

44431 II

JERZY SMOLEŃSKI

W SPRAWIE WIEKU I GENEZY KRAJOBRAZU BESKIDÓW ZACHODNICH

**(ZUR ALTERS- UND ENTSTEHUNGSFRAGE
DER WESTBESKIDEN - LANDSCHAFT)**

KRAKÓW 1937.

OSOBNÉ ODBICIE Z „WIADOMOŚCI GEOGRAFICZNYCH“ NR. 3—4.

2015
38

44431

II

Der Dankmann
"obris"

Krakon 20.5.1838



JERZY SMOLEŃSKI.

W sprawie wieku i genezy krajobrazu Beskidów Zachodnich.

Zur Alters- und Entstehungsfrage der Westbeskiden-Landschaft.

Gdy przed ćwierćwieczem Ludomir S a w i c k i stworzył pierwszy zarys morfogenezy Zachodnich Karpat [25], przypisał ich rzeźbie wiek „intermedytterrański“, tj. mioceni, starszy od górnortortońskiej transgresji. Nowsze prace polskie [27, 20, 8] zachwiały tym poglądem, dostarczając argumentów przemawiających za późniejszym ukształtowaniem tego obszaru. Z koncepcją nawracającą do S a w i c k i e g o odnośnie do chronologii (ale nie sposobu powstania) rzeźby Zachodnich Karpat fliszowych wystąpił w roku 1934 Ś w i d e r s k i [31], twierdząc, że góry te zachowały relief przedgórnortortoński. Jego zdaniem pomiocenijskie ruchy tektoniczne nieznacznie tylko zmieniły powierzchnię szczytową Beskidów Zachodnich, zaś pomiocenijska erozja, ograniczona niemal do wyprzątnięcia osadów tortońskich z dna wytworzonych już poprzednio dolin, posiada cechy zastoju i zmian zasadniczych w rzeźbie nie wywołała. Problem wieku i genezy krajobrazu Karpat Polskich jest, jak widzimy, sporny, — dlatego warto poświęcić mu kilka uwag, ograniczając się na razie do Beskidów Zachodnich.

Jest rzeczą niewątpliwą, że transgresja górnortortońska zastała już w Beskidach Zachodnich zróżnicowaną rzeźbę. Wywołała ją zarówno uprzednia faza orogenu, jak i miocenijskie procesy gradacyjne, którym poświęcił uwagę Ś w i d e r s k i [30]. Pretortońskiego zróżnicowania rzeźby dowodzi hipsometryczna rozpiętość zalegania osadów tortońskich na fliszu, nie dająca się bez reszty wytłomaczyć wpływem późniejszych dyslokacji tektonicznych. Od tego czasu jednak ukształtowanie Beskidów Zachodnich uległo znacznym przeobrażeniom. Przypuszczać, że zachowały one do dzisiaj rzeźbę przedgórnortortońską możnaby tylko zakładając, że od tortonu panował w tym obszarze zastój procesów górotwórczych i erozyjnych. Procesy te trwały jednak i w samym górnym tortonie i później, powtarzając się z różnym nasileniem.

Górny torton jest w obrębie Beskidów Zachodnich mniej lub więcej zaburzony. Wykazuje wyraźne dyslokacje w kotlinie Sądeckiej (Biegonice), w Iwkowej, Rzegocinie, Pałenicy, Grudnie Dolnej, Niechobrze. Zjawisko to nie ogranicza się do obwodowych części gór. Zachodzi ono również

w centralnych kotlinach Karpat Zachodnich (Orawskiej, Turczańskiej). Ruchów w czasie samego tortonu dowodzą pośrednio geologiczne korelacje. Na podstawie wzmożonej sedimentacji górnortortońskiej na północnym przedpolu wnosi Czarnocki [5] o równoczesnej fazie orogenezy Karpat Zachodnich. Z fazą tą wiąże się powstanie górnortortońskich zlepieńców perykarpackiej prowicji miocieńskiej. Fazę orogenu sygnalizuje piaszczysto-zwirowy typ górnej części prasarmatu zarówno na przedpolu Karpat (na przykład okolice Kolbuszowy), jak i w ich obrębie (okolice Rzeszowa i Nowego Sącza). Litologiczne cechy utworów prasarmackich Kotliny Sądeckiej pozwalają Skoczylasowi [26] wnieść o równoczesnych ruchach, — i wzmożeniu erozji, — w sąsiednim obszarze Beskidów. Na młode ruchy skorupy ziemskiej dające się stwierdzić w Karpatach Zachodnich na terenie Moraw i Słowaczyny, przypadające na koniec miocenu (po osadzeniu warstw kongeriowych) i między tortonem a sarmatem zwrócił uwagę Andrussow [1]. Jeszcze późniejszej fazy ruchów w terenach przyległych dowodzi rozmieszczenie i hipsometria sarmatu na północnym przedpolu Karpat (Tarnobrzeg, Wyżyna Małopolska) oraz regresja morza sarmackiego, nie mająca cech czysto eustatycznego zjawiska.

Te i inne jeszcze ruchy potortońskie wpływały na zmianę stosunków hipsometrycznych w Zachodnich Karpatach; związana zaś z fazami orogenu działalność erozyjna zmieniła rzeźbę powierzchni. Bezpośrednim dowodem pomioceńskiej erozji w Beskidach Zachodnich jest częściowe wyprżnięcie z ich obszaru osadów tortońskich, doprowadzające ich występowanie do izolowanych resztek, oraz wytworzenie powierzchni gradacyjnych, ścinających zdyslokowany torton. Zresztą erozja tortońska i potortońska już od początku nie ograniczała się do niszczenia i wynoszenia z Karpat utworów miocieńskich, lecz rzeźbiła podłoże fliszowe. Dowodzi tego materiał karpacki, wchodzący w skład zarówno ilów krakowieckich przyległego niżu jak utworów prasarmackich Wyżyny Małopolskiej (np. w Wójczy [6]) na dalekim przedpolu Karpat. Erozja potortońska wpłynąć oczywiście musiała na rzeźbę, a szczególnie ważną rolę w tym procesie odegrał okres plioceński.

Losy Karpat Polskich w okresie pliocenu mało są znane. Zrozumiałe to wobec braku w tym obszarze paleontologicznie stwierdzonych osadów plioceńskich. Po regresji morza sarmackiego mamy tu ląd, obejmujący prócz Karpat i synklinorium podkarpackiego wał metakarpacki (Nowak). Dopiero dalej na pn., na terenie środkowej Polski rozlewało się morze, w którym układały się plioceńskie (pontyjskie) iły poznańskie.

O procesach rozgrywających się w czasie pliocenu w Karpatach wnieść możemy drogą pośrednią opierając się

na prawie korelacji geologicznej, w myśl którego każdej fazie akumulacji w jednym obszarze odpowiadać musi faza erozji w obszarze drugim, z którego pochodzi materiał osadowy. W okolicach Warszawy i na zachód od niej po Mszczonów i Żyrardów oraz na południe po Żagożdżon zalegają na łożach poznańskich a pod moreną najstarszego zlodowacenia osady rzeczne, zbadane przez *Lewińskiego* i określone przez niego jako „preglacjał“ [15, 16]. Warstwy te *Lewicki* uważa częściowo za górnoplioceneskie, częściowo za poziom graniczny między trzecio- a czwartorzędem [24]. W skład tych osadów sięgających do 30 m miąższości i tworzących rozległy stożek napływowy wchodzi żwir pochodzenia karpackiego z otoczkami dochodzącymi 1,5 cm średnicy. Dowodzą one, co podkreśla *Lewicki*, wyjątkowej siły transportowej rzek, które je z Karpat wyniosły (Prawisła). Zarówno bowiem poprzednio, w okresie układania się łoża poznańskich, rzeki przynosiły tu z południa jedynie zawiesiny, jak i obecnie materiał karpacki, transportowany, w dół Wisły, ulega po drodze sedymentacji lub roztrąciu, tak że nie znajdujemy jego śladów w społecznych osadach wiślanich okolicy Warszawy. Tę fazę wzmocnienia siły transportowej rzek karpackich próbowano tłumaczyć nastaniem w pd. Polsce klimatu wilgotnego po okresie suchym, równoczesnym z układaniem się łoża poznańskich. Ale obserwacje skutków katastrofalnych powodzi (np. w r. 1934) wskazują, że nawet największe wodostany rzek karpackich nie wystarczą do wytłumaczenia transportu otoczek na taką odległość. O wyjątkowej sile ówczesnych rzek decydował widocznie ich spadek, większy od dzisiejszego i poprzedniego. Trzeba więc przyjąć, że fazie osadzania się żwirów karpackich w środkowej Polsce odpowiadało wydźwignięcie Karpat, ruch, który wzmagając spadek rzek spływających ku pn. spotęgował ich zdolność transportową i erozyjną. Z faktu, że „preglacjał“ warszawski składa się z dwóch seryj, z których każda reprezentuje pełny cykl sedymentacyjny od żwirów przez piaski do łoża wzgl. mułków, wnosić można, że ów ruch wypiętrzający na południu odbył się w dwóch etapach, i że dwóm cyklom osadowym na północy odpowiadają równocześnie w Karpatach dwa cykle erozyjne.

Z omawianymi żwirami leżącymi na łożach poznańskich sporelizować można stratygraficznie i genetycznie żwiry rzeczne, zawierające materiał karpacki, zalegające pod moreną najstarszego zlodowacenia we wschodniej części Łysogór, opisane przez *Samsónowicz* [23]. Występując w poziomie 153—166 m n. p. m. (Zawichost, Gólkowice, Karnów) leżą one wysoko ponad dnem dolin Wisły i jej dopływów, które zlodowacenie już zastało [24]. Dowodzą, — jak zaznaczył *Samsónowicz*, — że w czasie ich osadzania się „wschodnia część Łysogór stanowiła z Podkarpaciem nachyloną ku pn. równinę, w której nie było jeszcze doliny

Wisły“. Z siły transportowej wód spływających po tej powierzchni (otoczaki fliszowe dochodzą do 6 cm średnicy) wnosić można, że nachylenie jej było znaczne. Żwirry spoczywają miejscami na zdyslokowanym sarmacie. Ponieważ zaś między czasem ich osadzenia a zlodowaceniem przypada jeszcze wydzwignięcie wału metakarpackiego i związany z tym okres erozji, która wytworzyła wcięcia dolinne (przełom Wisły!), przeto wiek ich określić można jako w każdym razie plioceński, — i ten sam wiek przypisać analogicznym „preglacjalnym“ utworom środkowej Polski, leżącym na łożach poznańskich.

Nie są to zresztą jedyne osady pozakarpackie, związane genetycznie z plioceńską ewolucją Zachodnich Karpat Polskich. Przypominam żwirry zawierające karpacki materiał fliszowy, które zalegają u podstawy czwartorzędu w kotlinie Nidy (np. w Piestrzcu), w okolicy Proszowic (Czernichów) i na „wyżynie Kolbuszowej“ (Majdan i i.) w obrębie Niziny Podkarpackiej. Zaliczane bądź do trzeciorzędu [3, 4, 5] bądź do dyluwium [6], słusznie zostały określone przez C z a r n o c k i e g o jako residua powierzchni po-trzeciorzędowej [5], z czego jednak nie wynika, by ich karpacki materiał w całości musiał pochodzić z miejscowego trzeciorzędu (Busko, Wójcza) i znajdować się na wtórnym złożu. Część ich przynajmniej odpowiada wiekiem i powstaniem omówionym wyżej utworom, będąc związana, podobnie jak tamte, z plioceńskim odpływem wód karpackich ku pn. Należą tu również żwirry karpackie występujące na Śląsku (Wodzisław—Rybnik) i pd. części Wyżyny Małopolskiej, które ze względu na domieszkę w górnej części materiału eratycznego uchodziły za dyluwialne. Od starodyluwialnych osadów ułożonych przez rzeki karpackie przed frontem nasuwającego się od pn. lądolodu różnią się one w danej odległości od Karpat wyższym położeniem hipsometrycznym i wielkością fragmentów fliszowych.

Te więc, nieraz daleko na północnym przedpolu Zachodnich Karpat rozsiane osady rzeczne z fliszowym materiałem, którym, — jako młodszym od pontyjskich ilów poznańskich, a starszym od pleistocenu, — przypisać należy wiek młodoplioceniński, pozwalają wnioskować o charakterze procesów rozgrywających się w tym czasie w Karpatach. Dowodzą one, że obszar Zachodnich Beskidów był w górnym pliocenie terenem ruchów tektonicznych, wypiętrzeń, — i nader intensywnej gradacji.

Istnienie górnopliocenijskich ruchów fałdowanych w fliszowych Karpatach polskich przyjmuje Ś w i d e r s k i [50], wiążąc je czasowo z wydzwignięciem wału metakarpackiego w stosunku do przyległych stref synklinalnych i powstaniem (na skutek tego wydzwignięcia) antedecedentnego przełomu Wisły. Nie były to jednak zjawiska równoczesne. Wspomniany wyżej okres wzmożonej siły transportowej rzek kar-

packich i intensywnej ich działalności erozyjnej w górnym biegu w czasie poprzedzającym wcięcie Wisły dowodzi, że wypiętrzenie Karpat, powodujące zwiększenie spadku tych rzek, odbyło się przed wydzwignięciem strefy metakarpackiej. To bowiem wydzwignięcie ożywiło wprawdzie erozję w obrębie wału metakarpackiego (przełom Wisły!), osłabiło ją jednak w obszarze Karpat przez podniesienie lokalnej podstawy erozji, zmniejszenie spadku. Ruch objął naprzód Karpaty, potem dopiero ich północne przedmurze.

Omawianej fazie ruchów górotwórczych przypisuje Ś w i d e r s k i [30] charakter fałdowań wielkopromiennych i paralelizuje je z młodymi ruchami Wschodnich Karpat rumuńskich. Podobnie K l i m a s z e w s k i [11, 12], który o młodopliocenijskiej fazie orogenu w Karpatach polskich wnosi na podstawie wyżej omawianych żwirów „preglacjalnych“ z okolic Warszawy, podkreśla ich prawdopodobną równoczesność z młodymi, dacko-lewantyńskimi ruchami Wschodnich Karpat rumuńskich i Wschodnich Alp austriackich. Jeśli to były fałdowania wielkopromienne, w takim razie dyslokacje tortonu w Beskidach Zachodnich przypisać należy wcześniejszej fazie ruchów tektonicznych (prasarmat).

Istniały więc po tortonie w obszarze Beskidów Zachodnich i ich pn. przedpola trzy okresy ruchów górotwórczych:

1. prasarmacki, zaznaczony sfałdowaniem tortonu w Karpatach oraz typem litologicznym osadów zarówno w Karpatach jak na przedpolu,
2. staropliocenijski, zaznaczony na przedpolu zaburzeniem utworów sarmackich,
3. młodopliocenijski, zaznaczony zaleganiem makroklastycznego materiału karpackiego na zaburzonym sarmacie w obrębie strefy metakarpackiej, a na pontyjskich łażach poznańskich w środkowej Polsce. Ruch ten wielkopromienny objął naprzód w dwóch fazach Karpaty, a potem dopiero wał metakarpacki.

Procesom orogenicznym towarzyszyły równoczesne i trwające w ich następstwie procesy gradacyjne. O potężnym działaniu erozji w okresie pliocenijskim świadczy ilość i kaliber wyniesionego z Karpat materiału. Morfologiczne skutki tego działania musiały być doniosłe.

Ś w i d e r s k i wykazał [31], że powierzchnia szczytowa Beskidów Zachodnich odzwierciedla w pewnym stopniu budowę tektoniczną obszaru i regionalne warunki geologiczne. Nie dowodzi to jednak, by była to powierzchnia strukturalna, lecz jest wynikiem faktu, że młodsze ruchy wielkopromienne, które ją odkształciły, miały tendencję zgodną z starym planem architektury podłoża. Jej gradacyjny charakter, zaznaczony występującymi w jej poziomie zjawiskami inwersji rzeźby [14], jest niezaprzeczony. Jeśli więcej niż wątpliwą

jest dzisiaj koncepcja jednolitego poziomu i zrównania górskiego, jaką przyjmował S a w i c k i, to natomiast denudacyjne powstanie powierzchni Pogórza przyjąć trzeba jako pewnik. Wyróżnione ostatnio przez K l i m a s z e w s k i e g o [11] poziomy: pogórski, 130—150 m wys. wzgl. i śródgórski, 230—260 m wys. wzgl., stanowią powierzchnie destrukcji, będące wynikiem zaawansowanego stadium erozyjnego cyklu. Dowodzi tego ich kształt i stosunek do podłoża. I w ich obrębie spotykamy inwersję rzeźby [2, 14]. Nie można ich zasięgu uważać za powierzchnię strukturalną brzeżnych płaszczowin fliszu, ścinają bowiem różne elementy tektoniczne, przekraczając tu i ówdzie brzeg nasunięcia magórskiego [29]. Zaznaczające się na nich różnice odporności petrograficznego podłoża przemawiają również za ich denudacyjną genezą. Starsze od pleistocenu, — bo inwazja lądolodu zastała już doliny wcięte w nie do dzisiejszego mniej więcej poziomu, — młodsze są od tortonu, ścinają bowiem zdyslokowane utwory tortońskie [8, 27]. Nigdzie nie znaleziono na nich utworów morskich, mogących świadczyć o ich abrazyjnym powstaniu. Natomiast występowanie na ich powierzchni starych żwirów rzecznych [12, 20, 25, 28] wskazuje, że wyrównującym czynnikiem były wody płynące. Mamy tu więc do czynienia z wynikiem dwóch normalnych, subaerycznych cykli rozwojowych, przedzielonych jedną fazą ruchów górotwórczych, a zakończonych drugą, która przez nowe wypiętrzenie wywołała ponowne odmłodzenie cyklu, wcięcie dzisiejszych dolin. Opierając się na omawianej poprzednio chronologii ruchów potortońskich w Karpatach Zachodnich można zrównaniu śródgórskiemu przypisać wiek sarmacki, pogórskiemu plioceński — prawdopodobnie pontyjski, — zgodnie z poglądem K l i m a s z e w s k i e g o [11, 12]. Wcięcie dolin z wytworzeniem występujących na ich zboczach teras erozyjnych odbyć się musiało w górnym pliocenie; zlodowacenie zastało już te formy. Dyluwium zaznaczyło się głównie działalnością akumulacyjną w dolinach rzecznych: zasypywaniem ich w okresach glacialnych, wyprzątaniem w interglacialnych. Resztki dyluwialnego zasypania, zalegające nieraz na plioceńskich terasach erozyjnych, z genezą ich nie mają nic wspólnego [12].

Co się tyczy obszaru gór wznoszących się ponad „poziom śródgórski”, — od czasów S a w i c k i e g o nikt się jego analizą morfologiczną nie zajmował. Zarzucając koncepcję jednej miocenijskiej penepłeny zaznaczać się mającej w powierzchni szczytowej, nie możemy jednak również uznać tej powierzchni za strukturalną powierzchnię płaszczowiny magórskiej. Od czasu nasunięcia poddana ona była gradacji, a i ruchy późniejsze odkształciły formę pierwotną.

Dorywcze spostrzeżenia M a c h a t s c h k a i D a n z e r a [17] notują w tym obszarze ślady nie jednego lecz paru (co najmniej dwóch) wysokich poziomów denudacyj-

nych, wskazujących na daleko posunięte stadia krajobrazowego rozwoju. Wobec ich stosunku do niższych powierzchni zrównania czas ich powstania odnieść zależy od miocenu. Tu więc jedynie zachowały się fragmenty przed-górnortontowskiej rzeźby. Cała reszta obszaru Beskidów Zachodnich zawdzięcza ukształtowanie późniejszej ewolucji, mianowicie subaerycznym procesom gradacyjnym, które w trzech niedokończonych cyklach (i szeregu epicyklów) przerwanych fazami orogenu rozegrały się w sarmacie i — przede wszystkim — pliocenie.

Przedstawiony obraz chronologii i genezy rzeźby Zachodnich Karpat fliszowych opiera się na kryteriach zyskanych przez polskich badaczy na terytorium polskim. Pozostaje on w sprzeczności z poglądami głoszonymi o tej rzeźbie przez naukę czeskosłowacką, która w zach. karpackich formach zrównania widzi skutki abrazyj morskiej bądź miocenijskiej, bądź pontyjskiej. Poglądy te wywodzą się w prostej linii od studiów Hassingera nad otoczeniem Kotliny Wiedeńskiej i Bramą Morawską [9], gdzie badacz ten wyróżnił 12 progów i poziomów abrazyjnych w wys. 260 do 544 m n. p. m. przypisując im wiek pontyjski. Warto zaznaczyć, że zaliczył do nich również powierzchnię zrównania o wysokości 300 do 360 m n. p. m. występującą na pn. Morawach i przez „pogórze Cieszyńskie“ łączącą się bezpośrednio z leżącym w tejże wysokości poziomem pogórskim Beskidów Zachodnich. Śladem Hassingera poszli inni badacze: Dedina, Pokorný, Hromádka, Říkovský, Novák, Krejčí, Vitasek i i. [7, 10, 19, 21, 34, 32, 33], którzy opisują na terenie Moraw i Słowaczyny coraz nowe formy abrazyjne, starając się je paralelizować z schematem Hassingera i określić ich wiek geologiczny. Różnią się zresztą między sobą w poglądach, odnosząc te formy bądź do I lub II piętra śródziennomorskiego, bądź do tortonu lub pontu, i przypisując ich wytworzenie bądź transgresji, bądź regresji mórz, — co dostatecznie świadczy o hipotetyczności tych oznaczeń. Obecnie zdaje się tam przeważać opinia na korzyść transgresji II piętra śródziennomorskiego. Ale kryteriów stratygraficznych bezspornych brak, — stosunek młodych osadów o typie przybrzeżnym (piaski i żwiry neogenu) do poszczególnych poziomów nie jest wyraźny, sama geneza morska form niepewna. Poza tym zestawianie tych, fragmentarycznych nieraz poziomów w system teras i platform abrazyjnych miocenijskich, występujących w tej samej wysokości bezwzględnej i tym samym następstwie na znacznej przestrzeni, wymaga przyjęcia zastoju tektonicznego trwającego od miocenu, co — jak widzieliśmy — nie odpowiada rzeczywistości. Tak więc kwestia i wieku i genezy tych form pozostaje otwarta.

Sądzę, że rozwiązać ją, — przynajmniej w głównych zarysach, — można przez nawiązanie do sąsiednich terytoriów leżących w Polsce i do zyskanych tam kryteriów. Wszak po

obu stronach granicy politycznej rozciąga się ten sam beskidowy krajobraz. Załamania i spłaszczenia stoków i grzbietów górskich opisywane przez morfologów czeskich i słowackich, i traktowane przez nich jako formy abrazyj morskiej, występują tak samo w Karpatach polskich. Już R o m e r podkreślał „schodkową“ rzeźbę Karpat fliszowych, jako charakterystyczną ich cechę. Są to częściowo progi denudacyjne, wywołane różną odpornością petrograficznego podłoża, — przeważnie jednak ślady starych poziomów erozyjnych. Nauka polska nie zajmowała się dotychczas wszystkimi tymi formami, zwracając uwagę na te z nich tylko, które obejmując większe powierzchnie wyraźniej zaznaczają się w krajobrazie. Należą do nich właśnie wspomniane wyżej poziomy zrównania: pogórski i śródgórski, których i wiek potortonński jest udowodniony (ścinają sfałdowany torton), — i geneza subaeryczna pewna (stare żwiry rzeczne na powierzchni, przy braku osadów morskich). Poziomy te dają się śledzić w nieprzerwanym przebiegu dalej na zachodzie poza granicą Polski, łącząc się bezpośrednio z występującymi w tej samej wysokości powierzchniami gradacyjnymi pogórza N. Jiczyńskiego, Hulczyńskiego i karpackiego dorzecza Beczwy, — którym wobec tego przypisać należy ten sam wiek i ten sam sposób powstania. Posługując się nimi jako s. g. formami przewodnimi, możemy określić rzeźbę Zachodnich Karpat fliszowych również na obszarze Moraw i Słowaczyny jako w głównych rysach po-tortonską. Nie wyklucza to zresztą istnienia na obwodzie Kotliny Wiedeńskiej i Pannońskiej śladów plioceńskiej abrazyj w poziomach niższych, — oraz zachowania się na wyższych poziomach górskich zdeformowanych resztek form miocenkich (ale nie abrazyjnych).

W świetle tych uwag zbędnych wydaje się podkreślanie, że powtarzające się [9, 18, 33] próby rozwiązywania morfogenezy Beskidów Zachodnich (wzgl. ich pn. pogórza) drogą doszukiwania się na ich obszarze abrazyjnych teras i progów trzeciorzędowych, rzekomo stwierdzonych na terenach sąsiednich, nie mają rzeczowych podstaw.

Z u s a m m e n f a s s u n g.

Als S a w i c k i im J. 1908 seine klassische Arbeit über die Westkarpaten [25] verfasste, schrieb er der westbeskidischen Landschaft ein intermediterranes Alter zu. Später wurden Beobachtungen gemacht, die — wenigstens was das nördliche Hügelland anbelangt — auf jüngere, posttortonische Entstehungszeit des Formenschatzes deuten [8, 20, 27]. Dessen ungeachtet hat Ś w i d e r s k i im J. 1934 die Altersfrage der Westkarpaten wiederum im Sinne Sawicki's zu entscheiden versucht [31], freilich ohne dessen Ansichten

über die Entstehungsart der Oberflächenformen zu teilen. Er sieht in den Westbeskiden eine im Miozän entstandene Landschaft, die zwar von späteren Krustenbewegungen betroffen, aber weder von diesen, noch von postmiozänen Denudations- und Erosionsprozessen ernstlich verändert wurde, so dass sie ein vor-obertortonisches Relief besitzt. Andererseits hat es nicht an Versuchen gefehlt, im Aussengürtel der Westkarpaten miozäne Abrasionsformen zu sehen [9, 18, 33]. Es herrschen also bezüglich des Alters und der Morphogenese der Westkarpaten — und speziell der Westbeskiden — einander widersprechende Ansichten. In dieser Sachlage ist es angezeigt, diesen Fragen einige Bemerkungen zu widmen.

Die Westbeskiden besaßen zur Zeit der obertortonischen Transgression ohne Zweifel ein bereits differenziertes Relief, als Folge sowohl früherer Krustenbewegungen, sowie miozäner Erosion [30]. Es spricht dafür die hypsometrische Amplitude der Auflagerung tortonischer Schichten auf dem Flysch, die sich nicht restlos durch spätere tektonische Dislokationen erklären lässt. Seit dieser Zeit unterlag aber die Oberflächengestaltung dieses Gebietes bedeutenden Veränderungen. Vor allem müssen tektonische Prozesse in Erwägung genommen werden, die sowohl während des jüngeren Torton wie später — besonders im Pliozän — stattgefunden haben. Auf tortonische Krustenbewegungen deutet der lithologische Typus gleichzeitiger Sedimente im nördlichen Vorlande [5]. Dem Buglovien (Ur-Sarmat) entsprach in den Westkarpaten eine Orogen- und Erosionsphase, was aus dem sandig-konglomeratischen Charakter der ur-sarmatischen Ablagerungen sowohl in den Karpaten [26] wie in ihrem Vorlande zu erkennen ist. Auf post-tortonische Krustenbewegungen weisen die Faltungen jungtortonischer Schichten in den Westkarpaten (Nowy Sącz, Iwkowa, Rzegocina, Paleśnica, Grudna D. etc), die nicht auf das Randgebiet beschränkt sind, sondern auch in den innerkarpatischen Becken (Orawa, Turiec) vorkommen. Noch eine spätere Orogen-Phase lässt die hypsometrische Lage der sarmatischen Ablagerungen im Vorlande erkennen und die Regression des sarmatischen Meeres, die nicht als rein eustatische Erscheinung zu erklären ist. Die Krustenbewegungen wurden von Erosionsprozessen begleitet. Diese haben tortonische Sedimente aus den Westbeskiden bis auf spärliche Reste beseitigt, aber gleich von Anfang an wurde von ihnen auch der Flysch betroffen, da karpatisches Flyschmaterial reichlich in den Buglovien-Ablagerungen der subkarpatischen Niederung und im Sarmat der Mittelpolnischen Platte vorkommt. Vor allem aber waren diese Prozesse im Pliozän tätig.

Die Vorgänge, die sich während des Pliozäns in den Westbeskiden abspielten, sind wenig bekannt. Es fehlen in diesem Gebiete paläontologisch festgestellte pliozäne Sedimente. Nach dem Rückzuge des sarmatischen Meeres

herrscht hier Land, das ausser den Karpaten das subkarpatische Synklinorium und den metakarpatischen Wall umfasste. Erst weiter im N, in Mittelpolen erstreckte sich das Meer, in dem sich pliozäne (pontische) Posener-Tone abgelagert haben. Auf Prozesse, die im Pliozän in den Karpaten stattgefunden haben, können wir nur auf mittelbarem Wege schliessen, indem wir uns der Methode der sog. geologischen Korrelation bedienen (N o w a k). Es muss nämlich jeder Akkumulationsphase in einem Gebiete eine Erosionsphase in einem anderen, aus welchem das Akkumulationsmaterial stammt, entsprechen.

In Mittelpolen, in der Gegend von Warschau, hat L e w i ń s k i unter der Moräne und auf den Posener Tonen mächtige Flussablagerungen gefunden, die er als „Präglazial“ beschrieb [15, 16]. Sie enthalten karpatische Gerölle bis zu 1.5 cm Durchmesser und sprechen für eine ausserordentliche Transportkraft der karpatischen Flüsse (Urweichsel!), welche sie hierher gebracht haben. Denn sowohl früher — zur Zeit der Ablagerung der Posener Tone — wurde aus den Karpaten in diese Entfernung nur Schwebematerial von den Flüssen verfrachtet, wie auch heute wird das Flyschmaterial, welches die Weichsel führt, unterwegs abgelagert oder gänzlich zerrieben, so dass wir es in gegenwärtigen Weichselablagerungen bei Warschau nicht finden.

Man hat diese episodisch erscheinende Ausnahmstärke der damaligen karpatischen Gewässer durch klimatische Ursachen zu erklären versucht. Grössere Wasserführung genügt aber nicht um den Flüssen die hier nötige Transportkraft zu verleihen (vgl. die katastrophale Weichselüberschwemmung im J. 1934!). Das Gefälle muss grösser gewesen sein. Der Phase der Ablagerungen karpatischer Schotter in Mittelpolen entsprach ohne Zweifel eine Hebung der Karpaten, die durch Einwirkung auf das Gefälle der nach N fließenden Gewässer deren Erosions- und Transporttätigkeit vergrösserte. Das „Präglazial“ von Warschau besteht aus zwei vollen Sedimentationsserien (Schotter, Sand, Ton), woraus zu schliessen ist, dass die Hebung im S in zwei Etappen erfolgte, und dass den zwei Sedimentationsphasen im N zwei Erosionsphasen in den Karpaten entsprachen.

Mit den die Posener Tone überlagernden Flussablagerungen lassen sich stratigraphisch und genetisch die von S a m s o n o w i c z [22, 23] beschriebenen karpatischen Flussschotter parallelisieren, die im Osten des Mittelpolnischen Gebirges unter der Moräne der ältesten Vergletscherung vorkommen. Sie liegen hoch über dem Weichseldurchbruchstale, das diese Vergletscherung schon vorgefunden hat. Sie beweisen nach S a m s o n o w i c z, dass zur Zeit ihrer Ablagerung der östl. Teil des Mittelpolnischen Gebirges mit dem karpatischen Hügellande eine einheitliche, gegen N geneigte Ebene bildete. Die Existenz einer solchen, die sub-

karpatische Niederung überspannenden Ebene hat schon früher S m o l e ŋ s k i angenommen. Aus der Transportkraft der auf dieser Oberfläche fliessenden Gewässer (die Flyschgerölle haben bis zu 6 cm Durchm.) kann man schliessen, dass die Neigung dieser schiefen Ebene bedeutend war. Die Schotter liegen örtlich auf disloziertem Sarmat, — und da in der Zeit zwischen ihrer Ablagerung und der nördlichen Vereisung noch das Einschneiden der Täler stattgefunden hat (der Weichseldurchbruch!) — so lässt sich ihr Alter als jedenfalls pliozän bestimmen. Dasselbe Alter darf also den analogen „präglazialen“ Gebilden im N zugeschrieben werden, die auf pontischen Tonen liegen.

Es gibt auch andere ausserkarpatische Sedimente, welche genetisch mit der pliozänen Evolution der nördlichen Westkarpaten verbunden sind. Es gehören hierher manche Schotter mit Flyschmaterial, die als Unterlage des Quartärs im Bereiche der Subkarpatischen Niederung (z. B. im N von Rzeszów) und im Nida-Becken vorkommen und bald für tertiär, bald für diluvial gelten [3, 4, 5]; auch die aus Schlesien (z. B. in der Gegend von Rybnik) und dem S-Teile der Mittelpolnischen Platte bekannten Flyschschotter, denen wegen der Beimischung von erratischem Material in den oberen Schichten ein glaziales Alter zugeschrieben wurde (K u Ź n i a r—S m o l e ŋ s k i). Von altdiluvialen Sedimenten, die von den karpatischen Flüssen vor der Stirn des transgredierenden Inlandeises abgelagert wurden, unterscheiden sie sich in der gleichen Entfernung von den Karpaten durch höhere Lage und grössere Dimension der Flyschgerölle. Sie gehören dem Oberpliozän an und beweisen, dass zu derselben Zeit die Westbeskiden, aus welchen ihr Material stammt, Schauplatz einer Hebung und intensiver Erosion waren.

Die Existenz jungpliozäner Krustenbewegungen in den polnischen Flyschkarpaten wird auch von Ś w i d e r s k i angenommen [30], der sie zeitlich mit der Hebung des metakarpatischen Walles und der Entstehung des mittelpolnischen, antezedenten Weichseldurchbruches verbindet. Es waren aber keine gleichzeitigen Vorgänge. Die erwähnte Phase verstärkter Erosions- und Transporttätigkeit der karpatischen Flüsse zur Zeit, als die Weichsel noch nicht eingeschnitten war, beweist, dass die Hebung im Karpatengebiete, die das starke Gefälle dieser Flüsse verursachte, vor der Aufwölbung des metakarpatischen Walles stattgefunden hatte. Diese Aufwölbung, die im Bereiche des Walles die Erosion belebte, hat diese gleichzeitig im Oberlaufe der Flüsse, d. i. in den Karpaten, durch Hebung der lokalen Erosionsbasis und Verminderung des Gefälles geschwächt. Die Bewegung hat also zuerst die Karpaten und erst später den metakarpatischen Wall betroffen. Beide Prozesse fanden im Jungpliozän statt.

Den besprochenen Krustenbewegungen in den Westkarpaten spricht *Ś w i d e r s k i* den Charakter von grossradialen Faltungen zu, und er parallelisiert sie mit pliozänen Krustenbewegungen in den rumänischen Ostkarpaten. Auch *K l i m a s z e w s k i* [11] hält sie für gleichzeitig mit den jungpliozänen (dazisch-levantinischen) Bewegungen im Bereiche der rumänischen Ostkarpaten und österreichischen Ostalpen. Sind es nur Grossfaltungen gewesen, so gehören die Störungen des Torton in den Westbeskiden einer anderen, früheren Orogen-Phase (Ur-Sarmat) an.

Es fanden also nach dem Torton in den Westbeskiden drei Phasen orogenetischer Bewegungen statt, die mit der Hebung des Gebietes verbunden waren:

1. Im Ur-Sarmat (Buglovien); Folgeerscheinungen: Faltung tortonischer Schichten in den Karpaten, lithologischer Typus ur-sarmatischer Ablagerungen im N-Vorlande;

2. im Alt-Plioän; Folgeerscheinungen: Regression des sarmatischen Meeres, Störung sarmatischer Schichten im Vorlande;

3. im Jungplioän; Folgeerscheinungen: Ablagerung von klastischem Flyschmaterial auf gestörtem Sarmat im Bereiche des metakarpatischen Walles und auf pontischen Posener Tonen in Mittelpolen. Später — aber auch im Jungplioän — hebt sich der metakarpatische Wall.

Von orogenen Bewegungen, die mit Hebung verbunden waren, sind Erosionsprozesse erweckt und verstärkt worden, die zu weitgehender Umformung der vor-obertortonischen Oberfläche führten. *Ś w i d e r s k i* hat festgestellt [31], dass die Gipffelur der Westbeskiden den tektonischen Bau und die regionalen geologischen Verhältnisse des Gebietes widerspiegelt. Das genügt aber nicht, um dieser Gipffelur den Charakter einer primären Strukturoberfläche zuzuschreiben. Es entspricht nur der Tatsache, dass auch die späteren grossradialen Krustenbewegungen, welche dieses Gebiet betroffen haben, nach dem Stil des alten Bauplanes räumlich differenziert waren. Die Gipffelur der Westbeskiden ist eine Destruktionsform, wofür u. a. das Vorkommen von Relief-Inversion in ihrem Niveau spricht (vergl. z. B. die Profile von *K s i a ż k i e w i c z* [14]). Diese Destruktionsoberfläche ist keineswegs einheitlich, weder im Berg-, noch im Hügellande. Sie besteht aus mehreren Denudationsflächen von verschiedener Höhenlage, Alter und Erhaltungszustand. Im Bereiche des nördlichen Hügellandes, wo *S a w i c k i* als erster eine gehobene und zerschnittene Einebnungsfläche erkannte, deren postortonisches Alter aber erst später bewiesen wurde (*S m o l e ŋ s k i*, *F l e s z a r*, *P a w ł o w s k i*, [27, 8, 20]), hat *K l i m a s z e w s k i* [11] zwei Niveaus festgestellt: das „subbeskidische“ (130—150 m rel. H.) und das „innerbeskidische“ (230—260 m rel. H.). Es sind keine Fastebenen s. s. doch entsprechen beide vorgeschrit-

nen Stadien des erosiven Zyklus. Dafür spricht ihre Form und ihr Verhältnis zur geol. Unterlage. Auch in ihrem Bereiche finden wir Beispiele von Relief-Inversion (vergl. z. B. die geol. Karte v. B u r t a n ó w n a [2]). Man kann sie nicht für eine strukturelle Oberfläche der randlichen Flyschüberschiebungen halten, denn sie schneiden verschiedene tektonische Elemente und überschreiten an manchen Stellen die Grenze der Magóra-Überschiebung (vergl. die geol. Aufnahmen von S o k ó ł o w s k i [29]). Sie sind prädiluvial, denn das Inlandeis hat sie schon von Tälern zerschnitten vorgefunden, — aber post-tortonisch, denn sie schneiden gefaltetes Torton [27, 8, 11]. Nirgends sind auf ihrer Oberfläche Meeresablagerungen zu finden, die für ihre abrasive Entstehung sprechen könnten. Alte, z. T. verarmte Flusschotter [25, 28, 12] beweisen, dass fließende Gewässer der Hauptfaktor der Einebnung waren. Wir haben es also im westbeskidischen Randgebiete mit dem Ergebnis zweier normalen subaerischen Zyklen zu tun, die von einer Orogen-Phase voneinander getrennt, von einer zweiten beendet wurde. Diese hat eine Verjüngung des subbeskidischen Zyklus, das Einschneiden heutiger Täler zur Folge gehabt. Auf die oben besprochene Chronologie der jüngeren Krustenbewegungen in den Westbeskiden sich stützend, können wir — ähnlich wie K l i m a s z e w s k i [11] — der innerbeskidischen Einebnung ein sarmatisches, der subbeskidischen ein pliozänes (wahrscheinlich pontisches) Alter zuschreiben. Die Täler mit den auf ihren Abhängen erscheinenden Erosionsterrassen sind im Jung-Plio-zän entstanden, denn zur Zeit der maximalen Vereisung (Cracovien S z a f e r's) waren sie schon fast bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten. Während der Eiszeit wurden sie teilweise zugeschüttet und später wieder ausgeräumt. Reste diluvialer Aufschüttung, welche sich gelegentlich auf den pliozänen Erosionsterrassen erhalten haben [12], haben mit der Entstehung dieser Formen nichts zu tun.

Was das eigentliche Bergland anbelangt, das sich über das innerbeskidische Niveau erhebt, so hat sich niemand ausser S a w i c k i mit seinem Formenschatz eingehend beschäftigt. Die Idee einer einheitlichen, dort in Resten erhaltenen Einebnungsfläche ablehnend, können wir aber die Gipfelflur dieses Gebietes auch nicht als primäre strukturelle Oberfläche der Magóra-Überschiebungsdecke betrachten. Seit der Zeit ihrer Aufschiebung unterlag sie langen Gradationsprozessen, auch spätere Krustenbewegungen haben ihre ursprüngliche Form verändert. Gelegentliche Beobachtungen M a c h a t s c h e k's und D a n z e r's [17] konstatieren hier Spuren einiger Denudationsniveaus, die auf vorgeschrittene Stadien landschaftlicher Evolution deuten. Ihr Verhältnis zu den niedriger verlaufenden bekannten Ein-

ebnungsflächen lässt ihre Entstehung ins Miozän verlegen. Hier hätten wir also das einzige Gebiet, wo in den Westbeskiden Fragmente prä-tortonischer Oberflächenformen sich erhalten haben. Der ganze Rest des westbeskidischen Gebietes verdankt sein Relief späterer Evolution: posttortonischen, subaerischen Gradationsprozessen, die in drei nicht kompletten Zyklen (und mehreren Epizyklen), getrennt und erneut von Orogen-Phasen, sich im Sarmat und vor allem im Pliozän abgespielt haben.

Dieses Bild der Chronologie und der Entstehungsart der Westbeskiden-Landschaft stützt sich hauptsächlich auf das im N, auf polnischem Territorium gesammelte Tatsachenmaterial. In krassem Widerspruche zu diesem Bilde stehen die Ansichten tschecho-slovakischer Forscher, welche die westkarpatischen Einebnungsformen für Spuren miozäner, bzw. pontischer Meeresabrasion betrachten. Sie folgen dem Beispiel *Hassingers*, der in seinen Studien über das Wiener Becken und die Mährische Pforte [9] zwölf Abrasionsstufen von 260 bis 540 m abs. H. unterschied und ihnen ein pontisches Alter zugeschrieben hat. Nach ihm haben: *Dědina*, *Pokorný*, *Hromádka*, *Říkovský*, *Zaplátal*, *Krejčí*, *Vitasek*, u. a. [7, 10, 21, 34, 19, 32, 33] mehrere Abrasions-Niveaus in verschiedenen Teilen von Mähren und der Slowakei beschrieben und versucht, sie mit dem Schema *Hassingers* zu parallelisieren und ihr Alter zu bestimmen. Dabei gehen aber die Ansichten stark auseinander. Die Abrasionsterrassen werden bald in die I oder II Mediterranstufe des Miozän, bald ins Pliozän verlegt, — die Abrasionstätigkeit bald einem transgredierendem, bald einem regredierendem Meere zugeschrieben. Es fehlen nämlich in der Regel einwandfreie stratigraphische Alters-Kriterien, — das Verhältnis der jungen Meeresablagerungen zu den beobachteten Formen ist undeutlich, so dass sogar die abrasive Entstehung derselben nicht sicher ist. Grundsätzlich ist das Erhalten von alten Strandterrassen in ungestörter Höhenlage und ungestörtem Verlauf in einem Gebiet, das von späteren Krustenbewegungen betroffen wurde, unwahrscheinlich (*Andrussov* [1]). So bleibt die Frage des Alters und der Genese dieser Formen offen.

Ich glaube, dass man sie lösen könnte durch Anknüpfen an das im N benachbarte polnische Gebiet und Anwendung der dort gefundenen geologischen und morphogenetischen Kriterien. Beiderseits der politischen Grenze erstreckt sich ja dieselbe Landschaft. Stufenartig übereinander liegende Einebnungen auf Berggehängen und Bergrücken, die von tschechischen und slovakischen Morphologen für Abrasionsformen gehalten werden, erscheinen in derselben Form im N und im O, in den polnischen Westbeskiden.

Schon längst hat *Romer* die „Treppenstruktur“ der

Flyschkarpaten als ihr charakteristisches Merkmal betrachtet. Zum Teil sind es petrographisch bedingte Denudationsstufen — grösstenteils aber Reste alter Erosions-Niveaus. Man hat sich bisher in Polen kaum mit allen diesen Formen beschäftigt, da man nur jenen Aufmerksamkeit widmete, welche grössere Flächen umfassend, wichtige Bestandteile der Landschaft bilden. Zu diesen gehören die erwähnten Einebnungs-Niveaus: das subbeskidische und das höhere innerbeskidische, deren posttortonisches Alter nachgewiesen (sie schneiden tortonische Schichten) und subaerische Entstehung sicher ist (alte Flusschotter auf der Oberfläche, Mangel an Meeressedimenten). Diese Niveaus lassen sich in ununterbrochenem Verlauf weiter nach W und SW jenseits der Grenze verfolgen, unmittelbar anschliessend an in derselben Höhe verlaufende Einebnungsflächen des N. Jičiner und Hulčiner Hügellandes und der Karpaten des Bečva-Gebietes, denen also dasselbe Alter und dieselbe Entstehung zugeschrieben werden muss. Wir sind berechtigt, uns auf die Existenz und die Verbreitung dieser sui generis „Leitformen“ stützend, das Relief der westlichen Flyschkarpaten auch im Gebiete von Mähren und der Slowakei als in den Hauptzügen posttortonisch und von subaerischer Erosion geschaffen zu betrachten. Das schliesst natürlich weder eine Existenz pliozäner Abrasionsformen in niedrigerer Höhenlage an den Rändern des Wiener und des Pannonischen Beckens aus, noch das Erhalten von deformierten Fragmenten miozäner (aber nicht abrasiver) Formen in grösseren Höhen im Berglande.

L I T E R A T U R A.

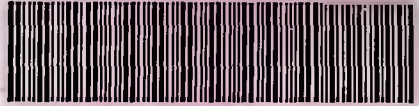
1. D. A n d r u s s o v: Poznámky o mladých pochybach kúry zemské w Záp. Karpatech. Sb. II. Čsl. Geogr. 1935. Bratislava.
2. J. B u r t a n ó w n a: Geologia okolicy Myślenic na zach. od Raby. Roczn. P. Tow. Geol. IX. Kraków 1935.
3. J. C z a r n o c k i i K. K o w a l e w s k i: Stratygrafia i wiek ilów krakowieckich okolic Buska i Solca. Pos. Nauk. P. I. G. Nr 27. 1930.
4. J. C z a r n o c k i: Sprawozdanie z badań wykon. na obszarze trzeciorzędu między Wisłą, Wisłoką i Sanem. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 29. 1931.
5. J. C z a r n o c k i: Badania geologiczne w okolicy Proszowic. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 32. 1932.
6. J. C z a r n o c k i: Przewodnie rysy stratygrafii i paleogeografii miocenu w pd. Polsce. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 36. 1933.
7. V. D ě d i n a: Karpatske Pobečvi. Sb. čs. spol. zeměp. XXIX. Praha 1923.
8. A. F l e s z a r: Próba morfogenezy Karpat położonych na pn. od Krośna. Kosmos XXXIX. Lwów 1914.
9. H. H a s s i n g e r: Die mährische Pforte etc. Abhdlg. geogr. Ges. Wien. XI. 2. 1914.
10. J. H r o m á d k a: Morfol. vývoj Slovenska. Čs. vlastivěda I. Praha 1929.
11. M. K l i m a s z e w s k i: Z morfogenezy Polskich Karpat Zach. Wiad. Geogr. XII. 5—6. Kraków 1934.

12. M. K l i m a s z e w s k i: Morfologia i dyluwium doliny Dunajca. Wiad. St. Geogr. Nr. 2. 1937. Prace Inst. Geogr. U. J. Nr. 18.
13. K. K o w a l e w s k i: Sprawozdanie z badań geolog. we wschodn. części arkusza Staszów. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 53. 1932.
14. M. K s i ą ż k i e w i c z: Budowa brzeżnych mas magórkich między Sułkowicami a Suchą. Roczn. P. Tow. Geol. XI. Kraków 1935.
15. J. L e w i ń s k i: Preglacjał i t. zw. preglacjałna dolina Wisły pod Warszawą. Przegl. Geogr. IX. Warszawa 1925.
16. J. L e w i ń s k i: Die Grenzschiechten zwischen Tertiär und Quartär in Mittelpolen. Zeitschr. f. Geschiebeforsch. V. Berlin 1929.
17. F. M a c h a t s c h e k—M. D a n z e r: Geol. und morphol. Beobachtungen in den Westkarpaten. Arb. geogr. Inst. d. Universität Prag. N. F. 5. 1924.
18. F. M a c h a t s c h e k: Landeskunde der Sudeten- und Westkarpatenländer. Stuttgart 1927.
19. V. J. N o v á k: Morfol. vývoj neogen. sníženin na Moravě. Věstník k. č. spol. nauk. II. Praha 1934.
20. S. P a w ł o w s k i: Z morfologii Pienińskiego pasma skałek. Kosmos XL. Lwów 1915.
21. F. Ř i k o v s k ý: Přísp. k abrasnim plochám záp. části Dražanské vysočiny. Sb. čs. spol. zeměp. XXXVI. Praha 1930.
22. J. S a m s o n o w i c z: Ogólna mapa geol. Polski: zeszyt I. objaśn. arkusza Opatów. P. I. G. Warszawa 1934.
23. J. S a m s o n o w i c z: Wyniki badań geol. uzyskane podczas zdjęć na ark. Opatów. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 53. 1932.
24. Ludwik S a w i c k i: Geomorfologia pradoliny Wisły okolic Warszawy. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 39. 1934.
25. Ludomir S a w i c k i: Z fizjografii Zachodnich Karpat. Arch. Nauk. Lwów 1909.
26. K. S k o c z y ł a s ó w n a: Przyczynek do znajomości miocenu Kotliny Sądeckiej. Roczn. P. Tow. Geol. VI. 1929. Kraków 1930.
27. J. S m o l e ń s k i: Z morfogenezy Beskidu Niskiego. Ks. Pam. XI. Zj. lekarzy i przyr. pol. Kraków 1911.
28. J. S m o l e ń s k i: O zubożonych żwirach tatr. etc. Spr. P. Inst. Geol. I. Warszawa 1920.
29. S. S o k o ł o w s k i: Geologia doliny Dunajca między Tropiem a Kurowem. Kosmos LX. Lwów 1935.
30. B. Ś w i d e r s k i: O młodych ruchach tektonicznych, erozji i denudacji Karpat. Rocznik P. Tow. Geol. VIII. 2. Kraków 1932.
31. B. Ś w i d e r s k i: Aperçu sur la morphologie des Karpates du Flysch. Przegl. Geogr. XIV. 1934.
32. F. V i t á s e k: Les plates-formes d'abrasion en Moravie. C. R. III. Congr. Géogr. et Ethnogr. Sl. Beograd 1930.
33. F. V i t á s e k: Plates-formes d'abrasion et terrasses fluviales en Moravie. C. R. Congr. Internat. Géogr. Paris 1931.
34. K. Z a p l e t a l: K morfogenezi Moravy. Čas. mor. zem. musea XXII, XXIII. Brno 1924, 1925.

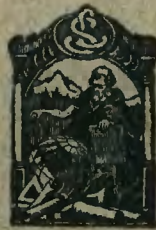


Biblioteka Śląska w Katowicach

Id: 0030000707899



II 44431



DRUKARNIA „ORBIS” KRAKÓW