

EDWARD PASSENDORFER

ROZWÓJ PALEOGEOGRAFICZNY TATR

(3 fig.)

Évolution paléogéographique des Tatras

(3 fig.)

Streszczenie: W Tatrach wyróżniamy dwie serie osadowe. Jedna, związana z trzonem krystalicznym i przefaladowana w dwa fałdy leżące nosi nazwę serii wierchowej, druga, nasunięta na nią — serii regłowej. W serii wierchowej najstarszym utworem jest perm rozwinięty w postaci werrukana. Trias zaczyna się piaskowcami zlepieńcowatymi, przechodząc stopniowo w fację węglanową anizyku i lądynu. Karnik i noryk rozwinięte są w facji klastycznej, miejscami dolomitowej, w retyku zaznaczają się wynurzenia i lokalne zalewy morskie. W liasie istnieją duże luki, w doggerze i malmie zaznacza się wyrównanie facji. W kredzie dolnej rozwija się facja urgonu. W albie środkowym przychodzi zalew morski, pogłębiający się w albie górnym i cenomanie.

W serii regłowej przebieg wydarzeń jest podobny, z tą różnicą, że w jurze środkowej i częściowo górnej zaznacza się wybitne pogłębienie, wyrażające się powstaniem radiolarytów.

Sfałdowanie Tatr nastąpiło w fazie subhercyńskiej, po czym przyszedł zalew w środkowym eocenie. Flisz podhalański górnego eocenu i dolnego oligocenu kończy cykl sedymentacyjny.

WSTĘP

Nasze poglądy na paleogeografię Tatr uległy ostatnio dość poważnej ewolucji. Intensywne badania stratygraficzne, petrograficzne i sedymentologiczne zmieniły nasze wyobrażenia o środowisku tworzenia się niektórych osadów, a także ich wieku, a ponadto pozwoliły na dokładniejsze sprecyzowanie poszczególnych faz ruchów górotwórczych, które do tej pory były ustalone tylko w ogólnych zarysach. Największe zmiany zaznaczyły się w obrębie triasu, ale zmieniły się również nasze poglądy odnośnie do stratygrafii i paleogeografii jury na obszarze pewnych regionów. Korekcje uległ również obraz trzeciorzędu. Badania w Tatrach są w toku i mogą przynieść jeszcze pewne nowe szczegóły, ale zasadniczo chyba obrazu nie zmieniają.

Historię Tatr śledzić możemy dobrze od momentu powstania skał osadowych, które dochowały się w niezmienionej postaci, tj. od permu. Co działo się przed tym okresem, jest na obszarze Tatr mało czytelne. Tworzyć się tu musiały jakieś skały osadowe i magmowe, ale ich wzajemny stosunek i wiek nie da się odcyfrować wskutek późniejszych zmian, jakim te skały uległy. Istnieć tu muszą również ślady orogenezy kaledońskiej i starszych ruchów, jednak nic o nich powiedzieć nie umiemy. Dawno wypowiedzany pogląd, że granit tatrzański wiązać należy z orogenezą waryscyjską (R a b o w s k i 1936, K r e u t z 1930), został ostatnio potwierdzony przez badaczy słowackich. K a n t o r (1959) metodą argonową ustalił wiek granitu tatrzańskiego na około 250 mil. lat, a więc karboński. Przypuszczenie więc K r e u t z a, że spotykane w trzonie krystalicznym soczewki łupków grafitowych są zmienionymi utworami karbońskimi, zyskuje silne poparcie.

Jak wiadomo, na obszarze Tatr wyróżniamy dwie jednostki tektoniczno-facjalne. Jedna z nich zwana wierchową związana jest z trzonem krystalicznym Tatr. Utwory te występują dziś w Tatrach w trzech jednostkach niższego rzędu. Bezpośrednio na krystaliniku spoczywa seria zwana serią Kominów Tylkowych będąca synonimem serii Tomanowskiej D. A n d r u s o w a lub autochtonu R a b o w s k i e g o. Ta ostatnia nazwa ze względu na to, że zapewne trzon krystaliczny nie jest na miejscu, została zastąpiona wyżej wymienioną nazwą. Nazwa serii Kominów Tylkowych została zaproponowana zamiast serii Tomanowskiej ze względu na to, że w Kominach Tylkowych występuje najpełniejszy profil tej serii. Na serii Kominów Tylkowych leży oddzielony kredą fałd Czerwonych Wierchów, a na nim również kredą oddzielony fałd Giewontu. Seria wierchowa odznacza się znacznymi przerwami w osadach oraz na ogół płytkowodnym ich charakterem. Kreda dolna rozwinięta jest w postaci urgonu, na którym leży transgresywny alb. Na serii wierchowej leżą osady serii reglowej w postaci dwóch odrębnych płaszczowin, dolnej odpowiadającej płaszczowinie kriżniańskiej geologów słowackich, i górnej będącej odpowiednikiem płaszczowiny choczańskiej. Płaszczowina reglowa dolna, w porównaniu z serią wierchową, odznacza się znacznie pełniejszym rozwojem stratygraficznym i na ogół bardziej głębokowodnym charakterem swych osadów. Leżąca na płaszczowinie reglowej dolnej, oddzielona kredą płaszczowina choczańska, rozwinięta bardzo niekompletnie posiada wyraźnie zaznaczone oddzwieki bardziej południowe (obecność amonitów w triasie).

Ostatnio z zupełnie odmienną koncepcją dotyczącą się tak charakteru serii wierchowych, jak i reglowych i ich wzajemnego stosunku wystąpił M. M a h e l (1958). Stwierdza on, że nie ma właściwie jednej serii wierchowej w obrębie całych Karpat Centralnych, ale że każdy z trzonów krystalicznych ma swoją sobie właściwą serię wierchową. Jest to niewątpliwie stwierdzenie słuszne, jak to mieliśmy zresztą możliwość spostrzec w czasie naszej wędrowki po Słowacji w gronie kolegów słowackich. Mówiąc więc o serii wierchowej mamy na myśli jej rozwój w Tatrach, mówimy więc o serii wierchowej tatrzańskiej.

W dalszym ciągu swych wywodów dochodzi M. M a h e l do wydzielienia w obrębie Karpat Centralnych nowej jednostki tektoniczno-facjalnej, a mianowicie jednostki zachodniokarpackiej, do której włącza pewne elementy zaliczane powszechnie do serii wierchowej, jak i płaszczowiny kriżniańskiej. Nowa jednostka stanowiłaby ogniwo pośrednie pomiędzy

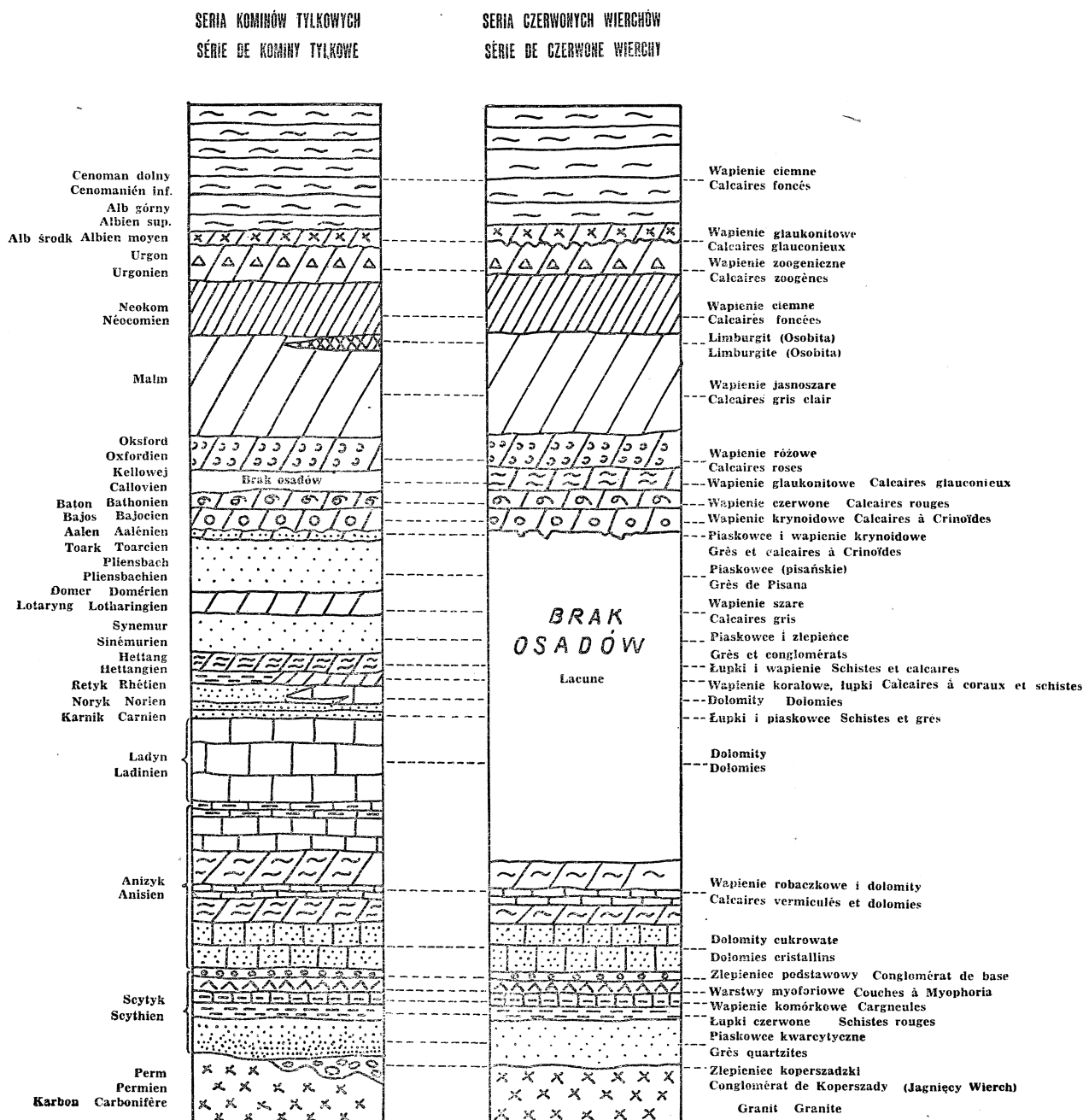
serią wierchową w dawnym ujęciu a płaszczowiną kriżniańską. Typem nowej jednostki jest przede wszystkim rozwój osadów w Małych Karpatach i Stratenskiej Hornatinie. Seria ta w Małych Karpatach odznacza się bogatym rozwojem liasu, w którym istotną rolę odgrywają wapienie krynoidowe, oraz radiolariowym rozwojem doggeru i częściowo malmu. W tytonie panują wapienie kalpionellowe. W neokomie występują margliste wapienie czasem z rogowcami. W Stratenskiej Hornatinie utrzymuje się charakter krynoidowy w doggerze, przechodząc nawet do malmu. W tytonie występują wapienie kalpionellowe, w neokomie zaznacza się przerwa. Mniej lub więcej krynoidowy charakter utrzymuje się w doggerze i w innych trzonach karpackich; większą zmienność wykazuje neokom. Do serii zachodniokarpackiej włącza M. Mahel również serię Czerwonych Wierchów i Giewontu w Tatrach. Jednostka zachodniokarpacka w ujęciu M. Mahela tworzyłaby się w pobliżu serii wierchowych w miejscach płytszych, gdy miejsca głębsze byłyby obszarem sedymentacji serii reglowych. W konsekwencji neguje M. Mahel istnienie rozległej płaszczowiny kriżniańskiej, która by miała ze strefy korzeniowej Weporydów zostać przesunięta ponad serię wierchową; jego zdaniem serie te tworzyły się w obrębie trzonów karpackich.

Nie mam możliwości ani zamiaru dyskusowania całości problemu. Wydzielenie jednak nowej jednostki, która odznacza się znaczną zmiennością litologiczną, wydaje się sztuczne i niekonsekwentne w stosunku do poglądów autora odnośnie do serii wierchowej i nieuznawania samodzielnej płaszczowiny kriżniańskiej.

Jeśli chodzi jednak o Tatry, to muszę stwierdzić, że wnioski autora utrzymać się nie dają. Przede wszystkim stratygrafia serii Czerwonych Wierchów i Giewontu przedstawiona na tabeli w pracy M. Mahela wykazuje szereg nieścisłości i odbiega od istotnego obrazu. Nie stwierdziliśmy w tej serii żadnej przerwy w neokomie. Inaczej wygląda również stratygrafia jury i kredy. Nie widzę w ogóle żadnych podobieństw między serią Czerwonych Wierchów i Giewontu a serią zachodniokarpacką M. Mahela.

Seria Czerwonych Wierchów i Giewontu różni się wprawdzie dość istotnie od serii Kominów Tylkowych przede wszystkim brakiem liasu. Ale liasu nie ma również w masywie Szerokiej Jaworzyńskiej, w serii, która odpowiada serii Kominów Tylkowych. Nie ma także w serii Czerwonych Wierchów klastycznego kajpru, ale w jednostce Świerkul, stanowiącej pośredni tektoniczny człon między obu seriami, znajdują się oddzielne tego typu osadów. Obie serie związane są z sobą sedymentacyjnie, a przebieg wydarzeń w doggerze, malmie i kredzie był bardzo podobny. Różnice między obu seriami dadzą się bardzo łatwo wytłumaczyć różnicami w obrębie jednego i tego samego basenu sedymentacyjnego i nie ma najmniejszego uzasadnienia rozdzielanie obu serii i włączanie ich do odrębnych jednostek. Dlatego też w dalszym ciągu moich wywodów traktuję obie wymienione serie jako przynależne do jednej większej jednostki, to jest do tatrzańskiej serii wierchowej¹.

¹ Ostatnio Zb. K o t a ń s k i (Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach (*Acta Geol. Pol.*, t. XI, 2 1961) wraca do pojęcia jednostki autochtonicznej Rabowskiego, wyróżniając w niej jednak szereg serii, różniących się rozwojem triasu i jury. Różnice te wyrażają się głównie lukami stratygraficznymi wywołanymi ruchami kimeryjskimi.



Profil syntetyczny serii wierchowej

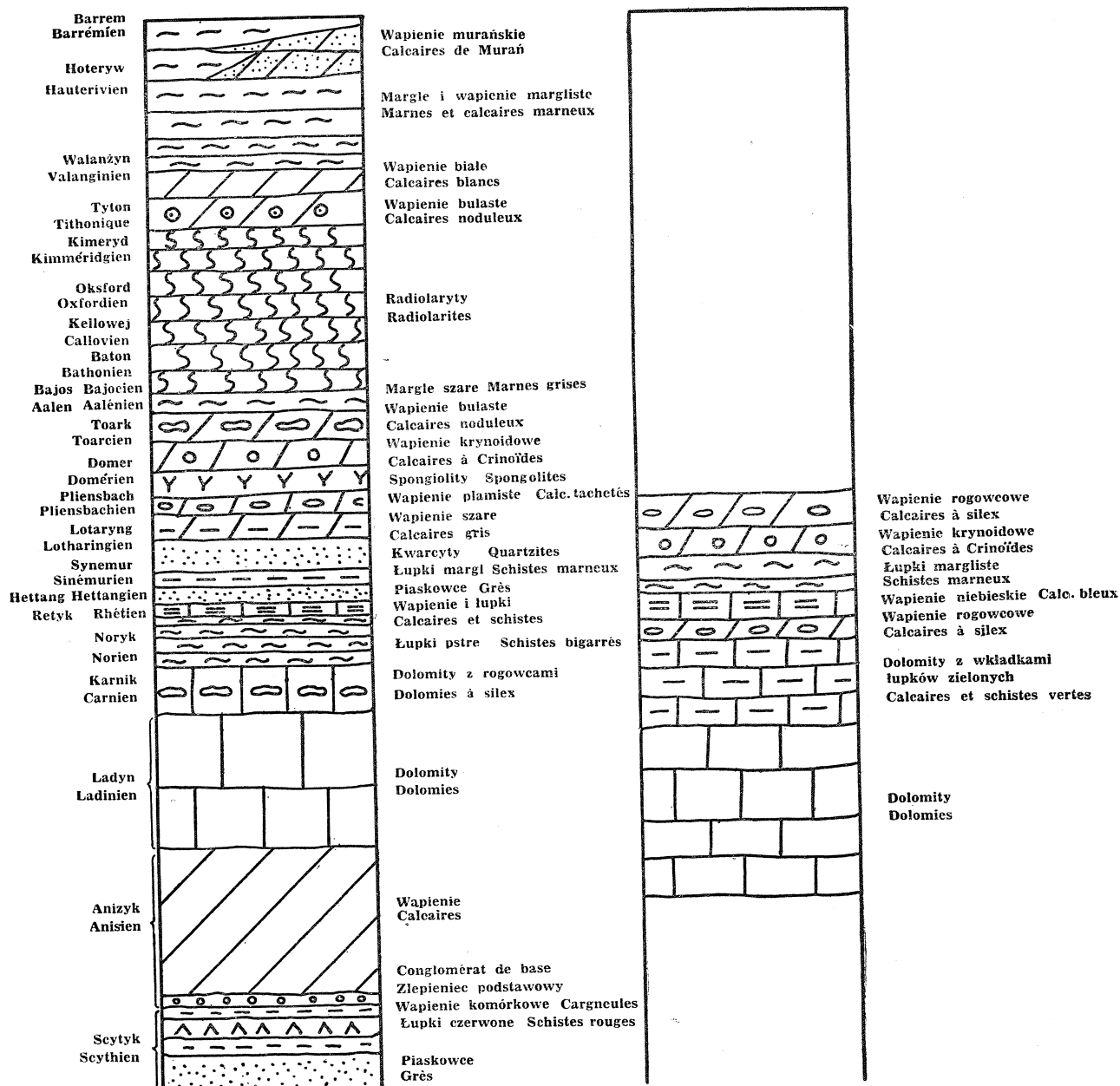
Profil synthétique de la série haut-tatrique

Uwaga: Alb-cenoman powinno być margle ciemne.

Remarque: Albien-cenomanien corrigez — marnes foncées.

PLĄSZCZOWINA REGLOWA DOLNA NAPPE SUBTATRIQUE INF.

PLĄSZCZOWINA CHOZĄŃSKA NAPPE DE CHOZ



Profil syntetyczny serii reglowych
Profil synthétique des séries subtatriques

Bez przesadzania sprawy pochodzenia poszczególnych jednostek i wielkości nasunięcia stwierdzić należy, że jeśli rozprostujemy leżące na sobie fałdy Giewontu i Czerwonych Wierchów rozdzielone kredą, występującą w fałszywych antyklinach, i cofniemy je ku południowi, to zajmą one zapewne cały trzon krystaliczny. Leżące na nich płaszczowiny regłowe, a więc płaszczowina regłowa dolna i leżąca na niej płaszczowina choczańska podesłana kredą, musiały wobec tego mieć swój basen sedymentacyjny daleko na południe od trzonu krystalicznego Tatr.

To są fakty bezsporne i nie podlegające dyskusji, które wystarczą w zupełności dla nakreślenia obrazu paleogeograficznego Tatr, który poniżej przedstawiam.

PERM

Najstarszą skałą osadową, która zachowała się na krystaliniku, to występujące w kilku oderwanych płatach na grani Jagnięcego utwory permu (V. Uhlig 1897). Znane są one w literaturze pod nazwą zlepieńca koperszadzkiego (M. Limanowski 1903) czy serii koperszadzkiej (E. Passendorfer 1950). Seria ta rozwinięta jest dość różnorodnie. W klasycznym odsłonięciu w małej przełęczce u stóp turniczki (kota 1930) występują w spodzie grube zlepieńce złożone z otoczków i bloków granitu szarego, czerwonego, aplitu i pegmatytu, odcinające się wyraźnie od leżącego w spągu granitu. Otoczki ułożone są równolegle, zgodnie mniej więcej z upadem leżących w stropie piaskowców werfeńskich. Bloki tkwią w gliniastej, przesyconej tlenkami żelaza masie barwy wiśniowej, przepelnionej ostrokrawędzistymi okruchami granitu, skaleni, kwarcu i miki. Spoiwo gliniaste wykazuje miejscami również uwarstwienie. Ku górze otoczki nikną i seria przyjmuje charakter gliniasty. W stropie występują piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce werfeńskie. Inaczej nieco wygląda seria ta w pobliżu Przełęczy Pod Kopą. Jest ona tu najgrubsza i mierzy ponad 20 m miąższości. W całości rozwinięta jest ona w postaci osadów gliniastych leżących ostrą granicą na szczerwieniałym i zwietrzałym granicie. W dolnej części tuż w pobliżu granitu występują nieliczne otoczki granitu szarego i czerwonego. Kontakt między granitem a serią koperszadzką jest bardzo wyraźny i ostry, wskazując na odrębność i niezależność całej serii. Ku górze otoczki nikną, skała przybiera charakter gliny z licznymi okruchami skaleni, kwarcu, pegmatytu i miki. W stropie widoczne są powtarzające się parokrotnie warstewki zlepieńców i mułowców, co wskazuje na sedymentację wodną. W stropowej partii również widoczne są w jednym miejscu liczne żyłki kwarcowo-skaleniowo-mikowe, powstałe w stadium hydrotermalnym procesów pomagmowych, związanych z wulkanizmem permskim. Tutaj również występują skały o cechach skał wulkanicznych, zapewne tufity. Na serii koperszadzkiej ostrą granicą leży werfen. Osady tu opisane przypominają do złudzenia spagowe ogniwa werrukana Karpat Centralnych w miejscowości Polkanowa (Stare Hory, masyw Niżnich Tatr), gdzie utwory te leżą bezpośrednio na krystaliniku, rozwiniętym tu w postaci gnejsów.

Utwory werrukana na grani Jagnięcego leżą bezpośrednio na szarym granicie, który miejscami wykazuje intensywne zaczerwienienia i jakby ślady wietrzenia. Obecność zaś w serii koperszadzkiej Jagnięcego otocza-

ków aplitowych i pegmatytowych wskazuje na intensywne procesy niszczenia przed powstaniem serii koperszadzkiej, które spowodowały, że w Tatrach usunięta została pokrywa łupków krystalicznych, jak i brzeżne partie granitu aplitowego i pegmatytowego. Z serii tej ocalały jedynie otoczaki. Trzeba zatem przyjąć, że osadzenie utworów verrukana poprzedził okres intensywnego wietrzenia, w czasie którego struktury hercyńskie uległy daleko idącemu zniszczeniu i zasypaniu czerwonym detrytusem typu molasy. Miejscami tworzyły się głębokie depresje, na przykład w strefie Podbrezowej, które osiadając wypełniały się osadem grubym na setki metrów. Tatry zapewne zostały również w całości przykryte przez utwory verrukana, choć może grubość osadów była tu mniejsza, zgodnie z geantyklinalnym charakterem masywu tatrzańskiego. O przykryciu trzonu krystalicznego przez utwory verrukana mówi fakt, że w utworach werfenu, leżących przeważnie bezpośrednio na granicie, brak niemal zupełnie otoczków granitowych, co dowodzi, że na całej przestrzeni, skąd rzeki brały materiał na wytworzenie spagowych ogniw werfenu, granit nie odsłaniał się. Tatry wraz z Niżnimi Tatrami i obszarami przyległymi stanowiły wielką masę lądową, która uległa denudacji. Powtarzające się od czasu do czasu erupcje wulkaniczne dostarczały materiału na tufy lub osady tufopodobne. W osadach krążyły gorące roztwory, które dały początek żyłkom skaleniuowo-mikowo-kwarcowym, widocznym w serii koperszadzkiej Tatr. Seria koperszadzka ma wszelkie cechy utworów osadowych, które powstały w wyniku spływu błotnistych mas, czasem przy udziale burzliwych potoków, o czym mówią oglądzone zupełnie dobrze bloki i otoczaki. W sumie seria koperszadzka przypomina do pewnego stopnia zlepieniec myślachowicki zarówno pod względem wieku jak i genezy. Podobieństwo to podkreślają jeszcze silniej zjawiska wulkaniczne wspólne obu typom osadów.

Charakter i geneza serii koperszadzkiej była ostatnio przedmiotem odmiennej interpretacji A. Michalika (1956), który widział w niej brekcję tektoniczną. Wszystkie fakty przeczą takiej koncepcji. Zagadnienie to omówiłem obszerniej w pracy poświęconej temu zagadnieniu (Passendorfer 1957, Turnau-Morawska 1957). Ostatnio Borza (1959) i Andrusov (1959) uznają również osadowy charakter serii koperszadzkiej.

TRIAS SERII WIERCHOWEJ

Seis

Po osadzeniu utworów verrukana zaznaczyły się na obszarze Tatr ponownie ruchy. Nie wszędzie jednak doprowadziły one do powstania niezgodności. Niezgodność taka istnieje zdaje się na obszarze Tatr, a zaznacza się również w Niżnich Tatrach. Dalej jednak ku południowi utwory permu przechodzą stopniowo w werfen tak, że verrukano reprezentuje tam zapewne cały perm. W Tatrach na przełomie permu i triasu przechodzi zatem do intensywnych ruchów, odżywa erozja, która niszczy pokrywę verrukana tak, że pozostały z niej tylko strzępy. Werfen leży przeważnie bezpośrednio na krystaliku. Kontakt werfenu z krystalikiem czy permem jest w wielu miejscach natury sedymentacyjnej. Tak jest na

Skrajnej Turni, gdzie na zwietrzałym granicie leży bezpośrednio średnioziarnisty piaskowiec, wnikając w drobne zagłębienia podłoża tak, że nie ma tu mowy o jakimkolwiek choćby nieznacznym przesunięciu. Podobnie wygląda miejscami kontakt na Żółtej Turni. Bezwzględnie sedymentacyjny charakter ma kontakt werfenu i permu na grani Jagnięcego. Są jednak miejsca, gdzie nastąpiło lokalne odklucie serii osadowej od trzonu krystalicznego, i tam kontakt ma charakter tektoniczny. Jest to jednak zjawisko lokalne o niewielkiej amplitudzie, co nie zmienia zasadniczego faktu, że basen sedymentacyjny werfenu tatrzańskiego znajdował się bezpośrednio na trzonie krystalicznym i jego stosunek na obszarze sedymentacyjnym serii Kominów Tylkowych nie uległ zakłóceniu. Wnosząc ze stosunkowo znacznego zróżnicowania miąższości utworów werfeńskich, jak i ich charakteru, można przypuszczać, że werfen osadzał się na nierównym podłożu i dopiero sedymentacja utworów werfeńskich spowodowała jego częściowe wyrównanie.

Analiza składu petrograficznego werfenu wykazuje rzecz uderzającą. Utwory te są zupełnie odrębne od podłoża i nie wiążą się petrograficznie ani z trzonem krystalicznym tam, gdzie werfen leży na krystalniku, ani z werrukanem tam, gdzie werfen leży na werrukanie. W materiale werfeńskim przeważają elementy wybitnie wyselekcjonowane, najtwardsze takie jak kwarc i różnego rodzaju skały krzemionkowe, natomiast brak materiału z podłoża. Ostatnio wprowadził P. R o n i e w i c z (inform. ustna) znalazł w spagowej części werfenu na Skrajnej Turni okruchy i otoczaki granitu. Ilość ich jest jednak znikoma w stosunku do materiału obcego. Otoczaki werfeńskie są doskonale obtoczone i niewątpliwie przeszły dłuższy transport. Fakty te nasuwają przypuszczenie, że mamy do czynienia z sedymentem pochodzenia rzeczno, niesionym z daleka przez bystro płynące rzeki, które w momencie, gdy Tatry z początkiem triasu zaczęły się obniżać, uległ bardzo szybkiej sedymentacji tam, gdzie chwilowo się znajdował.

Materiału na piaskowce werfeńskie wbrew twierdzeniom autorów dawniejszych, którzy go widzieli w granicie trzonu krystalicznego, dostarczyć musiały jakieś skały osadowe. Dowodem tego jest bardzo wyselekcjonowany charakter piaskowców werfeńskich, które mogły powstać przez przerobienie już jakiejś skały osadowej, a nie bezpośrednio z granitu. Dowodzi tego między innymi fakt występowania w werfenie okruchów skał wulkanicznych znanych z werrukana, jak i okruchów mało zwięzłych piaskowców, typu spotykanego w werrukanie. Z werrukana czy skały podobnej byłbym skłonny wyprowadzać przeważną część dużych otoczków spotykanych w werfenie. Przypuszczenie takie nasuwa charakter wyższych ogniów werrukana w strefie Podbrezowej, w której występuje olbrzymia masa zlepieńców wykazujących obecność licznych egzotyków. Oczywiście mogły dołączyć się tu i elementy pochodzące z rozmycia innych starszych struktur, ale większość materiału pochodzić musi ze skał typu werrukana, oczywiście nie bezpośrednio z podłoża, ale przyniesionego z dalszych obszarów. Spagowe ogniwa werfenu mają miejscami charakter grubych zlepieńców, miejscami jednak, na przykład na Skrajnej Turni, są to piaskowce średnioziarniste z nielicznymi wtrąceniami zlepieńców.

Szybkie obniżanie ładu prowadzi do bardzo raptownej zmiany osadów. Znikają zlepieńce, zjawiają się piaskowce i łupki. Piaskowce wykazują

wielokrotnie obecność ripplemarków i hieroglifów prądowych oraz organicznych wytworzonych już być może w morzu. (P. Borza 1959, P. Roniewicz 1958). Częste przeławicenia czerwonych łupków z miką wskazują na powstanie w warunkach wód stojących, lagunach czy jeziorach.

Zagadnienie warunków powstania osadu werfenu jest ostatnio przedmiotem dyskusji. P. Borza, P. Roniewicz, a ostatnio D. Andrusow (1959) uważają, że osady te powstały w płytkim morzu. Kwestionowane jest również moje przypuszczenie, że werfen w głównej masie powstał z rozmycia werrukana. Ostatnio St. Dżułyński i R. Gradzicki (1960) wysunęli ciekawy pogląd, że werfen powstał w wyniku sedimentacji rzecznej, ale rzek płynących nie z południa, jak przypuszczałem, ale z północy z olbrzymiego lądu, który rozciągnął się na obszarze Karpat i rozszerzał się dalej ku północy. Koncepcję tę oparli oni na analizie struktur kierunkowych piaskowców werfeńskich. Podobną myśl wypowiada ostatnio i D. Andrusow, wychodząc z założeń paleogeograficznych. Utwory werfenu uważa jednak za osad morski. W koncepcji P. Borzy osady werfeńskie tworzyły się w płytkim morzu, którego brzeg leżał na północ od pasma skałkowego¹.

Wszyscy jednak autorzy są zgodni, że materiału na werfen dostarczyć musiały rzeki, jak tego dowodzi odmienność ich składu petrograficznego od podłoża. Różnice polegają jedynie na tym, czy osady te były składane na lądzie, czy w morzu. Rozstrzygnięcie tego zagadnienia nie jest oczywiście łatwe i trzeba je rozpatrywać na tle ogólnego obrazu paleogeografii tego okresu.

Otóż w permie cały wielki obszar Karpat Centralnych i cała Europa północna jest lądem. Jedynie w cechszynie na obszar ten wdziera się zatoka morska obejmująca Niemcy i Polskę po Sudety i Góry Świętokrzyskie wkraczając częściowo na Litwę. Na południu utwory morskie permu znamy z obszaru południowego Gemeryd i Bukowych Gór. Na północ od tego obszaru perm rozwinięty jest w postaci lądowych utworów werrukana. W dolnym triasie (seis), utwory niewątpliwie morskie spotykamy znowu na południu, a mianowicie w pasmie Gemeryd z bogatą fauną małży, ślimaków i amonitów. Natomiast w obszarze leżącym na północ i na północny zachód, nigdy w piaskach i zlepieńcach, zaliczanych do sejsu, śladu skamieniałości morskich nie znaleziono. Nie znaleziono również glaukonitu. Oczywiście negatywne dowody nie rozstrzygają sprawy. Biorąc jednak pod uwagę fakt, że w materiale zlepieńcowym sejsu znajdują się otoczaki niesione niewątpliwie z daleka, trzeba przyjąć, że niosły je rzeki. Możliwe, że z północy, ale nie można wykluczyć, że na tym rozległym lądzie znajdowały się baseny bezodpływowe, do których rzeki niosły materiał z północy i z południa.

Na przełomie permu i triasu zaznaczyły się ruchy, jak tego dowodzą niezgodności na obszarze Tatr i Niżnych Tatr. Na obszar lądowy, podlegający denudacji, zapewne silnie zrównany i pokryty zwirowiskami, wkracza morze przerabiając miejscowe zwirowiska, stąd tak trudno jest ustalić granicę między morskimi a lądowymi osadami.

Gdybyśmy przyjęli, że utwory seisu od samego spodu są osadem morskim, nie wytłumaczony pozostaje fakt, dlaczego osady te tak ostro

¹ Za osady morskie częściowo eoliczne uważają geologowie francuscy bardzo podobne utwory występujące w Alpach francuskich (Debelmas 1960).

odcinają się od podłoża. Przecież teren, na który miałyby wkraczać morze, pokryty był bądź to utworami werrukana, bądź rumoszem granitowym, a więc osadami mało zwiezłymi. W tych warunkach osady wkraczającego morza musiałyby się wiązać stopniowo z podłożem tak, jak to widzimy w transgredujących utworach eoceńskich tam, gdzie eocen leży na rumoszu dolomitów chociażńskich w zachodnich Tatrach, czy rumoszu wapieni neokomu Tatr Bielskich. Tam zaś, gdzie eocen leży na litej skale, składa się przeważnie, jeśli nie wyłącznie, z materiału podłoża.

Wyobrażam sobie przebieg transgresji w sposób następujący. Z początkiem seisu brzeg morza znajduje się w Gemerydach i stąd stopniowo posuwa się ku północy. Na wielkim lądzie Karpat Centralnych istniały depresje, które w miarę osiadania zostały wypełnione grubą masą werrukana i tam ono ocalało. Na obszarze natomiast Tatr, które są regionem geantyklinalnym, osady werrukana uległy w znacznej części usunięciu w czasie fazy lądowej, która poprzedziła transgresję morza. W miarę zapadania Karpat Centralnych morze stopniowo przesuwa się ku północy, przerabiając przyniesione uprzednio rzekami osady lądowe i wcielając je w osady morskie. P. B o r z a a za nim D. A n d r u s o w przypuszczają, że w czasie seisu brzeg morza leżał na północ od pasma skałkowego. Tak było zapewne w pewnej fazie, ale z początkiem seisu brzeg leżał zapewne na południe od Tatr.

Badania nad tym zagadnieniem są w toku i być może, że pozwolą na rozwiązanie sprawy kierunku transportu i jego źródła, i charakteru osadów. Chciałbym zwrócić uwagę, że w podobny sposób rozwinięte są utwory pstrego piaskowca na olbrzymim obszarze Europy od Ardenów po Masyw Czeski i Góry Świętokrzyskie. Na obszar ten wkraczało niejednokrotnie morze, zostawiając wkładki z fauną morską. Na ogół jednak są to bezspornie osady lądowe.

K a m p i l

W dalszym biegu wydarzeń w kampie w związku z szybkim obniżaniem się Tatr zmienia się raptownie osad (Zb. K o t a ń s k i 1959 b, 1959 c). Miejsce materiału klastycznego zajmują coraz silniej osady węglanowe. Brzeg morski się odsuwa, coraz większe połacie lądu ulegają zatopieniu. Powstają łupki, margle i dolomity, które w wyniku wietrzenia dają tzw. dolomity i wapienie komórkowe. Charakter węglanowy potęguje się, powstają czarne wapienie bitumiczne oraz żółto wietrzejące dolomity (warstwy myophoriowe). Występująca w nich *Myophoria costata* oraz *Naticella costata* określają ich pozycję jako górny kampil i stanowią ważny horyzont przewodni. Morze jest niespokojne, czego wyrazem jest pojawienie się w tych warstwach brekcji śródwarstwowych.

Z anizykiem zmienia się radykalnie charakter osadu. Znikają elementy klastyczne i niepodzielnie zapanowują osady węglanowe. U podstawy anizyku leży brekcja lub zlepieniec, w których skład wchodzi głównie elementy pochodzące z warstw myophoriowych, ale także zielone łupki z dolomitów komórkowych dolnego kampilu, a nawet ułamki kwarcytów i kwarcytowych piaskowców seisu, a więc składniki warstw leżących kilkadziesiąt metrów niżej. Dowodzi to wynurzenia i dość głę-

bokiego rozmycia, które sięgnęło miejscami aż do seisu. Jest rzeczą godną uwagi, że brekcja ta występuje we wszystkich jednostkach serii wierchowej, a nawet w analogicznej sytuacji w serii regłowej, stanowiąc wydarzenie paleogeograficzne pierwszego rzędu.

Nad brekcją podstawową leżą cukrowate dolomity i wapienie dolomityczne niejednokrotnie wyraźnie warstwowane, powstałe najprawdopodobniej przez kruszenie jakichś organicznych struktur. Dolomity więc są detrytycznego pochodzenia. Spotykane w tej serii ślady rozmywania, a nawet ślady twardego dna wskazują na niespokojne warunki sedymentacji. W poziomie wyższym zjawia się niezmiernie charakterystyczny utwór, a mianowicie tzw. wapienie robaczkowe. Zbudowane są one z wałkowatych, czasem rozwidlających się wałeczków wapiennych tkwiących w marglistym spoiwie. Czasem występują na powierzchni, czasem jednak cały wapień przepełniony jest takimi wałkowatymi utworami. Utwory te były uważane za ślady organizmów czy struktury organiczne, choć w nich nigdy żadnych dowodów na to nie znaleziono. Jak przypuszcza jednak Z b. K o t a ń s k i (1955), tworzyły się one na skutek spływów powstających w nie zdiagenezowanej jeszcze substancji wapiennej. Tam zaś, gdzie cały wapień składa się z obtoczonych wyraźnie wałków, były one osadzone jako fragmenty już stwardniałych utworów. Wapienie robaczkowe występują powszechnie w geosynklinie karpacko-alpejskiej i stanowią może najbardziej znamienny rys anizyku wierchowego. Nie brak ich również i w serii regłowej w analogicznej pozycji stratygraficznej.

Ostatnio E l l e n b e r g e r (1958) wystąpił z odmienną koncepcją odnośnie do genezy wapieni robaczkowych. Uważa, że powstały one w wyniku wypełnienia korytarzy jakichś organizmów, które odżywiały się jamochłonami lub mułem. Podstawą tej koncepcji jest fakt znalezienia wśród tego rodzaju utworów resztek spikul jamochłonów. Może istotnie niektóre z tych struktur powstały i na tej drodze. Całe zagadnienie zasługuje na głębszą uwagę i dalsze badania.

Często spotykanym utworem w anizyku są wapienie krynoidowe, złożone z połamanych najczęściej krążków liliowców. Wykazują one niejednokrotnie frakcjonalne warstwowanie i tworzyły się wówczas, gdy osad dostawał się poniżej podstawy falowania, a fale nie zakłócały spokojnej sedymentacji. W rzadkich przypadkach spotykamy cienkie warstewki przepełnione doskonale zachowanymi łodygami liliowców z rodzaju *Dadocrinus grundeyi* (J. L e f e l d 1958), który wyznacza miejsce wapieniom w dolnym anizyku. Żyły one tworząc całe murawki w krótkich momentach pewnego spokoju sedymentacyjnego, gdy nie były niszczone falami.

Jako fakt godny uwagi warto zanotować, że ten sam gatunek znany jest na Śląsku w poziomie dolnego wapienia falistego, co wskazuje na związki komunikacyjne pomiędzy Tetydą a basenem triasu na Niżu. Obecność brekcji śródwarstwowych w utworach górnego anizyku na obszarze Tatr wskazuje w dalszym ciągu na płytkość basenu, zmiany jego głębokości i niespokojną sedymentację, w wyniku której częściowo zdiagenezowane osady uległy ponownej redepozycji. W niedalekim sąsiedztwie były wynurzone jakieś obszary lądowe, czego dowodzą wkładki czerwonych piaszczystych łupków, znanych z południowych zboczy Giewontu, a przede wszystkim zaś z Krzesanicy, gdzie osiagają największą miąższość.

Wśród utworów wapiennych występują często żółte wietrzejące dolomity, które powstały niewątpliwie syngenetycznie albo późno-diagenetycznie wśród osadów wapiennych, jak tego dowodzi fakt, że w brekcjach śródwarstwowych znalazły się fragmenty dolomitów; widocznie skały, które dostarczały otoczek, były już wówczas dolomitami (K o t a ń s k i 1959 b). Zachodziły jednak i zjawiska wtórnej dolomityzacji, czego dowodem są żyły dolomitów krystalicznych przecinających wapienie i dolomity. Jako rzecz godną uwagi warto podkreślić, że trzymają się one pewnego poziomu, którego nie przekraczają.

W lądynie następuje pewne ujednolicenie warunków paleogeograficznych w basenie sedymentacyjnym Tatr. Osadzają się w dalszym ciągu skały węglanowe, ale z wyraźną przewagą dolomitów. Zasolenie basenu jest zapewne duże, nigdzie jednak nie stwierdzono obecności siarczanów — gipsu czy anhydrytu. Dolomity mają barwy szare, są drobno-krystaliczne i różnią się wyraźnie zarówno od dolomitów anizyku, jak i noryku. W spokojnych warunkach tworzyły się drobnowarstwowane wapienie ze śladami struktur spływowych. Niejednokrotnie pojawiają się również wapienie oolitowe.

Z triasem górnym zmieniają się raptownie warunki sedymentacyjne. Do osadu dostają się znaczne ilości materiału terrygenicznego w postaci piasku, a nawet żwiru. Osady przyjmują w niektórych miejscach (Czerwone Żlebki) barwy intensywnie czerwone — najwidoczniej w sąsiedztwie został wydzwignięty jakiś obszar, który dostarczał materiałów klastycznych. Nie mamy podstaw do przypuszczenia, że obszarem tym był trzon krystaliczny Tatr. Trzon ten był w tym czasie przykryty grubą serią osadów i erozja zapewne nie dotarła do krystaliniku. Raczej sądzić należy, że źródłem materiału, z którego powstały utwory kajpru, był werfen. Możliwe, że dołączyły się tu również i jakieś materiały pochodzące dalej z południa. W facji klastycznej czerwonych łupków, piaskowców i zlepieńców w obszarze Czerwonych Żlebków rozwinięty jest cały górny trias, a więc karnik i noryk. Natomiast w Dolinie Smytniej fację klastyczną widzimy jedynie w dolnej części górnego triasu, gdy wyżej pojawia się gruba seria zielonawych dolomitów, które być może reprezentują już noryk, podobnie jak w Alpach (K o t a ń s k i 1956). W masywie Szerokiej Jaworzyńskiej cały górny trias rozwinięty jest w facji węglanowej, wykształconej w postaci płytkowych, żółtych dolomitów oraz czarnych i czerwonych łupków dolomitycznych. Taką samą facją utrzymuje się w południowo-wschodniej części Rzędów pod Ciemniakiem, gdzie ostatnio zostały znalezione skamieniałości (K o t a ń s k i 1959 c). Analiza osadów i ich stosunku do siebie w górnym triasie prowadzi do wniosku, że w karniku miały miejsce silne ruchy, które w konsekwencji pociągnęły za sobą dużą erozję. W Dolinie Cichej na warstwach myophoriowych kampu leżą bezpośrednio retyckie warstwy tomanowskie, w Dolinie Chochołowskiej na warstwach myophoriowych leżą dolomity noryku, znacząc nową morską transgresję. Transgresja norycka sięgnęła, być może, i na obszar Czerwonych Wierchów, i Giewontu, jak tego dowodziłyby otoczaki dolomitowe noryku znane z liasu Kominów Tylkowych. Ogólnie rzecz biorąc utwory górnego triasu reprezentują osady w przeważnej części morskie. Jeśli chodzi o ich dolną część, są to utwory klastyczne, które tworzyły się z materiałów niesionych może rzekami w strefie pośredniej między morzem i lądem, w której ustawicznie zmieniały się wa-

runki. Jako rzecz charakterystyczną warto zauważyć, że w skałach węglanowych zjawiają się konkrecje czerwonych chalcedonów, które tworzyły się z krzemionki przynoszonej z ładu, gdzie panowało intensywne wietrzenie chemiczne. Podobne utwory znajdują się w serii reglowej wskazując, że było to zjawisko regionalne w związku z warunkami paleogeograficznymi, jakie zapanowały w górnym triasie na obszarze Tatr i terenie przyległym.

Utwory górnego triasu występują jedynie na obszarze jednostki Kominów Tylkowych. Brak ich zupełnie w obrębie jednostki Giewontu i Czerwonych Wierchów, gdzie bezpośrednio na triasie leżą osady bajosu lub batonu. Teren ten reprezentuje zatem w obrębie serii wierchowej jakiś obszar geantyklinalny, który uległ wypiętrzeniu i gradacji w przeciwieństwie do obszaru Kominów Tylkowych, gdzie serie są kompletniejsze i teren był dłużej zanurzony. Zaznaczyły się tu więc bardzo wyraźnie ruchy na przełomie triasu i jury — ruchy starokimeryjskie.

Ruchy te wystąpiły bardzo wyraźnie już w karniku, jak tego dowodzi raptowna zmiana facji węglanowej na klastyczną w tym czasie. Gdzieś w sąsiedztwie wydzwignięte zostały obszary, które ulegając erozji dostarczały materiału na utwory klastyczne karniku. Faza ta zaznaczyła się również bardzo wyraźnie i w serii reglowej. Było to więc zjawisko o charakterze regionalnym. Doiomity noryku wskazują ponowną transgresję, która nie objęła jednak całego obszaru, bo w obrębie Czerwonych Żlebów facja klastyczna utrzymuje się przez karnik i noryk. Ruchy zaznaczają się ponownie w retyku po osadzeniu warstw tomanowskich. Potem przychodzi do ponownych ruchów po retyku-hettangu a przed synemurem, który leży transgresywnie w Dolince Smytniej na noryku. Były to więc ruchy wielofazowe.

Nateżenie tych ruchów było bardzo różne. Na obszarze Giewontu i Czerwonych Wierchów, który wykazuje tendencję geantyklinalną, ruchy zaznaczyły się najsilniej, doprowadzając do wynurzenia całego obszaru, które z epizodem morskim w noryku trwało aż do bajosu. Na obszarze serii Kominów Tylkowych, który ma tendencję intrageosynklinalną, ruchy były bardziej zróżnicowane, a w wielu miejscach zachowały się pełniejsze profile (K o t a ń s k i 1959 b). Na przełęczy w Kulawcu istnieje ciągłość sedymentacyjna między liasem a norykiem, w innych natomiast miejscach są luki mniej lub więcej wyraźne. Obszar ten był w owym czasie bardzo urozmaicony i zapewne na ogół płytki, tu i ówdzie wznosiły się wyspy, stąd tak różny obraz paleogeograficzny na przełomie triasu i jury.

Interesujące światło na problemy paleogeografii w czasie górnego triasu i dolnej jury rzucają obserwacje w obrębie jednostki Świerkul, która stanowi pośredni człon pomiędzy serią Czerwonych Wierchów a serią Kominów Tylkowych. Występujące w tej jednostce utwory klastyczne w obrębie kajpru wskazują, że w niektórych miejscach facje te wkraçały także na obszar Czerwonych Wierchów, gdzie utworów tych jednak z reguły brak (W. J a r o s z e w s k i 1957).

W retyku utrzymuje się dalsze zróżnicowanie poszczególnych jednostek. W niektórych miejscach (Czerwone Żlebki, Dolina Cicha) rozwinęły się czarne łupki — tzw. warstwy tomanowskie, z których opisana swego czasu przez M. R a c i b o r s k i e g o (1890) flora wskazuje na bagienne środowisko i wiek retycki. W serii tej znane są ponadto białe kwarcytyczne

piaskowce i rudy oolitowe powstałe zapewne w środowisku wód stojących. Obok takich utworów lądowego czy bagiennego środowiska znane są od dawna wapienie z bogatą, choć monotonną fauną koralii, ostryg i mszywiolów, które V. Uhlig (1897) zaliczył do retyku, przez analogię z retykiem reglowym, do którego są istotnie bardzo podobne. Retyk tego typu znalazł ostatnio Zb. K o t a ń s k i (1959) w dolinie Bobrowieckiej.

Na przełęczy w Kulawcu widać, że utwory te wiążą się z jednej strony z norykiem, z drugiej zaś z liasem. W Dolinie Cichej wapienie morskiego retyku leżą na lądowych warstwach tomanowskich, które mogą reprezentować najwyższy noryk i najniższy retyk. Zalew morza retyckiego nie objął całych Czerwonych Wierchów, ale jego ślady znajdują się tu i ówdzie. Nad wąwozem Kraków na warstwach tomanowskich leży morski lias z okrucami warstw tomanowskich. W Dolinie Smytniej lias leży bezpośrednio na noryku. O obecności jednak tam osadów retyckich świadczy fakt znajdowania w liasie otoczków dolomitów noryckich z otworami po skałotoczach, wypełnionymi osadami morskiego retyku (A. R a d w a ń s k i 1959).

TRIAS SERII REGLOWEJ

Płaszczowina reglowa dolna

Na obszarze serii reglowych bieg wydarzeń był nieco odmienny, jakkolwiek główne rysy paleogeograficzne utrzymują się z zadziwiającą stałością. W dolnym scytyku (seisie) występują czerwone piaskowce podobne do opisanych serii wierchowych. Jeśli tamtym przypiszemy charakter morski w wyższych poziomach, to i tym prawdopodobnie należy przypisać tenże sam charakter. Brak tu serii zlepieńcowatej, która zaczyna cały kompleks w serii wierchowej, być może na skutek wytłoczenia. Spotykane wkładki łupków ilastych wskazują na powstanie tych osadów w spokojnych lagunach, obecność zwęglonych roślin świadczy o bliskim sąsiedztwie lądu. W górnych poziomach tego kompleksu znalazł swego czasu M. L i m a n o w s k i (1901) formę *Myophoria costata* wskazującą na kampil. Jest on tutaj rozwinięty w facji piaszczystej, odmiennej od kampilu wierchowego.

Ku górze zmienia się charakter osadu, zjawiają się na przemian leżące dolomity, ciemne łupki, wapienie dolomityczne i bardzo liczne brekcje śródwarstwowe. Znika kwarc, ten wskaźnik bliskości brzegu, morze jest jednak niespokojne, osady dostają się często powyżej podstawy falowania.

Anizyk, podobnie jak w serii wierchowej, zaczyna się brekcją podstawową zawierającą fragmenty łupków zielonych z dolnego kampilu. Obecność tej brekcji wskazuje na jednolitość warunków sedymentacyjnych na obszarze serii reglowej i wierchowej. Podobnie wyglądają i wyższe ogniwa. Zjawiają się cukrowate dolomity i frakcjonalnie warstwowane wapienie z wkładkami wapieni robaczkowych. Występujące tu fragmenty łodyg liliowca *Dadocrinus* wskazują na dolny anizyk. Basen jest bardzo płytki. Jakież struktury wapienne ulegają kruszeniu i dostają się do osadów (K o t a ń s k i 1958).

W ladynie zmieniają się warunki. Powstają masywne gruboławicowe dolomity, zjawiają się krynoidy z rodzaju *Encrinus*. Facja dolomitowa wskazuje, zdaje się, na silniejsze zasolenie basenu w związku ze spływaniem się basenu sedymentacyjnego serii reglowej. W stropowych częściach dolomitów występują konkrecje, a miejscami nawet przewarstwienie jasnego i czerwonego chalcedonu. Obecność tych wkładek i konkrecji świadczy o intensywnych procesach krasowych i ługowaniu krzemionki na sąsiednim lądzie, która osiągała czasem taką koncentrację, że wytrącała się w postaci warstewek czy konkrecji.

Pod koniec ladynu i z początkiem karniku teren ulega częściowemu wynurzeniu. Obszary wapienne i dolomitowe ulegają wietrzeniu i pokrywają się rumoszem dolomitowym. Konkrecje chalcedonowe, jako odporniejsze na wietrzenie, znalazły się przede wszystkim w rumoszu skalnym, który pokrywał wapienie i dolomity wystawione na działanie czynników atmosferycznych. Z tego materiału powstały bardzo oryginalne czerwone zlepionce dolomitowe, które w pewnych miejscach (Dolina Strążyska i Dolina Białego) leżą w spągu utworów kajprowych. Przykrycie tych utworów przez dolomit świadczy o zalewie morskim. Leżące wyżej piaskowce powstały w wyniku osadzenia materiału kwarcowego z ładu. Zjawiający się wyżej dolomit to znów osad morski, a może lagunowy. Profile te wyraźnie odsłonięte w Dolinie Strążyskiej i Białego dowodzą przybrzeżnego, a czasem lagunowego charakteru spagowych utworów kajpru. Najbardziej znaną skałą, która nadaje piętno utworom kajpru, są łupki czerwone i zielone niejednokrotnie przewarstwione ze sobą. Cz. Kuźniar (1913) uważał je za utwór zbliżony do terra rossa, który powstał w wyniku krasowego wietrzenia dolomitów i wapieni. M. Turna u - M o r a w s k a (1953) tłumaczy te zjawiska nieco inaczej. Powtarzające się łupki czerwone i zielone wskazują na jakieś rytmicznie zmieniające się warunki, przy czym łupki czerwone nie mogą być wyprowadzone z zielonych, gdyż przeczy temu ich skład. Łupki czerwone osadzały się na lądzie w strefie przybrzeżnej z produktów wietrzenia dolomitów środkowotriasowych. Przy nieznacznym przesunięciu linii brzowej czerwone łupki dostawały się do osadu morskiego, do którego przynoszone były materiały ilasto-kwarcowe z ładu, wraz z substancją wytrącaną chemicznie, a więc węglanami magnezu i wapnia, a także krzemianami magnezu i żelaza. W tych warunkach mógł się tworzyć chloryt, który barwi łupki na zielono. Występujące wśród łupków zielonych naprzemianległe warstewki dolomitów wskazują na środowisko morskie.

Wśród piaskowców występujących w dolnych poziomach kajpru na uwagę zasługują serie o równoległym warstwowaniu, przypominającym zupełnie warwy, a także partie o warstwowaniu frakcyjnym. Wszystko to zdaje się wskazywać na sedymentację w zbiornikach wód stojących, a nawet w morzu. Pojawiające się jednak w wyższych poziomach grube serie piaskowców często z florą mówią raczej, że tworzyły się na lądzie w wyniku transportu rzecznoego. Charakterystyczną cechą utworów kajprowych jest duży udział skaleni, większy niż w kajprze wierchowym. Na temat jego pochodzenia trudno dać jednak jakąś wyraźną odpowiedź.

W wyższych ogniwach kajpru reglowego pojawiają się wśród łupków grube ławice żółtych dolomitów. Jest to seria zdecydowanie morska i przypomina profile wierchowego górnego triasu. Pozwalałoby to może na rozdzielenie kajpru reglowego na dwa ogniw — niższe o charakterze bar-

dziej klastycznym (karnik) i wyższe o charakterze węglanowym odpowiadające, być może, norykowi. Ruchy starokimeryjskie, tak wyraźne w serii wierchowej, zaznaczyły się i tu wyraźną zmianą facji.

Jak widać z przedstawionych wyżej faktów, poglądy na charakter facjalny kajpru reglowego przeszły dość znamiennej ewolucję i dziś wydaje się prawdopodobniejsze, że reprezentują one w przeważnej części utwory morskie, jakkolwiek składające się z materiałów klastycznych przyniesionych z rozciągającego się w pobliżu lądu. Zmienia to nasze poglądy na charakter tzw. „kajpru karpackiego”.

Płaszczowina reglowa górna inaczej choczańska

Płaszczowina ta szerokim frontem wchodzi na obszar Doliny Chochołowskiej, gdzie zajmuje znaczny obszar. Przechodzi do Doliny Lejowej i kończy się w Dolinie Kościeliskiej. Rozwój paleogeograficzny tej jednostki nie jest zupełnie jasny. D. A n d r u s o w (vide G u z i k 1936) wyróżnił na obszarze Furkaski idąc od dołu następujące ogniwa:

1. Dolomit z Ramsau.
2. Wapienie z Reifling i związane z nimi warstwy z Partnach. ladyń
3. Warstwy w Lunz z grupy Osobitej karnik
4. Dolomit główny (Hauptdolomit) noryk

K. G u z i k (1936) inaczej interpretuje tę serię. Wydziela on:

1. dolomit choczański, zbudowany w dole z dolomitu szarego płytowego wieku być może ladyńskiego, a wyżej z dolomitów jasnych, płytowych często brekcjowatych. W tej części występują łupki dolomitowe szaroczerwone ewentualnie fioletowe. W tej serii znalazłyby się prawdopodobnie karnik i noryk.
2. W stropie występują wapienie płytowe z rogowcami oraz wapienie rafowe i brachiopodowo-małżowe. Zespół ten odpowiadałby retykowi. Warstwy z Reifling A n d r u s o w a reprezentowałyby, zdaniem K. G u z i k a, retyk, a jego warstwy z Lunz — odpowiadałyby greste-nowi.

Ostatnio K. G u z i k (1959) wyróżnił na tym obszarze dwie jednostki: niższą jednostkę Furkaski nasuniętą bezpośrednio na kredę płaszczowiny reglowej dolnej i wyższą jednostkę Korycisk. Trias jednostki Furkaski przypomina swym rozwojem trias płaszczowiny reglowej dolnej, lias rozwinięty jest w facji gresteńskiej. Stąd też K. G u z i k stawia pytanie, czy jednostka ta nie stanowi tylko dygitacji płaszczowiny reglowej dolnej. Jednostka Korycisk tektonicznie nadległa odznacza się przede wszystkim obecnością jasnego dolomitu, w którego stropie występują wapienie retyckie. K. G u z i k dyskutuje jednak możliwość innej interpretacji stratygrafii jednostki Furkaski na obszarze Tatr nie wykluczając, że dolna część wapieni wydzielonych przez niego na mapie jako retyk jest wieku starszego i w tym wypadku mogłaby odpowiadać wapieniom typu reifling-skiego w triasie środkowym¹. Takie przypuszczenie uważa jednak K. G u z i k za trudne do przyjęcia ze względów tektonicznych.

¹ Dalsze badania wyświełtą niewątpliwie stratygrafię tej tak ciekawej serii, która dla zrozumienia budowy płaszczowiny choczańskiej ma decydujące znaczenie.

Ostatnio, w czasie wycieczki przedzjazdowej, znalazł Zb. K o t a ń s k i w Wielkich Koryciskach w serii wapieni uważanych za retyk liczne amonity, a wśród nich okaz z wyraźną linią ceratytową. Byłyby to pierwsze amonity w triasie tatrzańskim. W wapieniach tych ponadto znalazły się diplopory, liczne małże, mszywioły, a ponadto liczne szczątki kości *Stegocephali*, będące w tej chwili w opracowaniu przez J. K u l c z y c k i e g o. Możliwe, że wapienie te reprezentują jakieś starsze od retyku ogniwo.

R e t y k r e g l o w y

Na utworach noryku leżą w płaszczewinie reglowej dolnej, związane z nim sedymentacyjnie morskie utwory retyckie, zaczynające nowy cykl sedymentacyjny. Morze jest płytkie, stąd duża zmienność facjalna. W profilach powtarzają się wielokrotnie ciemnoniebieskie wapienie z fauną koralów i brachiopodów oraz ciemne łupki z otoczkami z fauną małżów (W. G o e t e l 1917). Wapienie koralowe powstałe w spokojniejszych warunkach reprezentują fację karpacką, gdy łupki z materiałem niesionym z lądu w chwilach jakiegoś niepokoju charakteryzują fację szwabską. W Chybiu na południe od Tatr występuje facja głębsza (kessenńska), która charakteryzuje płaszczewinę choçańską. Stamtąd pochodzi jedyny jak dotychczas amonit opisany przez A n d r u s o w a (1934). Najgłębszą fację reprezentują wapienie otwornicowe z Palenicy na wschodnich krańcach Tatr. Jednostka ta reprezentuje być może jakąś jednostkę wyższą od płaszczewiny reglowej dolnej Tatr Bielskich.

JURA I KREDA SERII WIERCHOWEJ

Z początkiem liasu na obszar Kominów Tylkowych wkracza morze. Obszar Czerwonych Wierchów i Giewontu stanowi wyspę wzniesioną ponad fale morza i ulegającą wietrzeniu. Wkraczające morze liasowe zastaje teren dość urozmaicony w wyniku fałdowań starokimeryjskich, stąd też utwory liasowe leżą na różnych elementach — w Dolince Smytniej na noryku, w innych miejscach na warstwach tomanowskich, miejscami na środkowym triasie, a nawet na dolnym werfienie (K o t a ń s k i 1959 e). Obszar Szerokiej Jaworzyńskiej, gdzie liasu brak, był — być może — w tym czasie wynurzony. W związku z bardzo zróżnicowanym podłożem i różnymi warunkami sedymentacyjnymi liasu oblicze stratygraficzne tego piętra jest bardzo urozmaicone. Nie zawsze umiemy przeprowadzić dokładną paralelizację poszczególnych poziomów ze względu na brak lub ubóstwo fauny. Stąd też obraz paleogeograficzny liasu wierchowego jest tylko przybliżony.

Najpełniejszy, a zarazem najpewniejszy profil z tego względu, że w różnych poziomach znaleziono tu faunę, ciągnie się od krzyża W. Pola ku Raptawickim Turniom. Leżą tam bezpośrednio na dolomitach noryku gruboziarniste piaskowce synemuru z fauną małżów, brachiopodów i belemnitów. Czarne wapienie wskazujące na pewne pogłębienie morza z fauną spiryferyn należą do lotaryngu. Facja piaszczysta utrzymuje się wyżej, dając tzw. piaskowce pisańskie. Ponad nimi leży bardzo zmienny kompleks wapieni krynoidowych, piaskowców i zlepieńców kwarcowo-

-dolomitowych świadczący o niespokojnych warunkach osadzania i działania prądów. Utwory te obejmują prawdopodobnie górny lias, a może i bajos. Profile są niesłychanie zmienne w przekrojach nawet bardzo blisko położonych, co utrudnia zupełnie paralelizację.

Bardzo interesujące dane dotyczące się przebiegu transgresji liasu na starsze podłoże znajdujemy w pracy Zb. K o t a ń s k i e g o (1956), a ostatnio A. R a d w a ń s k i e g o (1959) na podstawie obserwacji w Dolinie Smytniej. Odsłania się tam bowiem faleza liasowego morza wycięta w dolomitach noryku, u stóp której znajdują się duże bloki dochodzące do 1 m średnicy. Szybkie zanurzenie Tatr spowodowało zasypianie falezy jak i zgromadzonego u jej stóp materiału klifowego. W czasie zalewu morza liasowego piaski przynoszone z lądu wnikały w szczeliny istniejące w niżej leżących dolomitach, które powstały przez wypłukanie już istniejących pęknięć. Powstały w ten sposób bardzo charakterystyczne żyły klastyczne wypełnione piaskiem, tnące w różnych kierunkach dolomity noryckie. Ich kształt wskazuje, że powstały one przez rozszerzenie diaklaz wytworzonych w czasie ruchów starokimeryjskich po noryku, a przed liasem. W materiale otoczkowym liasu występują licznie okruchy dolomitów noryckich podziurawione przez skałotocze z grupy *Potamilla*, należące do polychaetów. Otoczaki te nie były drażone w postaci obecnej, ale stanowią fragmenty skał brzegu dziurawionych przez skałotocze. Jest rzeczą interesującą, że niektóre z jamek wypełnione są ciemnym wapieniem przypominającym retyk. Byłby to jedyny ślad w tym miejscu osadów tego piętra, które najwidoczniej uległo zniszczeniu przed transgresją liasową albo w jej trakcie.

Zupełnie inaczej kształtowały się warunki sedymentacji w obszarze położonym bardziej na zachód, na terenie Doliny Chochołowskiej. Na terenie tym nie ma widocznej przerwy między norykiem a liasem. Utwory liasowe wiążą się tam bezpośrednio z wapieniami koralowo-ostrygowymi zawierającymi przewarstwienia piasku i czarnych łupków. Wapienie te reprezentują może retyk, a może hettang. Lias rozwinięty jest tu odmiennie niż w Dolinie Kościeliskiej. W dolnej jego części obserwujemy piaskowce, czasem zlepieńcowate, a wyżej wapienie czarne, czasem krynoidowe lub piaszczyste. Utwory te wykazują intensywne zjawiska sylikacji, która odbyła się we wczesnych stadiach diagenety. Część środkowa liasu składa się z piaskowców wapnistych, a czasem zlepieńców. Ogniwo górne rozwinięte jest w postaci różowych i białych wapieni krynoidowych, przypominających wapienie bajosu z Czerwonych Wierchów. Brak fauny uniemożliwia paralelizację tych odrębnych wykształceń (K o t a ń s k i 1959 a).

Lias wierchowy w przeważnej części składa się z elementów detrytycznych. Poważna ilość inwentarza otoczkowego pochodzi bezpośrednio ze skał podłoża. Należą tu głównie otoczaki wapieni i dolomitów środkowego i górnego triasu. Źródłem otoczków kwarcowych będzie niewątpliwie werfen, a częściowo kajper wierchowy. Obok tego znajdują się jednak elementy skał takich, których nie potrafimy wyprowadzić z miejscowych utworów triasowych. Do nich należą okruchy i otoczaki skał wulkanicznych i plutonicznych, które mogły zostać przyniesione z południa i następnie zostały wcielone do osadów liasowych. Swego czasu znalazłem duży otoczek łupku krystalicznego, którego pochodzenie trudno określić. W sumie trudno podać obszar alimentacyjny materiału liasowego.

W bajosie fale morskie pokrywają cały obszar serii wierchowej — zarówno obszar Kominów Tylkowych, jak i wyspę Czerwonych Wierchów i Giewontu. Dowodzi to, że cały obszar poprzednio silnie zróżnicowany wskutek ruchów kimeryjskich został wyrównany i morze bajosu wkracza na teren o równej powierzchni. Na obszarze Giewontu utwory bajosu leżą bezpośrednio na triasie, wnikając nieraz głębokimi szczelinami w głąb wapieni czy dolomitów triasowych. Szczeliny te nie są zapewne wyrazem wietrzenia krasowego na lądzie, bo wtedy musiałyby się w nich znaleźć jakieś osady lądowe, ale powstały w wyniku spękania i późniejszego rozpuszczenia szczelin działaniem fal. Miąższość utworów bajosu jest bardzo różna, zapewne wskutek późniejszego rozmycia. W żlebie Kirkora miąższość ich dochodzi do 6 m, w innych miejscach miąższość ta jest zredukowana bardzo znacznie, a w wielu miejscach bajosu brak zupełnie, tak że utwory batonu leżą bezpośrednio na triasie. Bajos rozwinięty jest w postaci czystych grubokrystalicznych wapieni krynoidowych, które powstały w wyniku nagromadzenia łądyg liliowców. Krynoidy musiały tworzyć całe murawy. Razem z nimi żyły przyczepione bisiosem małże takie jak *Lima* czy *Pecten*. Nierzadko spotykamy kolce dużych jeżowców. Lokalny brak wapieni krynoidowych ma swoje uzasadnienie w fakcie, że osadzenie batonu poprzedziły ruchy, a nawet wynurzenie. Dowodzi tego fakt, że w utworach batonu w Wielkiej Świstówce znalazły się otoczaki skał magmowych i kwarcu. Dostać się one mogły do osadu tylko w ten sposób, że morze wkraczało na obszar wynurzony, na którym się znajdować musiały przyniesione rzekami elementy obce. W utworach batonu spotykamy również często okruchy dolomitów triasowych. Zaznacza się tu więc jeszcze jedna faza ruchów starokimeryjskich, które trwały na obszarze Tatr od karniku poprzez lias do batonu. Zupełnie podobne stosunki panowały na obszarze Alp francuskich w serii Briançonnais, gdzie J. Debelmas (1957) kreśli bardzo podobny obraz paleogeografii tego okresu. Seria wapieni batońskich jest na ogół bardzo niegruba. Najciekawszy profil odsłania się w Wielkiej Świstówce, gdzie bezpośrednio na nierównej powierzchni triasu leży 20—30 cm gruba warstwa wapieni przepełnionych skorupami amonitów. U podstawy bezpośrednio na triasie znajdują się struktury stromatolitowe. Baton leży zupełnie zgodnie (penakordantnie) na triasie i żadnej niezgodności katowej nie widać. Jest to oczywiście zgodność pozorna, bo osady tego piętra leżą miejscami na różnych ogniwach triasu. W wapieniach batońskich znajduje się bardzo bogata fauna amonitów. Dominują amonity w rodzaju *Phylloceras*, zgodnie z alpejskim charakterem batonu tatrzańskiego (Passendorfer, 1936). Okazy są przeważnie połamane, bez komór mieszkalnych. Być może zatem, że mamy tu do czynienia ze zjawiskiem podobnym jak znana warstwa bulasta z kelo-weju w rejonie częstochowskim, w której reprezentowanych jest kilka poziomów amonitowych zgromadzonych razem na skutek ruchów dna i rozmywania osadów już zdiagenezowanych. W tej chwili trudno by było wydzielić poszczególne poziomy. *Hecticoceras retrocostatum* wskazuje na baton środkowy. Utwory batonu są miejscami silnie przesycone hematytem, który wypełnia skamieniałości i tworzy konkrecje. Baton jest okresem najsilniej zaznaczonych różnic facjalnych pomiędzy jurą geosynkлинаlną a jurą północną. Później różnice te maleją i następuje stopniowe wymieszanie fauny.

Ruchy, które zaznaczyły się w batonie, nie ustają i później, czego wy-

razem jest transgresywne ułożenie keloweju na różnych ogniwach stratygraficznych do triasu włącznie. Miejscami kelowej, podobnie jak bajos i baton, wnika w szczeliny podłoża.

Z kelowejem zaczyna się na obszarze Tatr nowy etap rozwojowy. Ustala się nieprzerwana sedymentacja węglanowa, która trwa aż do albu. W keloweju osadzają się różowe i zielonawe wapienie z fauną amonitów (*Reineckia*, *Phylloceras*) i brachiopodów (*Glossothyris*). Morze stopniowo się pogłębia. W oksfordzie powstają jasnoróżowe wapienie z *Glossothyris nucleata* przechodzące stopniowo w jasnoszare wapienie kimerydu z bogatą fauną aptychów i amonitów jak *Aspidoceras acanthicum* (Passendorfer 1928). W wapieniach tych pojawiają się liczne wkładki oolitowe oraz miejscami nagromadzenia szczątków planktonicznych krynoidów z grupy *Saccocoma* (Zb. Kotański i A. Radwański 1960), (J. Lefeld i A. Radwański 1960). Szczątki te niektórzy badacze łączą pod nazwą „lombardii”, stąd nazwa facji lombardiowych (M. Mišík 1959). Wspomniane szczątki spotykane są nie tylko w kimerydzie, ale i w tytonie, a nawet w neokomie. Na obszarze Doliny Chochołowskiej zjawiają się u podstawy malmu różowe wapienie bulaste przypominające zupełnie „marbre de Guillestre” z obszaru Alp briançońskich. Ostatnio J. Lefeld (1959) znalazł w stropowych wapieniach malmu serii Kominów Tylkowych faunę calpionellową wskazującą na berrias. (*Calpionella alpina* i *Tintinopsella carpathica*). Facja zbitych wapieni utrzymuje się i w neokomie z tą różnicą, że barwa wapieni staje się ciemna, niemal czarna. Miejscami zjawiają się zwłaszcza wyżej wkładki oolitowe. W wapieniach spotykane są liczne amonity, których przekroje rysują się niejednokrotnie na powierzchniach warstw.

Zupełnie nowe światło na bieg wydarzeń na zachodnim krańcu Tatr, a pośrednio i na terenie przyległym rzucają ostatnie badania Zb. Kotańskiego i A. Radwańskiego (1959 e). Na obszarze tym na wapieniach szarych kimerydu, znanych z innych jednostek Tatr, leżą ciemne wapienie krynoidowe z fauną tytońską (*Pygope diphya*), a wśród nich w normalnej interkalacji stratygraficznej tufity limburgitowe oraz wyżej warstwa tufitów i limburgitów. W świetle tych badań staje się rzeczą oczywistą, że erupcja lawy limburgitowej nastąpiła w tytonie, przy czym facja piroklastyczna dała wkładki tufitowe rozrzucone wśród wapieni krynoidowych, a lawa limburgitowa wylała się w postaci wylewu podmorskiego. Dowodzi tego charakter zebranych okazów lawy, wykazujących bardzo charakterystyczną budowę lawy sznurowej czy trzewiowej. Na uwagę zasługuje ponadto w wapieniach obecność detrytycznego kwarcu dochodzącego do 2 mm średnicy, który wskazuje, że gdzieś w niedalekim sąsiedztwie był odsłonięty masyw, który ulegał erozji. Fakt ten stoi w związku z intensywnymi ruchami neokimeryjskimi, które doprowadziły na obszarze gdzieś na zachód od Tatr do powstania kordyliery, która ulegając niszczeniu dostarczała materiału otaczającym morzom. Obecność grubych (ponad 20 m) pokryw lawy limburgitowej wskazuje na żywą działalność wulkaniczną w najbliższym sąsiedztwie.

W górnej części neokomu zmienia się stopniowo facja w konsekwencji powolnego, ale trwałego podnoszenia dna. Zjawiają się korale, glony, gruboskorupowe małże i rozwija się bardzo charakterystyczna facja rafowych wapieni urgońskich. Stanowią one łatwe do rozeznania ogniwo kredy tatrzańskiej na skutek tego, że przekrystalizowane — a wobec tego więcej

oporne na wietrzenie — szczątki organiczne wznoszą się ponad powierzchnię skały, powodując bardzo charakterystyczną szorstką powierzchnię. Wapienie przepelnione są w górnych partiach orbitolinami i diploporami. Na powierzchniach rysują się również szczątki gruboskorupowych małżów z rodzaju *Requienia*. Nieliczne skamieniałości wskazują na barrem i apt (P a s s e n d o r f e r 1930). Warunki sedymentacyjne nie wszędzie były takie same. W obszarze bardziej północnym i na zachodzie — na przykład na obszarze Osobitej panowało morze głębsze, czego wyrazem byłoby pojawienie się w urgonie Osobitej krzemieni czy też rogowców, które tworzą wkładki wśród wapieni urgońskich. Krzemienie te, być może, powstały na skutek nagromadzenia się igieł gąbek. Są to może spongiolity.

Na zachód od Hali Pisanej w stropie normalnych jasnych wapieni organogenicznych pojawiają się dobrze uławiczone wapienie ciemnobrunatne z fauną brachiopodów i belemnitów, reprezentujące jakąś odmienną, głębszą fację (R a b o w s k i 1954, 1959).

Na przełomie aptu i albu morze z obszaru Tatr ustępuje na skutek ruchów dźwigających masyw tatrzański. Wystawione na działanie czynników atmosferycznych wapienie podlegają procesom krasowym, pokrywając się rowkami i zagłębieniami, w których tu i ówdzie znalazły się produkty wietrzenia wapieni w postaci czerwonej glinki, być może terra rossa. Z faktu, że w leżących na urgonie wapieniach glaukonitowych albu znalazły się otoczaki skał magmowych i osadowych nie pochodzących z Tatr, wnosimy, że obszar serii wierchowej był wydzwignięty ponad fale morza i podlegał erozji. Obce Tatrom materiały były przeniesione rzekami i w czasie transgresji albu dostały się do osadu (P a s s e n d o r f e r 1930).

Na wapieniach urgońskich leżą zgodnie wapienie glaukonitowe albu środkowego. Transgresja nie pokryła od razu całego obszaru Tatr. Najwcześniej, bo w środkowym albie (poziom *Hoplites dentatus*), został zalany obszar Giewontu, jak tego dowodzi fauna tego poziomu zachowana na północnych zboczach Giewontu w Wielkiej Równi. Swym charakterem przypomina ona zupełnie klastyczne wystąpienia serii helweckiej Alp i pn.-zachodniej Francji. Wapienie glaukonitowe albu leżą zupełnie zgodnie na urgonie, przynajmniej nie udało się stwierdzić żadnej różnicy w upadzie obu ogniów. Prowadzone obecnie badania nad stratygrafią dolnej kredy wierchowej wykażą, czy nie da się stwierdzić, że alb transgreduje na różnych ogniwach urgonu, co by wskazywało na jakąś słabo zaznaczoną orogenezę. Na razie notujemy tylko zjawisko wynurzenia.

Morze w dalszym ciągu jest niespokojne. Przerwy sedymentacyjne wskazują na działanie prądów, a miejscami obserwujemy rozmywanie skamieniałości. Morze stopniowo się pogłębia i osadza widoczne w Dolinie Małej Łąki wapienie margliste poziomu *Mortoniceras inflatum*.

Alb zamykają margle ciemne na przełomie żółto wietrzejące i reprezentujące osady głębszego morza. Skamieniałości takie, jak *Scaphites meriani*, *Stoliczkaia dispar* i inne wyznaczają im miejsce w najwyższym albie. Młodszych utworów nie udało się znaleźć.

Zdaniem Cz. Kuźniara (1913) margle albu przypominają zupełnie współczesne muły błękitne, które tworzą się w znacznie głębszych na zboczach cokołów kontynentalnych. Bardzo drobne ziarno, brak grubszych elementów pogląd ten czyni prawdopodobnym. Na Hali Pisanej występują wkładki drobnoziarnistych piaskowców z hieroglifami, przy-

pominających piaskowce fliszowe. Nasze obecne wyobrażenia o warunkach tworzenia się fliszu w morzu głębszym nie przeczyłyby takiej interpretacji margli albu. Facja ta, mająca szerokie rozprzestrzenienie w Karpatach Centralnych, wskazywałaby na znaczne pogłębienie morza po chwilowym wynurzeniu.

Na obszarze Tatr polskich nie udało się znaleźć fauny, która by wskazywała na ogniwa młodsze od poziomu *Stoliczkaia dispar*. Badania na mikrofaunę na razie nie dały efektu. Natomiast w obszarze Osobitej badania Kuśika (1959) wykazały, że w wyższych poziomach serii marglistej występują otwornice jak *Rotalipora appennica* (Renz), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), a więc formy cenomańskie. Sedymencja więc zapoczątkowana w środkowym albie trwałaby tu bez przerwy do cenomanu włącznie. Na uwagę zasługuje opisana przez Kuśika (1959) i Kotańskiego (1959) wyraźna rytmika osadów wyrażona alternacją warstewek marglistych i piaszczystych. Struktury te przypominają zupełnie struktury fliszowe i zapowiadają wielką orogenezę kredową, która sfałdowała Tatry.

JURA I KREDA SERII REGLOWEJ

Bieg wydarzeń na obszarze serii reglowej był nieco odmienny. Retyk rozpoczął nowy zalew morski, który trwa bez przerwy ulegając tylko spłyceniom aż do hoterywu. Utwory retyku przechodzą stopniowo w hetang, rozwinięty w postaci piaskowców o typie fliszowym (Goettel 1917). Pojawiające się w górnych poziomach retyku czerwone łupki wskazują na odsłonięty niedaleko obszar lądowy. O tym samym mówią piaskowce środkowoliasowe, szczególnie silnie rozwinięte w Tatrach Bielskich (Sokołowski 1948). Jest to zapewne oddźwięk ruchów starokimeryjskich, które tu zaznaczyły się bardzo słabo, gdy w geantyklinie wierchowej są zaakcentowane nierównie silniej.

Morze stopniowo się pogłębia. Tworzą się wapienie i łupki synemuru, wapienie czarne i margle, a wyżej wapienie plamiste z arietytami lotaryngu, a wreszcie wapienie ze spongiolitami wskazujące już na morze głębsze.

W spongiolitach występują jedynie spikule *Hexactinellidae* a więc grupy, która żyje najgłębiej. Fakt ten i brak w spongiolitach elementów detrytycznych skłonił Zb. Sujkowskiego do rozpatrywania spongiolitów liasowych Tatr jako utworów, które tworzyły się poza zasięgiem szelfu na skłonie cokołu kontynentalnego. Mogą to być głębie setek metrów, a nawet kilku tysięcy metrów.

Nad warstwami spongiolitowymi zjawiają się wapienie krynoidowe z rogowcami w dole, przykryte wapieniami bulastymi z rudami żelaza i łupkami hematytowymi w stropie.

Nie wszędzie jednak był taki sam rytm wydarzeń. Na obszarze Kopek Sołtysich w toarku i aalenie rozwija się facja posidoniowa, przypominająca bardzo takąż fację serii pienińskiej. Jest to osad zapewne większych głębi (Guzik 1959). W spągu toarku — aalenu, a w stropie wapieni krynoidowych występuje na obszarze Doliny Chochołowskiej ławica wapieni manganowych. Źródłem manganu, zdaniem R. Krajewskiego (1958), były podmorskie ekshalacje wulkaniczne związane z procesami magmo-

wymi, które zaznaczyły się w związku z pogłębieniem geosynkliny karpackiej.

Pogłębienie to zaznacza się maksymalnie w czasie jury środkowej i częściowo górnej. Powstaje wtedy niezmiernie charakterystyczny zespół warstw radiolariowych składających się z wapieni przeławiconych rogowcami zielonymi w dole, a różowymi w górze. Rogowce te, jak wykazała analiza Zb. S u j k o w s k i e g o (1933), reprezentują osad przypominający typowe muły radiolariowe. Brak składników detrytycznych i duża ilość radiolarii pozwalają na traktowanie ich jako osadów dużych głębi, chociaż radiolaryty tatrzańskie będą należeć raczej do górnych ich partii na pograniczu pasa mułów globigerynowych. Jak pokazały ostatnio badania St. G ą s i o r o w s k i e g o (1959) oparte na aptychach, seria radiolarytowa obejmuje nie tylko cały dogger, ale sięga i do kimerydu. Faza pogłębiania geosynkliny reglowej przypadałaby zatem na tenże sam mniej więcej (nieco wcześniejszy) okres, co w pienińskim pasie skałkowym.

Morze głębokie trwa jeszcze w kimerydzie. W malmie Tatr Bielskich, a po raz pierwszy w ogóle w Tatrach znalazł M i ś i k (1959) szczątki pelagicznych krynoidów, które występują czasem tak masowo, że M i ś i k proponuje nazwanie takiej facji — facją lombardiową, która to nazwa, jak już wspomniałem, oznacza ogólnie szczątki planktonicznych szkarłupni. W stropie malmu zjawiają się jasne płytowe wapienie typu biancone z kalpionellami, stanowiąc przejście do margli neokomu. Znaleziona w marglach fauna (W i g i l e w 1914) wskazuje na walanżyn i hoteryw. Nigdzie w Tatrach ogniów młodszych nie znaleziono. Margle reprezentują osad zapewne dość głębokiego morza, przypominając warunki sedymentacyjne margli albu wierchowego. W Tatrach Bielskich, a także i w Kopkach Sołtysich zjawiają się niezwykle charakterystyczne wapienie zwane murańskimi, związane sedymentacyjnie z marglami. Wapienie te w najważniejszej części składają się z detrytusu wapiennego i szczątków organicznych, a w spodzie zawierają rogowce. Z faktu, że tuż w ich spągu znajdują się dobrze zachowane okazy *Astieria*, wnoszę, że wapienie murańskie reprezentują może górny hoteryw i najniższy barrem, ale nie urgon, gdyż brak w nich diplopory i orbitolin. Wapienie murańskie w szlifach mikroskopowych mają tak charakterystyczną strukturę odmienną od wapieni urgońskich, że nie sposób je pomylić.

Młodszych utworów ponad walanżyn i hoteryw w Tatrach nie znaleziono. Ostanic K a n t o r o w a i A n d r u s o v (1958) opisują z płaszczowiny reglowej kriżniańskiej z okolic Kubina mikrofaunę cenomańską, co by skłaniało do przypuszczenia, że w jednostkach reglowych na terenie Tatr mogłyby się znaleźć i te ogniwa, a jeśli ich brak, to — być może — uległy erozji lub wyprasowaniu.

Górnokredowe fałdowanie Tatr i transgresja eoceńska

Po osadzeniu się margli najwyższego albu i dolnego cenomanu następują ruchy fałdowe, które spiętrzają i przesuwiają osady reglowe ponad serię wierchową. Nie mamy w Tatrach dokumentów, które pozwoliłyby dokładnie ustalić wiek tych ruchów. Najmłodsze ogniwo leżące na pofałdowanym gmachu tatrzańskim to środkowy eocen. Przez analogię ze Skał-

kami można by wnosić, że ruch odbył się po turonie, a może nawet po santonie, a przed mastrychtem (Birkenmajer 1958). Możliwe, że ruchy nie były jednofazowe. Nie wykluczone również, że odbyły się one na południu wcześniej, a na północy później. Nie mamy co do tego wyraźnych kryteriów.

Po ruchach górnokredowych Tatry wraz z Niżnimi Tatrami i obszarami przyległymi tworzą wielką masę lądową, która ulega gradacji (Passendorfer 1959). Nie ma wówczas ani Kotliny Liptowskiej, ani Podhala. Rzeki niszczą wyniesione partie i zaścielają obszar żwirowiskami. Żwiry te niosą rzeki zapewne na południe i na północ, składając je także na obszarze Podhala.

W środkowym eocenie ląd ten ulega rozczłonkowaniu. Na północy powstaje basen Podhala, na południu basen liptowski. W baseny te w środkowym eocenie wkracza morze. Tatry w tym czasie tworzą wielką wyspę zbudowaną z utworów płaszczowin reglowych. Ku zachodowi ciągnie się długie ramię na Fatra Krywań. Seria wierchowa ani trzon granitowy nie odsłania się nigdzie, jak tego dowodzi charakter otoczków w zlepieńcach eoceńskich (Passendorfer 1951). Brzeg wyspy tatrzańskiej jest dość urozmaicony, miejscami jest on niski i morze zatokami wkracza w głąb. W innych miejscach brzeg jest stromy i atakujące go fale przerabiają rumosze na dobrze oglądzone otoczaki. Wyspa tatrzańska szybko się obniża, morze wkracza coraz to dalej. Miejscami zalew jest tak szybki, że fala nie ma możliwości przerobienia rumoszu i wtedy utwory eoceńskie wiążą się stopniowymi przejściami z rumoszem skalnym podłoża. O tym, że istotnie brzeg jest bardzo urozmaicony i zalew morski nie ogarnął całego obszaru Tatr, mówi fakt, że transgredujące utwory są różnego wieku. W jednych miejscach zlepieńce eoceńskie reprezentują utwory starsze (Bieda 1959, Sokółowski 1959), a w innych młodsze.

Wyspa tatrzańska była zapewne mało wzniesiona, jak tego dowodzi charakter dolnych ogniów fliszu podhalańskiego, w którym przeważają osady ilaste. Pomimo to linia brzegowa jest bardzo urozmaicona. Jaskrawy tego przykład widzimy w okolicy kamieniołomu pod Capkami. W kamieniołomie tym mamy pełny profil eocenu, który transgreduje tutaj na dolomitach środkowotriasowych. Eocen zaczyna się tu dolnymi zlepieńcami przykrytymi przez wapienie, dolomity piaszczyste, wapienie organodetrytyczne i wreszcie górne zlepieńce. W sumie eocen mierzy tu wiele dziesiątków metrów. Tymczasem w odległości kilkudziesięciu metrów od kamieniołomu, na obszarze nowej skoczni, całej tej serii brak i widać tu jedynie cienką warstwę górnych zlepieńców leżących bezpośrednio na dolomitach. Zlepieńce zawierają wkładki czarnych łupków i przechodzą sedymentacyjnie w ciemne łupki fliszu podhalańskiego wskazując, że nie ma tu żadnej dyslokacji, a przeciwnie istnieje ciągłość pomiędzy eocenem numulitowym a fliszem podhalańskim (A. Starczevska-Koziołowa 1961).

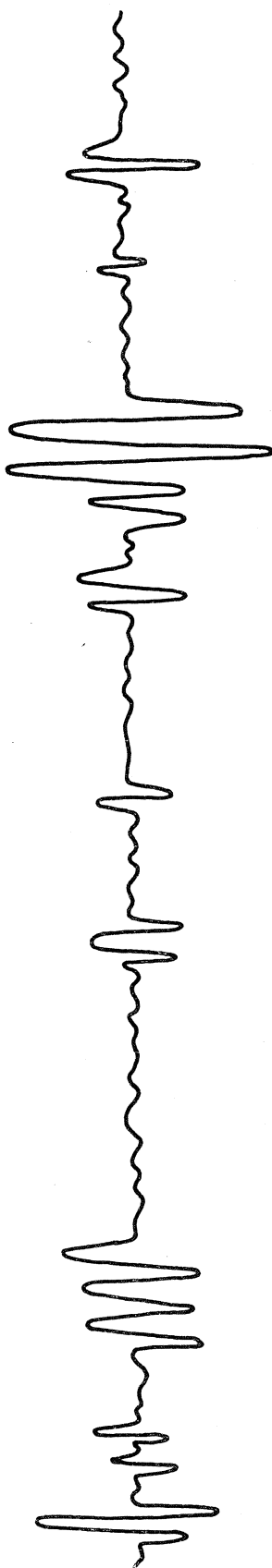
W tym zatem miejscu brzeg wysuwał się małym półwyspem, gdy w okolicy kamieniołomu Pod Capkami cofał się głęboko wstecz.

Morze jest niespokojne, zaznaczają się ruchy dźwigające, czego wyrazem jest fakt pojawiania się grubych otoczków, a czasem i bloków wapieni eoceńskich w spągu fliszu. O ruchach dźwigających na obszarze Tatr mówią nam również stożki czy delty sypane na przedpolu Tatr przez rzeki płynące z południa. Taki potężny stożek a raczej deltę repre-

RUCHY GÓROTWÓRCZE W TATRACH

MOUVEMENTS OROGÉNIQUES DANS LES TATRAS

Holocen
Plejstocen
Pliocen
Miocen
Oligocen
Eocen górny
Eocen środkowy
Eocen dolny
Mastrycht
Kampen
Santon
Emszer
Turon
Cenoman
Alb
Apt
Barrem
Hoteryw
Walenżyn
Tyton
Kimeryd
Oxford
Kellowej
Baton
Bajos
Aalen
Toark
Domer
Pliensbach
Lotaryng
Synemur
Hettang
Retyk
Noryk
Karnik
Ladyn
Anizyk
Scytyk
Perm
Karbon



Holocène
Pléistocène
Pliocène
Miocène
Oligocène
Eocène sup.
Eocène moyen
Eocène inf.
Maestrichtien
Campanien
Santonien
Emschérien
Turonien
Cénomanién
Albien
Aptien
Barremien
Hautérivien
Valanginien
Tithonique
Kimmeridgien
Oxfordien
Callovien
Bathonien
Bajocien
Aalenien
Toarcien
Domérien
Pliensbachien
Lotharingien
Sinemurien
Hettangien
Rhétien
Norien
Carnien
Ladinien
Anisien
Scythien
Permien
Carbonifère

zentują osady odsłaniające się na zboczach Tokarni na północ od Tatr Bielskich. W materiale otoczkowym tej delty zasługują na uwagę elementy obce Tatrom takie jak: lidyty czy porfiry, które, przyniesione rzekami po wydzwignięciu Tatr w okresie kredowym z mas lądowych leżących na południu, w czasie eocenu zostały wymiecione i złożone na przedpolu Tatr.

W szybko obniżającym się basenie podhalańskim gromadzą się potężne (do 4 tys. m) masy fliszu podhalańskiego. Są to zrazu osady mularsto-ilaste z wkładkami żelazistych dolomitów tzw. warstwy zakopiańskie (Gołęb 1959), które powstały zapewne w głównej masie ze zniszczenia margli i wapieni dolomitycznych i dolomitów pokryw reglowych. Nie wszędzie jednak są one tak rozwinięte. Na przedpolu Tatr Bielskich wśród warstw zakopiańskich pojawiają się liczne ławice piaskowców i zlepieńców wskazujące na żywą działalność rzek niosących z Tatr materiał skalny. W związku z tym brak w dolnej części warstw zakopiańskich ławic dolomitowych, które związane są na obszarze rowu zakopiańskiego głównie z facją ciemnych łupków wskazujących na warunki redukcyjne tworzenia się osadu. Na przedpolu Tatr Bielskich ławice dolomityczne pojawiają się dopiero wyżej, tam gdzie ustala się jednolita facja ciemnych łupków charakterystycznych dla warstw zakopiańskich. Ku górze zmienia się charakter fliszu podhalańskiego. Zjawia się coraz więcej piasku. Jest to górne ogniwo fliszu podhalańskiego tzw. warstwy chochołowskie (Gołęb 1959). Występujące w ich spągu zlepieńce z egzotykami wskazują na istnienie jeszcze wtedy wyspy tatrzańskiej czy mniejszych wysepek, skąd rzeczki przynoszą materiał osadzany przez prądy zawiesinowe. Później, zapewne, Tatry zanurzają się zupełnie i zostają przykryte przez utwory fliszowe.

Jest rzeczą zagadkową pochodzenie piasku, z którego zbudowane są potężne serie fliszu podhalańskiego. Hieroglify prądowe, zdaniem A. Radomskiego (1959), wskazują na zachód jako kierunek, skąd prądy miały nieść materiał piaszczysty. Nie umiemy jednak przy obecnym stanie naszych wiadomości o paleogeografii tego obszaru odpowiedzieć nawet w przybliżeniu, gdzie znajdowały się obszary alimentacyjne fliszu podhalańskiego. Może dalsze badania na obszarze całego Podhala jak i na wschód i na zachód od niego rzucać więcej światła na to interesujące zagadnienie.

Ruchy w czasie sedymentacji fliszu podhalańskiego nie ustają, czego wyrazem są występujące na obszarze przytatrzańskim i przyskałkowym liczne osuwiska (Gołęb 1959, Halicki-Grzybek 1958, Radomski 1958). Osuwiska występujące w centralnej części basenu podhalańskiego wiązać, zdaje się, należy również z pewnymi wypiętrzeniami na tym terenie.

W górnym eocenie lub dolnym oligocenie morze opuszcza definitywnie obszar Podhala. Dalsze losy Tatr i Podhala śledzić już możemy jedynie na podstawie rozważań geomorfologicznych.

WYKAZ LITERATURY

BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov D. (1934), O nalezu ammonoida v karpatskom rhaetu. *Vestn. St. geol. ust.* X Praga.
- Andrusov D. (1958, 1959), Geologia československých Karpat, t. 1 i 2.
- Andrusov D. (1959), Přehled stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska (Stratigraphie und Tektonik der mesozoischen Zone des Massives der Hohen Tatra). *Geol. Sborn. Roč. 10*, zesz. 1, Bratislava.
- Bieda F. (1959), Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańského i fliszu podhalańskiego (Palaeontological stratigraphy of the Tatra Eocene and the Podhale Flysch). *Biul. Inst. geol.*, 149, Warszawa.
- Birkenmajer K. (1958), Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. *Wydawn. geol.*
- Borza K. (1959), Geologicko-petrografické pomery mezozoíku Belanských Tatier a masívu Sirokej. (Die geologisch-petrographischen Verhältnisse des Gebirges Belanske Tatry und des Massives Siroka). *Geol. Sborn. Roč. 10*, zesz. 1, Bratislava.
- Dźułyński S. i Gradziński R. (1960), Source of the lower Triassic clastics in the Tatra Mts. *Biul. Acad. Sc.*, Warszawa.
- Debelmas J., Lemoine M. (1957), Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le massif de Peyre-Haute au S de Briançon. Importance de l'érosion ante-rhétienne dans la zone briançonnaise. *Bull. Soc. géol., Fr. V. 8*, 4, 5, Paryż.
- Debelmas J. (1960), Comparaison du Trias haut-tatrickue avec celui des Alpes occidentales (Zone intraalpine), *Acta geol. pol.*, t. 10, z. 2.
- Eilenberger F. (1958), Étude géologique du pays de Vanoise. Mém. pour servir à l'explication de carte géologique détaillée de la France, Paris.
- Gąsiorowski S.M. (1959), Nowe dane o wieku radiolarytów serii reglowej dolnej w Tatrach (On the age of radiolarites in the subatric series in the Tatra Mts.) *Acta geol. pol.*, t. 9, z. 2, Warszawa.
- Goetel W. (1916), Zur Liasstratigraphie und Lösung der Chocsdolomitfrage in der Tatra. *Bull. Acad. Sc. Ser. A*, Kraków.
- Goetel W. (1917), Die rhätische Stufe und der unterste Lias in der subatricischen Zone in der Tatra. *Bull. Ac. Sc. de Cracovie, Ser. A*, Kraków.
- Goetel W. i Sokołowski S. (1929), Tektonika serii reglowej okolic Zakopanego (La structure tectonique de la zone subatricque aux environs de Zakopane). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 6 Kraków.
- Gołąb J. (1959), Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala (On the geology of the western Podhale flysch Area). *Biul. Inst. Geol.* 149, Warszawa.
- Grzybek K., Halicki B. (1958), Osuwiska podmorskie we fliszu Podhala. Submarine slides in the Podhale flysch. *Acta geol. pol.*, t. 8, z. 3, Warszawa.
- Guzik K. (1936), O stratygrafii triasu płaszczowiny reglowej górnej (Über die Stratigraphie der Trias in der oberen subatricischen Decke in der Hohen Tatra und Choč Gebirge). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, Kraków.
- Guzik K. (1959), Niektóre zagadnienia stratygrafii liasu-doggeru płaszczowiny reglowej dolnej w Tatrach. (Notes on some stratigraphic problems of the lias-dogger rocks in the lower subatric nappe of the Tatra Mountains). *Biul. Inst. Geol.*, 149, Warszawa.

Guzik K. (1959), Przewodnie rysy stratygrafii triasu serii reglowej górnej (cho-
czańskiej) w Tatrach zachodnich (Index features of triassic stratigraphy in the upper
(Choč) subatric series in western Tatra). *Biul. Inst. Geol.*, 149, Warszawa.

Halicki B. (1959), Nowe opracowanie geologiczne Podhala (Contribution to
the geology of the Podhale Region). *Biul. Inst. Geol.*, 149, Warszawa.

Jaroszewski W. (1957), Geologia pasma Świerkul (On the geology of the
Świerkule range in the Tatra Mountains). *Acta geol. pol.*, t. 7, z. 4, Warszawa.

Kantor J. (1959), Vek niektorých vysokotatranských granitoidov a krysta-
lických bridlic podľa radioaktívneho rozpadu K^{40} (Das Alter gewisser Granitoide und
kristallinen Schiefer der hohen Tatra nach dem radioaktiven Zerfall von K^{40}). *Geol.*
Sborn., Roč. 10, z. 1.

Kantorová V., Andrusov D. (1953), Mikrobiostratigrafický výskum vrhnej
kriedy Povazia a Oravy (Étude microbiostratigraphique du Crétacé moyen et su-
périeur de la vallée du Vah et de l'Orava). *Geol. Sborn., Roč.* 9, z. 2, Bratislava.

Kotański Z. (1955), Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej
Tatr (Vermicular limestones from the high Tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.).
Acta geol. pol., t. 4, z. 3, Warszawa.

Kotański Z. (1956), O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Ta-
trach (On the stratigraphy and palaeogeography of the high Tatric Keuper in the
Tatra Mts.) *Acta Geol. Pol.*, t. 6, z. 3, Warszawa.

Kotański Z. (1958), Stratigraphical and palaeographical position of the sub-
atric Triassic in the Bielskie Tatry Mts., *Bull. Acad. Pol. Sc.*, t. 8, Warszawa.

Kotański Z. (1959 a), Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich
(Stratigraphic sections of the high Tatric Series in the Polish Tatra Mts.), *Biul. Inst.*
Geol. 130, Warszawa.

Kotański Z. (1959 b), Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of
the high Tatric Triassic in the Tatra Mts., *Acta geol. pol.* t. 9, z. 2, Warszawa.

Kotański Z. (1959 c), Trias wierchowy. High-Tatric Triassic. *Biul. Inst. Geol.*
149, Warszawa.

Kotański Z. (1959 d), Nowe ogniwa stratygraficzne w serii wierchowej rejonu
Osobitej (New stratigraphical investigations in the high Tatric Series in the Osobita
region — Slovakian western Tatra). *Prz. geol.*, nr 12, Warszawa.

Kotański Z. (1959 e), Fauna *Pygope diphya* i limburgity w tytonie Osobitej
(High-Tatric Tithonian in the Osobita region, its fauna with *Pygope diphya* and
products of the volcanoes), *Acta geol. pol.*, t. 9, z. 4, Warszawa.

Kotański Z., Radwański A. (1960), O występowaniu mikrofacji lombar-
diowej w malmie wierchowym Tatr. *Prz. geol.* 9.

Starczewska-Koziołowa A. (1961), Kontakt serii reglowej z eocenem
na Krokwi w okolicy Zakopanego (Contact of the subatric series with the Eocene
on Krokvia Hill near Zakopane). *Kwart. geol.*, t. V, z. 1, Warszawa.

Krajewski R., Myszkowski J. (1958), Wapienie manganowe w Tatrach między
Doliną Chochołowską a Lejową (Manganiferous limestones in the Tatra Mts. between
the Chochołowska and Lejowa Valley). *Biul. Inst. Geol.* 149, Warszawa.

Lefeld J. (1958), *Dadocrinus grundeii* Langenhahn from the high Tatric
Middle Triassic in the Tatra Mountains (Poland), *Acta palaeont. pol.*, t. 3, z. 1.

Lefeld J. *Tintinnidae* z serii Kominów Tyłkowych (*Tintinnidae* from Kominy
Tyłkowe series in the Polish Tatra Mts.) *Prz. geol.* Warszawa.

Lefeld J. i Radwański A. (1960), Planktoniczne liliowce *Saccocoma* Agassiz
w malmie i neokomie wierchowym Tatr Polskich (Les Crinoides planctoniques dans
le Malm et le Neocomien hauttatric des Tatras Polonaises). *Acta Geol. Pol.*,
t. X, 1, Warszawa.

Kusik R. (1959), Litologia sedimentarnych serii uzemia Oravic (Zur Lithologie der sedimentären Schichten des Gebietes von Oravice). *Geol. Sborn. Roč.* 10, z. 1.

Limanowski M. (1901), Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach pratrazańskich. *Kosmos* 26, Lwów.

Limanowski M. (1903), Perm i trias lądowy w Tatrach. *Pam. Tow. Tatr.* 24, Kraków.

Kreutz S. (1930), O tatrzańskim trzonie krystalicznym. *Wierchy*, Kraków.

Kuźniar Cz. (1913), Skąły osadowe tatrzańskie. *Rozpr. Akad. Um.*, Kraków.

Kuźniar W. (1908), Warstwy graniczne liasu jury (Toarcien) na północ od Przedniej Kopy Sołtysiej. *Sprawozd. Kom. Fizjogr. PAU* 42, Kraków.

Kuźniar W. (1908), Eocen tatrzański. *Sprawozd. Kom. Fizjogr. PAU* 42, Kraków.

Kuźniar W. (1910), Eocen Tatr i Podhala I (Das Eozän der Tatra und des Podhale). *Sprawozd. Kom. Fizjogr. PAU* 44, Kraków.

Mahel M. (1958), Nova jednotka w Zapadnych Karpatach (Eine neue Einheit in den Westkarpaten). *Geol. ustav d. Stura. Geol. Pr.*, z. 51, Bratislava.

Mišik M. (1959), Lombardiova mikrofacja — veduci horizont v malme Zapadnych Karpat (Die Lombardia Mikrofazies, ein Leithorizont im Malm der Westkarpaten). *Geol. Sborn. Roč.* 10, z. 1, Bratislava.

Michalik A. (1956), W sprawie genezy „zlepieńca koperszadzkiego” (Sur la genèse du conglomérat de Koperszady). *Biul. Inst. Geol.* 109, Warszawa.

Passendorfer E. (1930), Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierchowej w Tatrach (Étude stratigraphique et paléontologique du Crétacé de la série hauttatrique dans les Tatras). *Państw. Inst. Geol.*, 2, Warszawa.

Passendorfer E. (1928), Kimeryd w Tatrach. (Le Kimmeridgien dans la Tatra). *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, t. 4, Warszawa.

Passendorfer E. (1936), Studia nad stratygrafią jury wierchowej w Tatrach. Cz. 1. (Studien über die Stratigraphie und Palaeontologie des hochtatratischen Jura in der Tatra). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 11, Kraków.

Passendorfer E. (1938), Studia nad stratygrafią jury wierchowej Tatr. Cz. II. (Étude sur la stratigraphie et paléontologie du Jurassique hauttatrique dans les Tatras). *Pr. T.P.N.*, 12, Wilno.

Passendorfer E. (1950), Materiały do geologii Tatr. 1. O zlepieńcu koperszadzkim. 2. O wapieniu murańskim. (Matériaux pour la connaissance de la géologie des Tatras. 1. Sur le conglomérat du Koperszady. 2. Sur le calcaire de Murań). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 19, Kraków.

Passendorfer E. (1951), Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach. (Sur les problèmes de la transgression du éocène dans la Tatra). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 20, Kraków.

Passendorfer E. (1957), Zlepienieć koperszadzki. jego geneza i wiek (Le conglomérat de Koperszady (Tatra orientale), sa formation et son âge). *Acta geol. pol.*, t. 7, z. 2, Warszawa.

Passendorfer E. (1958), W sprawie sedymentacji eocenu tatrzańskiego (About sedimentation of the Eocene in the Tatra). *Acta geol. pol.*, t. 8, z. 3, Warszawa.

Passendorfer E. (1959), Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu (Eocene palaeogeography of the Tatra). *Biul. Inst. Geol.*, 149, Warszawa.

Rabowski F. (1921), O triasie wierchowym w Tatrach (Sur le Trias hauttatrique de la Tatra). *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, t. 1, z. 2, 3, Warszawa.

Rabowski F. (1936), Uwagi dotyczące się tektoniki trzonu krystalicznego Tatr (Quelques réflexions sur la tectonique du socle cristallin de la Tatra). *Biul. Pol. Inst. Geol.*, t. 4, Warszawa.

Rabowski F. (1954), Badania w grupie Kominów Tylkowych wykonane w r. 1938. (Recherches géologiques de la région de Kominy Tylkowe dans la Tatra). *Biul. Inst. Geol.*, 86.

Rabowski F. (1959), Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich (High-Tatric series in the west Tatra Mts.). *Pr. Inst. Geol.*, Warszawa.

Radomski A. (1958), Charakterystyka sedimentologiczna fliszu podhalańskiego (Sedimentological characteristics of Podhale flysch). *Acta geol. pod.*, t. 8, z. 3, Warszawa.

Radwański A. (1959), Struktury litoralne w liasie w dolinie Smytniej (Littoral structures (cliff) clastic dikes and veins and borings of Potamilla in the high-tatric Lias). *Acta geol. pol.*, t. 9, z. 2, Warszawa.

Roniewicz P. (1958), Cechy sedimentacyjne seisu wierchowego (Sedimentary characteristics of the high-tatric) Seis. *Acta geol. pol.*, t. 8, z. 2, Warszawa.

Sokołowski S. (1925), Spostrzeżenia nad wiekiem i wykształceniem liasu reglowego w Tatrach (Beobachtung über das Alter und die Entwicklung des sub-tatrischen Lias im Tatragebirge). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 2.

Sokołowski S. (1948), Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych (Les Tatry Bielskie. La géologie de leurs versants méridionaux). *Państw. Inst. Geol.*, t. 4, Warszawa.

Sokołowski S. (1959), Zdjęcie geologiczne strefy eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr (Geological map of the nummulitic Eocene region northern margin of the polish Tatra). *Biul. Inst. Geol.*, 149, Warszawa.

Sokołowski S. (1959), Zarys geologii Tatr (Outlines of geology of the Tatra Mountains), *Biul. Inst. Geol.* 149, Warszawa.

Sujkowski Z. (1933), Niektóre spongiolity Tatr i Karpat (Sur certains spongolites de la Tatra et des Karpathes). *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, t. 7, z. 4, Warszawa.

Raciborski M. (1890), Flora retycka w Tatrach. *Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. Akad. Umiej.*, t. XXI, Kraków.

Turnau-Morawska M. (1953), Kajper tatrzański. Jego petrografia i sedimentologia (Tatra Keuper, its petrography and sedimentology). *Acta geol. pol.*, t. 3, Warszawa.

Turnau-Morawska M. (1955), Uwagi o sedimentacji werfenu tatrzańskiego (Remarks concerning sedimentation of the Werfen beds in the Tatra). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 23, Kraków.

Turnau-Morawska M. (1957), Petrografia i geneza zlepieńca koperszadzkiego (Sur la pétrographie et la formation du conglomérat de Koperszady). *Acta geol. pol.*, t. 7, z. 2, Warszawa.

Turnau-Morawska M., Linder M. (1959), Mułowce glaukonitowe eocenu tatrzańskiego (Glaucinitic siltstones in the Tatra Eocene). *Acta geol. pol.*, t. 9, z. 2.

Uhlig V. (1897), Geologie des Tatragebirges. *Denkschr. Akad. Wiss.*, t. 64, Wien.

Wigilew B. (1914), Neckom reglowy w Tatrach. *Spraw. Kom. Fizjogr.* 48, Kraków.

RÉSUMÉ

Abstract : Dans les Tatras nous distinguons deux séries sédimentaires. L'une liée au noyau cristallin et replissée en deux plis porte le nom de série haut-tatrique, l'autre charriée sur cette dernière — de série subtatrique. Dans la série haut-tatrique le Permien développé sous forme de Verrucano est le terme le plus ancien. Le Trias débute par les grès conglomératiques passant progressivement en faciès carbonaté de l'Anisien et du Ladinien. Le Carnien et le Norien sont développés dans le faciès clastique, dolomitique par endroits. Dans le Rhétien des émergences et transgressions locales se manifestent. Le Lias est caractérisé par des grandes lacunes stratigraphiques, dans le Dogger et le Malm le faciès est plus uniforme. Dans le Crétacé inférieur se développe le faciès de l'Urgonien. Dans l'Albien a lieu la transgression de la mer qui s'approfondit dans l'Albien supérieur et le Cénomanién.

Dans la série subtatrique le cours des événements était pareil avec la différence que dans le Jurassique moyen partiellement supérieur la mer atteint des profondeurs considérables ce qui se manifeste par des Radiolarites.

Le plissement des Tatras qui avait lieu dans la phase subhercynienne était suivie de la transgression dans l'Eocène moyen. Le flysch de Podhale de l'Eocène supérieur termine le cycle sédimentaire.

Nos opinions sur le développement paléogéographique des Tatras ont dernièrement assez sensiblement évolué. Grâce aux recherches stratigraphiques, pétrographiques et sédimentologiques, nos opinions sur le milieu et l'âge même de certains termes ont changé ce qui, en conséquence, a permis de préciser plus exactement les phases des mouvements orogéniques.

Nous ne pouvons suivre l'histoire des Tatras que depuis le moment de la formation des roches sédimentaires qui se sont conservées dans leur forme primaire, c'est-à-dire depuis le Permien. Ce qui se passait sur le territoire des Tatras avant cette période n'est pas aisément déchiffrable. Les opinions exprimées il y a longtemps par Rabowski et Kreutz, que l'intrusion du granite des Tatras est liée avec l'orogénèse hercynienne, ont été confirmées par Kantor qui a établi l'âge du granite des Tatras à environ 250 millions d'années, donc comme Carbonifère supérieur.

Comme on le sait, nous distinguons dans les Tatras deux unités tectoniques. L'une d'elles, dite série haut-tatrique, rattachée directement au cristallin, se divise en unité des Kominy Tylkowe, pli des Czerwone Wierchy, et pli du Giewont. La deuxième est constituée par des nappes subtatriques charriées sur la série haut-tatrique: l'une inférieure et l'autre supérieure, dite de Chocz; ces unités diffèrent assez sensiblement l'une de l'autre surtout dans le Jurassique et le Crétacé.

Récemment M. Mahel a énoncé une conception toute différente concernant aussi bien le caractère de la série haut-tatrique que celui des séries subtatriques et leurs relations réciproques. Il distingue notamment dans les Karpathes Centrales une nouvelle unité tectonique et de faciès à savoir la série des Karpathes occidentales qui constitue un terme intermédiaire entre la série haut-tatrique et celles subtatriques. Dans les Tatras il inclut dans cette nouvelle unité les séries du pli des Czerwone Wierchy et du Giewont — les détachant de la série des Kominy Tylkowe. Ces séries diffèrent, il est vrai, assez sensiblement entre elles mais ces

différences peuvent être très facilement expliquées par la différenciation dans le même bassin sédimentaire. En conséquence M. Mahel nie l'existence d'une nappe distincte de Křižna, qui aurait été transporté de la zone des racines des Veporides. Les dépôts de cette série se seraient formés entre les noyaux karpathiques! Sans préjuger de l'extension du charriage et de l'origine des différentes unités, il convient de constater que, si nous déplions le pli de Czerwone Wierchy et celui de Giewont qui le recouvre et les repoussons en arrière, ils occuperont toute l'étendue du cristallin. La nappe subtatrique inférieure qui repose sur ces plis et la nappe de Chocz qui la recouvre devaient avoir leur bassin sédimentaire loin au sud du cristallin des Tatras.

LE PERMIEN

Les plus anciennes roches sédimentaires qui sont conservées sur le cristallin sont les dépôts du Permien que l'on trouve en quelques lambeaux isolés sur la crête du Jagnięcy Wierch. Elles portent le nom des conglomérates de Koperszady ou de série de Koperszady. Cette série est constituée dans sa partie inférieure par endroits par une couche de plusieurs mètres de conglomérats composés de grands blocs à diamètre de tête humaine et de galets d'aplite, de granite rouge et gris et de pegmatite. Plus haut dominant les roches argileuses remplies de brèches granitiques. Au toit on voit nettement la stratification marquée par l'alternation des couches graveleuses et argileuses. Dans le toit également on trouve des roches à caractères de tuffites. La série de Koperszady rappelle très nettement les parties basales de Verrucano du terrain de Stare Hory aux environs de Bańska Bystrica. A Polkanowa on trouve des roches entièrement identiques à la série de Koperszady.

LE TRIAS DANS LA SÉRIE HAUT-TATRIQUE

Après la déposition des sédiments du Permien il se manifestait des mouvements qui ont provoqué même une légère discordance. Sur la crête du Jagnięcy Wierch de grossiers conglomérats reposent sur une surface ravinée du Verrucano et ailleurs, directement sur le granite. Il y dominant des roches telles que le quartz, les silex foncés et les schistes cristallins de différents genres, inconnus dans le substratum et donc apportés de loin par les rivières. L'image paléogéographique à la limite du Permien et du Trias se présente comme suit. Dans le Permien tout le terrain des Karpathes Centrales forme une masse continentale. Il s'y est développé des sédiments du type de Verrucano. Dans le Trias inférieur (seis) les dépôts marins se trouvent dans les Gémérides. Le terrain situé plus loin au nord est émergé. Il est traversé de rivières qui, comme l'a démontré S. D Ź u ł y ń s k i et R. G r a d z i ń s k i, portent du nord le gravier et le sable dont se forment les dépôts conglomératiques du seis. Dans le seis supérieur une mer peu profonde pénètre dans ce territoire, déposant des schistes rouges et des marnes dolomitiques. Dans le Campilien les conditions paléogéographiques changent. Le littoral avance de plus en plus

vers le nord, les matériaux clastiques font place aux dépôts carbonatés. Il se forme les dolomies et les calcaires bitumineux avec *Myophoria costata*.

Dans l'Anisien les dépôts carbonatés dominent exclusivement. Les brèches ou conglomérats se trouvant à la base de l'Anisien et composés du matériel provenant du substratum même ainsi que des débris des roches plus anciennes, indiquent l'émersion et les processus de dénudation. Dans la série plus haut, apparaissent les calcaires vermiculés. De minces intercalations de calcaires à Crinoïdes constituent un dépôt fréquemment rencontré dans ce niveau. On y trouve le *Dadocrinus grundeyi* du groupe *D. gracilis* qui détermine l'âge des calcaires comme l'Anisien inférieur. Les bancs des dolomies à patine jaune à la surface, fréquents dans cette série, devaient se former syngénétiquement avec les calcaires ce qui est prouvé par le fait que dans les brèches intraformationnelles se trouvent des fragments de dolomies. Les roches qui ont fourni les galets avaient donc déjà le caractère de dolomies.

Au cours du Ladinien, les conditions paléogéographiques dans le bassin sédimentaire des Tatras deviennent plus uniformes. Des roches carbonatées, où prédominent les dolomies, se déposent exclusivement. La couleur grise des dolomies les différencient des calcaires sombres de l'Anisien et de ceux céladon du Norien.

Dans le Trias supérieur les conditions changent radicalement. A la suite de mouvements puissants un terrain émerge non loin de là qui fournit au bassin sédimentaire une grande quantité de sable et de gravier. En conséquence se forment les schistes rouges et les grès avec intercalations de conglomérats connus de Czerwone Żlebki de Tomanowa. Par place le faciès clastique domine pendant tout le Trias supérieur, à d'autres endroits cependant il ne constitue qu'un épisode après lequel la mer revient déposant une épaisse série de dolomies. Nous ne connaissons les dépôts du Trias supérieur que du terrain de la série des Kominy Tylkowe. Ils font défaut dans la série du Giewont et de Czerwone Wierchy où les dépôts du Bajocien reposent directement sur l'Anisien. A la suite de mouvements qui se sont manifestés vers la fin du Trias, ce terrain était émergé et a fourni du matériel rocheux au bassin marin. Ces mouvements se répétèrent ensuite plus ou moins fortement ce qui témoigne de l'orogénèse paléocimérienne dans les Tatras. Cette orogénèse se déroulait en plusieurs phases.

Dans le Rhétien la différenciation des diverses unités se maintient et s'accroît. Par place domine le terrain bourbeux où se développe la végétation marécageuse des couches de Tomanowa. A d'autres endroits cependant règne la mer avec une faune de Coraux, de Lamellibranches et de Brachiopodes donnant des calcaires foncés zoogéniques connus des vallées Bobrowiecka, Chochołowska, et des pentes de la vallée Cicha.

LE TRIAS DANS LA SERIE SUBTATRIQUE

Dans le terrain des séries subtatriques le cours des événements était quelque peu différent bien que les principaux traits paléogéographiques se maintiennent avec une constance étonnante. Au cours du Scythien des dépôts clastiques se forment pareillement à la série haut-tatrique. L'ab-

sence de conglomérats dans la partie basale peut être expliquée par les étirements tectoniques. Vers le haut les conditions changent, apparaissent les dolomies, et les schistes foncés. De nombreuses brèches intraformationnelles indiquent des conditions peu tranquilles de sédimentation.

De même que dans la série haut-tatrique, l'Anisien commence par une brèche basale ce qui souligne le caractère régional de ce phénomène. Plus haut apparaissent des dolomies cristallines et les calcaires granoclassés avec *Dadocrinus*. Dans le Ladinien les conditions changent. Des dolomies massives se forment contenant par endroit des *Encrinus*. On trouve dans le toit des concrétions et par place des intercalations de calcédoine clair et rouge. La présence de ces intercalations est probablement liée aux processus carstiques intenses sur le terrain adjacent d'où le silice parvenait au bassin marin. A la limite du Ladinien et du Carnien le terrain émerge. Le detritus dolomitique avec de nombreuses concrétions calcédoniques formées sur la surface émergée a donné naissance aux conglomérats rouges qui se trouvent à la base du Keuper. Les intercalations des dolomies et des grès qui se répètent plus haut témoignent des oscillations du littoral. Les schistes rouges et verts se répétant à plusieurs reprises impriment une marque caractéristique aux dépôts du Keuper. Les schistes rouges se déposaient sur le continent dans la zone côtière tandis que les schistes verts intercalés représentent un dépôt marin formé par les matériaux apportés du continent. Les séries épaisses des grès, souvent avec flore, que l'on trouve dans les niveaux supérieurs du Keuper se formaient sur le continent. Dans le toit du Keuper apparaissent d'épais bancs de dolomies indiquant incontestablement le milieu marin. En général il convient de considérer les dépôts du Keuper comme dépôts marins, contrairement aux opinions antérieures.

Le cours des événements était quelque peu différent dans le terrain de la nappe de Chocz qui s'étale sur un large front dans la vallée Chochołowska et finit à Lejowa. K. Guzik a distingué dernièrement dans cette nappe l'unité inférieure de Furkaska rappelant par son développement la nappe subtatrique inférieure et l'unité superposée de Koryciska où prédominent les dolomies claires. Dernièrement on a trouvé à Wielkie Koryciska une faune d'Ammonites.

Les dépôts du Norien dans la nappe subtatrique inférieure sont recouverts par les dépôts du Rhétien rattachés à celui-ci et inaugurant un nouveau cycle sédimentaire. Ils sont développés sous forme de calcaires avec faune de Coraux et de Brachiopodes du faciès Karpathique et de schistes avec faune de Lamellibranches du faciès souabe alternant avec les premiers.

Le Jurassique et le Crétacé de la série haut-tatrique

Dans le Lias la mer pénètre dans le terrain des Kominy Tylkowe. L'emplacement du Giewont et de Czerwone Wierchy constitue une île. La mer liassique rencontre en progressant un terrain assez différencié par suite des plissements paléocimmériens, c'est pourquoi les dépôts du Lias reposent sur différents termes, sur le Norien, sur les couches de Tomanowa et même sur le Werfénien. Sur le terrain de Szeroka Jaworzyńska le Lias fait défaut. Peut-être ce terrain était alors émergé. Les dépôts du

Lias sont développés dans le faciès gros-clastique avec des conglomérats à la base. Le matériel a été fourni dans sa grande masse par les dépôts du Keuper et du Werfénien. De plus il y avait des éléments apportés de loin par les rivières.

Dans le Bajocien tout le terrain de la série haut-tatrique est submergé. Sur le terrain des Czerwone Wierchy et du Giewont les dépôts du Bajocien reposent directement sur l'Anisien pénétrant par des fentes profondes dans les calcaires ou les dolomies du Trias. Les dépôts du Bajocien sont développés dans un faciès uniforme sur le terrain de toute la série haut-tatrique à savoir sous la forme de calcaires à Crinoïdes. Ces calcaires ont cependant été détruits à de nombreux endroits au cours de la transgression du Bathonien et alors ses dépôts reposent directement sur le Trias. La présence de galets de granite et de quartz dans les calcaires du Bathonien témoigne de l'émersion précédant la transgression du Bathonien. Ce serait encore une phase des mouvements paléocimmériens. Dans les calcaires bathoniens on trouve une faune d'Ammonites excessivement riche avec les Phyllocéras qui dominent conformément au caractère alpin du Bathonien tatrique. Les mouvements qui se manifestaient dans le Bathonien n'étaient pas encore éteints dans le Callovien, ce qui s'exprime par sa position sur différents termes stratigraphiques. Par endroits il pénètre dans des fentes du substratum.

Avec le Callovien commence une sédimentation carbonatée ininterrompue qui dure jusqu'à l'Albien. Dans l'Oxfordien se forment des calcaires rose clair passant progressivement en calcaires gris clair du Kimmériidgien pour devenir foncés dans le Malm supérieur. On trouve un faciès semblable dans le Néocomien avec la différence que ce sont des calcaires foncés, presque noirs. Le caractère pélagique du dépôt est démontré par les Ammonites dont on rencontre souvent les coupes aux surfaces des couches. Dans la vallée Chochołowska, à la base du Malm se trouvent des calcaires noduleux roses rappelant très vivement le marbre de Guillestre des Alpes briançonnaises.

Dans la partie occidentale des Tatras le cours des événements était quelque peu différent. Il s'y est développé dans le Tithonique un faciès de calcaires à Crinoïdes avec Pygope diphya et parmi eux, sous forme d'intercalations stratigraphiques des tuffites et des couches de la lave de limburgite qui s'est déversée sur le fond de la mer tithonique. La présence des grains du quartz détritique dans les calcaires mérite l'attention; elle indique que non loin de là se trouvait un massif émergé qui subissait l'érosion. Ce fait est en rapport avec les mouvements néocimmériens qui ont abouti à la formation d'une cordillère dans les Karpathes occidentales.

Dans la partie supérieure du Néocomien le faciès change progressivement par suite du soulèvement lent mais continu du fond. Les Coraux, les Orbitolines, les Lamellibranches à testes épais et les Algues apparaissent; une faune très caractéristique de l'Urgonien se développe. Les formes trouvées dans les calcaires indiquent le Barrémien-Aptien. A l'ouest la mer était plus profonde ce qui s'exprime par la présence dans l'Urgonien d'Osobita, de nombreuses intercalations à silex, de type des spongolites semble-t-il.

A la limite de l'Aptien et de l'Albien la mer se retire du territoire des Tatras. Les calcaires subissent des processus carstiques. La présence de galets de roches étrangères aux Tatras dans les calcaires glauconieux de

l'Albien reposant sur l'Urgonien témoignent de l'émersion. La transgression qui a donné des calcaires glauconieux reposant sur l'Urgonien venait du sud recouvrant dans l'Albien moyen, le terrain du Giewont et de là, avançant sur le terrain des Czerwone Wierchy et plus loin vers le nord. Dans les calcaires glauconieux se trouve une faune d'Ammonites excessivement riche, d'un type connu dans les Alpes occidentales et leur avant-pays. Sur les calcaires glauconieux reposent, avec une lacune sédimentaire, des marnes foncées jaunes à la surface, de l'Albien supérieur et du Cénomanién inférieur. Elles représentent un dépôt d'une mer assez profonde correspondant aux profondeurs des pentes du socle continental. Les intercalations de grès du type de flysch apparaissant dans les couches supérieures des marnes indiquent le commencement des mouvements orogéniques. C'est sur ces dépôts que se termine le cycle sédimentaire de la série haut-tatrique.

Le Jurassique et le Crétacé de la série sub-tatrique

Dans le terrain de la série sub-tatrique le cours des événements était quelque peu différent. Le Rhétien a commencé par une nouvelle transgression de la mer qui dure jusqu'à la fin du cycle sédimentaire. Dans le Lias inférieur le matériel clastique prédomine, puis la mer s'approfondit, des calcaires et des marnes tachetés se forment et enfin des spongolites du Lias supérieur qui indiquent une mer plus profonde. Par endroits les conditions étaient différentes ce qui s'exprime par le faciès à *Posidonia* qui rappelle celui des Pieniny.

Dans le Jurassique moyen le géosynclinal karpathique atteint sa profondeur maximum. Il se forme alors un ensemble très caractéristique de couches à Radiolaires composé de calcaires intercalés par des silex verts et rouges. Ce faciès embrasse — semble-t-il — tout le Dogger, monte très haut jusqu'au Malme et se maintient encore dans le Kimméridgien. La mer profonde se maintient pendant tout le Malm. Vers la fin, des calcaires clairs avec des *Calpionella* du type „biancone" se déposent. Ces calcaires passent progressivement en marnes du Néocomien dans lesquels la faune peu nombreuse indique le Valanginien et le Hauterivien. Sur le terrain des Tatras orientales, dans les Tatry Bielskie apparaissent dans le toit des marnes des calcaires zoogènes dits de Murań. Ces calcaires représentent un type rapproché de l'Urgonien toutefois sans Orbitolines ni Diplopores qui pullulent dans l'Urgonien haut-tatrique; en même temps la liaison étroite avec les marnes du Valanginien indique qu'ils représentent un niveau inférieur et ne sont pas l'équivalent de l'Urgonien. Des termes plus jeunes que le Valanginien et le Hauterivien n'ont pas été trouvés dans les Tatras. A l'ouest cependant, aux environs de Kubin, dans l'Orawa, on a trouvé dans le toit des marnes une microfaune du Cénomanién. L'absence de termes supérieurs aux Valanginien et Hauterivien dans la nappe sub-tatrique inférieure est due peut-être à la lamination ou à l'érosion.

Sur le terrain de la nappe de Chocz la série est incomplète. Sur les dépôts du Trias reposent les calcaires à Brachiopodes et à Crinoïdes qui représentent le Lias et peut-être le Dogger inférieur. On ne connaît pas de termes plus jeunes.

LES PLISSEMENTS DES TATRAS DANS LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

La transgression éocène

La déposition de marnes du Crétacé de l'Albien supérieur et du Cénomanien inférieur est suivie de mouvements orogéniques. Par analogie avec les Klippes nous déduisons que ces mouvements avaient lieu au Crétacé supérieur après le Turonien et peut-être après le Santonien et avant le Mastrichtien. Après les mouvements du Crétacé supérieur, les Tatras avec les Basses Tatras et le terrain adjacent constituent une grande masse continentale attaquée par les eaux. Les rivières transportent le matériel rocheux et le déposent sous forme de vastes cônes de déjection. Ces dépôts se forment également sur le terrain des Tatras. Dans l'Eocène moyen les Tatras sont attaqués du nord et du sud par la mer. Dans les galets des conglomérats de la base on a trouvé à côté du matériel local prédominant, aussi des éléments étrangers aux Tatras provenant sans doute de ces graviers du Crétacé supérieur. Les dépôts conglomératiques et calcaires de l'Eocène moyen passent progressivement en dépôts de flysch qui remplissent le bassin de Podhale. On peut y distinguer deux termes : l'inférieur, schisteux constitué par les couches de Zakopane et le supérieur, gréseux, formé par les couches de Chochołów. Vers la fin de l'Eocène ou au début de l'Oligocène, tout le terrain tatrique ainsi que les terrains adjacents sont émergés et dénudés.