną

wartość na poprzecznej depresji przemyskiej (San 190 m). Na przedłużeniu niecki nadnidziańskiej ujścia Wisłoka, Wisłoki, Białej, Dunajca i Raby mierzą około 200 m n. p. m., wznosząc się znów w odcinku Karpat zachodnich, odpowiadającym zanurzeniu się antyklinorium zachodniego pod nasunięte masy fliszu (Skawa 265 m, Soła 290 m). Kontrastów tych nie osłabia wprowadzenie poprawek na odległość mierzonych punktów od podstaw erozyjnych, tego samego zresztą rzędu wielkości, oraz porównanie powierzchni poszczególnych dorzeczy i związanej z tem obfitości wód rzek karpackich.

Wypiętrzenie utworów pliocenских do 1200 m wysokości w Karpatach mołdawskich, na szerzeniu antyklinorium podolsko-marmaroskiego, podobnie jak i zwiększający się skok wcięć erozyjnych na tym odcinku Karpat dowodzą że młodsze ruchy wielkopromienne działały w tym samym co dawniej kierunku wedle starych założeń, potęgując jedynie pierwotne rysy tektonicznego środowiska łańcuchów karpackich.

Ze najsilniejsze napięcia młodszych wielkopromiennych spateń miały miejsce w górnym pliocenie i na przelomie pliocenu i pleistocenu potwierdzają zarówno odmienne typy form złobienia i denudacji, intensywność wcięć dolinnych na wyrównanych i zaspanych materiałami żwirowymi powierzchniami wschodnio-karpackiego przedgórze, jak i wyrównywanie się w młodszym dyluwium skoku wcięć erozyjnych, bardziej zróżnicowanym w zależności od charakteru wielkopromiennych elementów łańcucha na staro-dyluwialnych poziomach.

Najwyższe grzbietowe poziomy denudacyjne, opisane w Karpatach zachodnich przez Sawickiego [79], Pawłowskiego [80] i Fleszara [81] odpowiadają zapewne starym cyklom erozyjnym powstałym przed okresem dofałdowywania się Karpat fliszowych w czasach górnego tortonu i sarmatu. W dorzeczu Wisłoka opisał Fleszar najwyższe grzbietowe poziomy, ponad 220 m wysokości względnej, wyraźnie zaburzone tektonicznie przez małopromienne ruchy fałdowe, co w znacznej mierze utrudniło ich rekonstrukcję. Daleko posuniętej w owych czasach erozji i denudacji i głębokiego przeorania Karpat dowodzi transgresja tortonu w granicach wysoczyzn i dolin, w trójkącie Rzeszów—Nowy Sącz—Bochnia. Wyjątkowo niskie położenie erozyjnej podstawy transgresji górno-tortońskiej w okolicy Nowego Sącza związane musi być oczywiście z górno-tortońsko-sarmackim synklinalnem

wgięciem tej części Karpat fliszowych. Stosunek tektonicznie zaburzonego profilu erozyjnego Pradunajca do grzbietowych, oczywiście od tego profilu dużo starszych szczytowych zrównań, które obserwował Pawłowski w okolicy przełomu Dunajca przez Pieniny na wysokości 1000—1200 m nie został dotychczas wyjaśniony. Równorzędny z temi wysokościami — II-gi poziom napeplony Karpat zachodnich, którego istnienia dowodził Sawicki, zdaje się odpowiadać nie tyle starym zrównaniom denudacyjnym, a raczej śladom powierzchni strukturalnej piaskowców magurskich jako najmłodszej pokrywy nasunięć magurskich.

Jakkolwiek będzie rozwiązany problem tych starych cykli erozyjnych i denudacyjnych, świadczą one niewątpliwie o bardzo starych założeniach erozyjnych Karpat fliszowych, równoczesnych z pierwotnem wynurzaniem się łańcuchów w miarę narastania gmachu nasunięć fliszu już w czasach oligoceńskich.

LITERATURA.

1. Jan Nowak: Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927.
2. „ „ Die Geologie der polnischen Ölfelder. Stuttgart, 1929, (str. 11—45).
3. R. Zuber: Flisz i Nafta. Lwów, 1918.
4. B. Świdorski: Sur l'arc des Karpates occidentales (w druku).
5. B. Świdorski: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w Karpatach Pokuckich i na ich Przedgórzu w latach 1925—26. Spraw. Pol. Inst. Geol., T. IV, z. 1—2, 1927.
6. St. Kreutz i A. Gawel: Essai d'une caractéristique des roches dans le profil Borysław—Mrażnica—Schodnica. Mémoires Associat. Karp., Pol. Inst. Geol., Stac. Geol. Borysław, 1926—7 (str. 53).
7. St. Jaskólski: Materiały do geologii i petrografii fliszu karpackiego okolic Rymanowa. Sprawozd. Pol. Inst. Geol. T. VI, z. 4, 1931, (str. 735).
8. J. Zabłocki: Excursionsführer durch das Salzbergwerk in Wieliczka. Excurs. Phytogeogr. Intern. Kraków 1928 (cytuję za Nowakiem).
9. Die Geol. d. poln. Ölfelder. 1929, str. 34.
10. Gejza Bukowski: Badania na terenie miocenijskim na wschód od Bochni i na wschód od Wieliczki. Sprawozd. Pol. Inst. Geol. T. II, z. 3—4, 1924.
11. Porównaj W. Friedberga, Uwagi nad nowszemi próbami podziału naszego miocenu, Roczn. Pol. Tow. Geol. Kraków, T. VII, 1931 z pracami J. Czarnockiego i Kowalewskiego także cytowanemi.
12. B. Świdorski: Tektoniczny stosunek Polskich Karpat Wschodnich do ich Przedgórza. Roczn. Pol. Tow. Geol., T. VI, Kraków 1930.
- 12a. Cz. Kuźniar: Sprawozdanie z badań wykonanych na arkuszu Wieliczka w r. 1931. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., Nr. 31, 1931.
13. Porównaj: prace G. Bukowskiego: Sprawozd. Pol. Inst. Geol. T. I i II.

14. W. Friedberg: Zagłębie miocenijskie Rzeszowa. I, II. Pol. Ak. Um., Rozpr. B, T. 3, 1903, A. T. VI, 1906.
15. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., Nr. 29, 1931. str. 11.
16. B. Świdorski: Tektoniczny stosunek Polskich Karpat Wschodnich do ich Przedgórze. Roczn. Pol. Tow. Geol., T. VI, Kraków 1930.
- 16a. T. Wiśniowski: O miocenie podkarpackim w Dżurowie i Myszynie koło Kołomyi. Kosmos, 1899.
17. K. Skoczyłówna: Przyczynek do znajomości miocenu kotliny sądeckiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., T. VII, 1929, Kraków.
18. W. Teisseyre: Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. I. Kosmos, T. 46, 1922.
19. Gh. Macovei i I. Atanasiu: Geologische Beobachtungen über das Miocän zwischen dem Siret und dem Nistru in der Bucovina und im nördlichen Bessarabien. Anuarul Inst. Geol. al Romaniei, V. XIV, 1931.
20. Porównaj: B. Świdorski: Tektoniczny stosunek... (1. c., str. 54).
21. J. Czarnocki i K. Kowalewski: Sprawozdanie z badań, wykonanych na obszarze trzeciorzędowym między Wisłą, Wisłoką i Sanem. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., Nr. 29, 1931, str. 13.
22. J. Nowak: Zarys tektoniki Polski. 1927.
23. Porównaj prace: W. Teisseyre: Ueber die Maeotische, Pontische und Dacische Stufe. Anuarul Inst. Geol. al Romaniei, Bd. II, 1908; D. N. Preda: Géologie et tectonique de la partie orientale du district de Prahova, ibidem. Vol. X, 1924; K. Krejci-Graf: Die rumänischen Erdöllagerstätten. Stuttgart, 1929.
24. G. Macovei: Aperçu géologique sur les Carpates orientales. Assoc. p. l'avanc. de la Géol. des Karp., Guide, Bucarest, 1927, str. 141.
25. Emile Argand: Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. Actes Soc. helv. d. Sc. Nat., 1920.
26. Zarys tektoniki Polski (1. c.).
27. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., Nr. 1, 1922, str. 11—12.
28. B. Świdorski: Tektoniczny stosunek... (1. c.).
29. W. Łoziński: Wpływy tektoniczne w rozwoju rzek Karpat fliszowych. Kosmos, 1921, str. 526.
30. Porównaj z pracą St. Pawłowskiego: W sprawie wieku nowszej rzeźby polskich Karpat fliszowych. Sprawozd. Kom. Fizyogr. Ak. Um., Kraków T. 50, 1916.
31. L. Sawicki: Z fizyografii Zachodnich Karpat. Archiwum naukowe, Lwów, Dz. II, t. I, z. 5, 1909.
S. Rudnicki: Przyczynki do morfologii karpackiego dorzecza Dniestru Zbiornik Sek. mat.-przyr. lek. Nauk. Tow. im. Szewczenki we Lwowie, 1905.
S. Rudnicki: Przyczynki do morfologii podkarpackiego dorzecza Dniestru. (ibidem. 1907).
J. Smoleński: Z morfogenezy Beskidu Niskiego. Księga Pamiątkowa 11-go Zjazdu lek. i przyrodn. pol., Kraków, 1911, 232—234.
32. „W sprawie wieku nowszej rzeźby“... (1. c.).
33. „Wpływy tektoniczne“... (1. c.).
34. Porównaj z pracą W. Łozińskiego: Glacyalne zjawiska u brzegu

- północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów. Sprawozd. Kom. Fizyogr. Ak. Um., Kraków, T. 43, 1909.
35. Atlas Geologiczny Galicyi. Kom. Fizyogr. Ak. Um., Kraków, Zeszyty: 2, 4, 5, 6, 11, 13, 14, 16, 17, 18, 19, 20. Porównaj głównie tekst do z. 18, przez J. Łomnickiego.
 36. St. Pawłowski: Ze studjów nad zlodowaceniem Czarnohory. Prace Tow. Nauk. Warszawskiego, Wydz. III. Nr. 10, Warszawa, 1915.
 37. Jan Nowak i E. Panow: Stosunki geologiczne wykopaliska w Staruni. Pol. Ak. Um., Kraków, Rozpr. B, T. LXX, Nr. 1, 1930, str. 8—14.
 38. É. Haug: *Traité de Géologie*. Vol. II, fac. 3, Paris, 1908—11, str. 1772.
 39. Wł. Szafer: Flora tundry staruńskiej. Pol. Ak. Um., Kraków, Rozpr. B, T. LXX, Nr. 1, 1930, str. 21—28.
 40. St. Pawłowski: O terasach w dolinie Wisłoki. *Pokłosie Geograficzne*, Lwów, 1925.
 41. *Wiadomości Geograficzne*, Kraków, R. VII, z. VI i VII, 1929, str. 71—72.
 42. B. Świdorski: Ślady zlodowacenia górnej doliny Prutu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, T. VIII, 1932, Kraków.
 43. H. Teisseyre: Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia. Ustn. referat, Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., dn. 4. V. 1932.
 44. W. Köppen und A. Wegener: *Die Klimate der geologischen Vorzeit* Berlin, 1924. str. 217 i nast.
 45. St. Pawłowski: Über ein altes Talstück in der Bukowina. *Mitteilungen d. Geol. Gesell.*, Wien, 1914, 246—255.
 46. J. Łomnicki: Atlas Geol. Galicyi. Tekst do Zeszytu XVIII. Ak. Um. Kraków, 1905.
 47. J. Czyżewski: Z fizjografji Pokucia. „Pokucie“, *Prace Geograficzne*, Lwów, Z. XII, 1931.
 48. Z. Załucki: W sprawie historii doliny Prutu na przedpolu Karpat Pokuckich. *Wiadomości Geograficzne*, Kraków, R. X, z. 3—5, 1932.
 49. H. Teisseyre: Kilka drobnych obserwacyj morfologicznych z Karpat. *Przegląd Geograficzny*, Warszawa, T. IX, 1929.
Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia (1. c.).
 50. W. Pokorny: Kilka przyczynków odnoszących się do historii doliny Strwiąża. *Kosmos*. 1913.
 51. E. Romer: Kilka spostrzeżeń i wniosków nad utworami lodowcowymi między Przemyślem a Dobromilem. *Kosmos*, T. XXXII, 1907.
 52. A. Fleszar: Próba morfogenezy Karpat położonych na północ od Krosna, *Kosmos*, T. XXXIX, 1914.
 53. „O terasach w dolinie Wisłoki“ (1. c.), str. 12—14.
 54. B. Halicki: Dyluwialne zlodowacenie północnych Tatr. *Sprawozd. Pol. Inst. Geol.*, T. V, z. 3—4, 1930, str. 479—84.
 55. St. Pawłowski: Z morfologii Pienińskiego pasa skałek. *Kosmos*, 1915, str. 120 i nast.
 56. (1. c.), str. 479.
 57. J. Smoleński: O wysokich terasach dyluwialnych na zboczach kotliny sądeckiej. *Pol. Ak. Um.*, Kraków, A, T. 17. 1917, str. 127—136.
 58. „O terasach w dolinie Wisłoki“ (1. c.), str. 24.

59. J. Szaflarski: Z morfologii doliny Skawy i górnej Raby. Wiadomości Służby Geograficznej, 1931, Z. 2, str. 104—157.
60. W. Stolfówna: Terasy górnej Raby. Wiadomości Geograficzne, Kraków, R. X, z. 3—5, 1932, str. 52—54.
61. M. Klimaszewski: W sprawie rozwoju dorzecza Raby i Skawy. Wiadomości Geograficzne, Kraków, R. X, z. 2, 1932, str. 21—24.
62. Wiadomości Geograficzne, R. VII, 1929 (1. c.).
63. „O terasach w dolinie Wisłoki“ (1. c.), str. 24.
64. E. Romer: Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru. Kosmos, T. XXXI, 1906.
65. J. Polański: Sprawozdanie z badań utworów posarmackich na arkuszu Jagielnica—Czeruelica. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol. Nr. 27, 1930.
66. W. Łoziński: Glacyalne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów. Sprawozd. Kom. Fizyogr. Ak. Um., Kraków, T. 43, 1909.
67. Atlas Geol. Galicyi. Z. XVIII.
68. „Problemy morfologiczne“... (1. c.).
69. „Z fizjografii Pokucia“... (1. c.).
70. „W sprawie historii doliny Prutu“... (1. c.).
71. „Kilka drobnych obserwacyj“... (1. c.).
72. „Über ein altes Talstück“... (1. c.).
- 72a. Czyżewski przypuszcza, że w poziomie Płoszczy Prut służył ku PnWd do Dniestru, następnie na skutek ruchów tektonicznych z końcem pliocenu lub z początkiem pleistocenu nastąpiły zmiany w kierunku odpływu wód Prutu, przyczem rzeka ta zaczęła żłobić dzisiejszą dolinę. H. Teisseyre uważa kierunki spływu rzek PnZd—PdWd za pierwotne, w związku z cofaniem się w tym kierunku morza w młodszym trzeciorzędzie. Później nastąpiły, wedle tego autora, kaptáže rzek karpackich przez Dniestr podolski na skutek obniżenia PnWd części Podkarpacia w stosunku do jego przykarpackiej strefy. Pewne potwierdzenie poglądów Teisseyra spotykamy w pracy R. Wyrzykowskiego p. t. „Esquisse géologique de la République autonome Moldave“, 1926. — Badacz ten przyjmuje, że początkowem korytem odpływowem wód karpackich był Prut. Kaptáže rzek karpackich przez Dniestr podolski zaczęły się dopiero w meocie.
73. Ustny referat na Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., dn. 10. V. 1932.
74. D. M. Preda: Géologie et Tectonique de la partie orientale du district de Prahova. Anuarul Inst. Geol. al Romaniei, Vol. X, 1924.
75. D. M. Preda: Géologie de la région subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacau. Ibidem, Vol. VII, 1913.
H. G. Grozescu: Géologie de la région subcarpatique de la partie septentrionale du district de Bacau. Ibidem, Vol. VIII, 1914.
76. L. Sawicki: Z fizyografii Zachodnich Karpat. Archiwum Naukowe, Lwów, Dz. II, T. I., z. 5, 1909.
O młodszym ruchach górotwórczych w Karpatach. Kosmos, T. XXXIV, 1909.
77. J. Smoleński: Z morfogenezy Beskidu Niskiego. Księga Pamiątkowa 11-ego Zjazdu lek. i przyrodn. pol., Kraków, 1911, str. 232—234.

O „zobożących“ żwirach tatrzańskich w północnej części karpackiego dorzecza Dunajca. Sprawozd. Pol. Inst. Geol., T. I, z. 1, 1920., oraz listowne uwagi o kolejności zjawisk w Karpatach zachodnich, które zawdzięczam uprzejmości prof. J. Smoleńskiego.

78. H. Teisseyre: Powierzchnia szczytowa Karpat. Prace Geograficzne, Lwów, Z. X, str. 15 i nast.
79. „Z fizyografii Zachodnich Karpat“. (1. c.), str. 17—28.
80. „Z morfologii Pienińskiego pasa skałek“. (1. c.), str. 126—132.
81. „Próba morfogenezy Karpat położonych na północ od Krosna“. (1. c.), str. 106 i nast.

Résumé: Voir: Fasc. 2. T. VIII. des „Annales“.
