

II. ZJAZD SŁOWIAŃSKICH GEOGRAFÓW I ETNOGRAFÓW
W POLSCE 1927
II. CONGRÈS DE GÉOGRAPHES ET ETHNOGRAPHES SLAVES EN POLOGNE 1927

JAN NOWAK

ZARYS
TEKTONIKI POLSKI
ESQUISSE DE LA TECTONIQUE
DE LA POLOGNE



KRAKÓW 1927 CRACOVIE

II. CONGRÈS DE GEOGRAPHES ET ETHNOGRAPHES SLAVES
EN POLOGNE 1927

JEAN NOWAK

ESQUISSE DE LA
T E C T O N I Q U E
DE LA POLOGNE

CRACOVIE 1927
COMITÉ D'ORGANISATION DU II. C. G. E. S.

II. ZJAZD SŁOWIAŃSKICH GEOGRAFÓW I ETNOGRAFÓW
W POLSCE 1927

JAN NOWAK

ZARYS
TEKTONIKI POLSKI

Stefan Przeworski

Biblioteka Instytutu
Archeologii i Etnologii PAN



0047258

KRAKÓW 1927

NAKŁADEM KOMITETU ORGANIZACYJNEGO II. Z. S. G. E.

WSZELKIE PRAWA ZASTRZEŻONE.

COPYRIGHT 1927, CRACOV.

ODBITO CZCIONKAMI TŁOČNI GEOGRAFICZNEJ „ORBIS“ W KRAKOWIE
UL. BARSKA L. 41.

Członkom

*II. Zjazdu Słowiańskich Geografów i Etnografów
w Polsce 1927*

poświęca

Komitet Organizacyjny

Au Membres

*du II. Congrès de Géographes et Ethnographes Slaves
en Pologne 1927*

hommage du

Comité d'Organisation



II 5024

SPIS TREŚCI.

	Str.
Słowo wstępne	1
I. Karpaty	5
A. Główne strefy tektoniczne Karpat fliszowych	5
B. Przegląd stratygraficzno-facjalny	7
a) Kreda	9
b) Eocen	32
c) Oligocen	46
d) Miocen	55
C. Tektonika	61
1. Północny brzeg Karpat fliszowych	61
2. Wnętrze łańcuchów fliszowych	79
D. Prakarpaty i związek z Karpatami	98
1. Skały krystaliczne (napisał St. reutz)	98
I. Przedmurze Karpat	98
II. Obszary fliszowe	100
III. „Trzony“ karpackie	109
2. Skały osadowe	115
E. Tatry	135
F. Skałki Pienińskie	138
II. Przedmurze Karpat	143
Zakończenie	159

SŁOWO WSTĘPNE.

Celem niniejszej pracy jest szukanie związków, istniejących między ugrupowaniami tektonicznymi wyższego rzędu, dającymi się wyróżnić w budowie Polski, jak Karpaty i części składowe ich przedmurza, i rozważenie historycznego rozwoju i układu tych związków.

Nie mam pretensji do wyczerpania szczegółów, zwłaszcza tych, które są zawarte w pracach odleglejszych w czasie. Nie jest również w moim zamiarze przedstawianie historycznego rozwoju pojęć. Czasem poglądy na pewien kompleks zjawisk geologicznych są przestarzałe, brak jednak nowszych badań tych zjawisk. W takich wypadkach przyjdzie mi nieraz przejść ponad sprawą do porządku, gdyż inaczej musiałbym snuć przypuszczenia i domysły, od których i bez tego musi się roić w pracy tego pokroju, jak niniejsza, która wnioskami prawdopodobieństw musi nieraz uprzedzać rozstrzygnięcie wielu zagadnień, dających się wprawdzie rozwiązać drogą badań bezpośrednich, wymagających jednak dużego nakładu pracy i środków materialnych, a przedewszystkiem czasu.

W tym stanie rzeczy jest to często nieuniknione, jakkolwiek pociąga za sobą znaczną dozę subiektywizmu. Ten subiektywizm wynika najczęściej z osobistych upodobań, zwłaszcza podświadomych, do posługiwania się niektórymi środkami metodycznymi i niechęci lub braku zaufania do innych, których używają drudzy w tym samym celu. W ten sposób nie odbiegam od innych, chyba czasem w tem, że z takiego stanu zdaję sobie sprawę i to jako konieczność, nie dającą się uniknąć, zupełnie otwarcie podnoszę.

Choć nasza geologia urodziła się w niewoli, znajomość tektoniki kraju stała u nas zawsze wysoko. Zawsze wiedzieliśmy o budowie ojczyściej ziemi tyle, lub prawie tyle, ile wiedziały inne narody o swej ziemi. Były wprawdzie czasem narody w tym przedmiocie wyżej od nas stojące, więcej jednak może takich, których odnośne wiadomości były niewątpliwie bardziej skąpe.

Nie mówiąc już o czasach Staszica czy Puscha, czy nie można dziś stwierdzić, że taki tytan pracy, jak Ludwik Zejszner więcej niż godnie reprezentuje w połowie ubiegłego wieku naszą gałąź wiedzy na terenie międzynarodowym, nie licząc nazwisk mniej głośnych? Nie bez wzruszenia czytamy w Pamiętniku II. Zjazdu Lekarzy i Przyrodników słowa Ignacego Domejki, który w r. 1875 podaje z poza oceanu i po trzydziestoletniej nieobecności w ojczyźnie tektoniczny podział Polski, który do dziś nie utracił swej aktualności. Domejko pisze przytem: „W obszarze całości ziem naszych nie masz krzyczących przedziałów, są tylko łagodne przejścia i odcienia; linje rozdziału wód i rozmaitego wieku pokładów tak mało biją w oczy, że bez wątpienia cały kraj przejdiesz od stóp karpackich aż po źródła Dniepru i Dźwiny, nie spostrzegłszy w zewnętrznej przyrodzie owych nastrzępionych grzbietów i krawędzi, co zwykle dzielą ludzi na narody“. — Albo też: „Żaden rząd, chociażby najgorszy, nie zabroni zbierać kamieni“ — gdy z poza Andów nawołuje do stworzenia Narodowego Muzeum Przyrodniczego w Krakowie.

Potem przychodzi do głosu w zaborze austriackim mrówcza praca autorów „Atlasu geologicznego Galicji“ — olbrzymie dzieło zbiorowego wysiłku, a po drugiej stronie słupów granicznych działają badacze jak Hempel, Trejdosiewicz, Jurkiewicz, Łempicki, Giedrojć, Michalski, Bohdanowicz, Siemiradzki, Lewiński i tylu innych.

Siemiradzki od 35 lat skrzętnie gromadzi i zestawia bilans prac geologicznych na terenie Polski w swej „Geologii ziem Polskich“.

Potem odzywa się potężny głos W. Teisseyre'a, który wywołałszy przewrót w dziedzinie badań krain płytowych do dziś hojnie rozrzuca niezmierne bogactwo idei i pomysłów twórczych, obejmujących coraz rozleglejsze dziedziny myśli tektonicznej.

Pamiętny, epokowy przewrót z początku bieżącego stulecia, spowodowany wystąpieniem Schardta a przedewszystkiem Lugeona, który ocenił znaczenie dla tektoniki odkryć M. Bertranda, odbija się u nas z miejsca głośnem echem. Jeszcze we wschodniej części Alp długo bronią się przeciw pojęciu „nomadyzujących“ mas skalnych, gdy u nas już zabrzmiało hasło: Niema gór bez płaszczowin, Karpaty są zbudowane z płaszczowin.

Zew ten pochodzi od M. Limanowskiego, najdziwniejszego z ludzi, który potrafi z równą miłością wsłuchiwać się w odwieczny rytm tętna ziemi, jak rozmawiać z duszą narodu przez usta Melpomeny.

Z prac obcych, mających dziś jeszcze zasadnicze znaczenie dla obszaru Karpat Zachodnich, należy przedewszystkiem wymienić prace

L. Hoheneggera, C. M. Paula, E. Tietzego i V. Uhliga, uczonych wiedeńskich.

Poglądy moje będą się niejednokrotnie rozbiegały z ideami innych badaczy. Polemiki jednak staram się unikać zwłaszcza tam, gdzie przypuszczeniom obcym przeciwstawiam własne, lub gdzie te ostatnie nie potrafią dotrzymać kroku zbyt wartkiej, choć może nieraz i słusznej myśli poprzedników, pozostawiając rozstrzygnięcie sprawy czasowi.

Chodzi mi przede wszystkim o takie przedstawienie sprawy, któreby spożytkowało jak największą ilość faktów i obserwacji, zdobytych przez naszych geologów w czasach ostatnich. I tu, przyznaję się, przyjdzie mi nieraz czynić trudną selekcję, zwłaszcza gdy chodzi o interpretację. Stąd też praca niniejsza już w swem założeniu daleką jest od zamiaru dostarczenia kompendjum, obejmującego całość literatury przedmiotu. Myślę tylko, że nie pominąłem rzeczy, które wydawały mi się najważniejszymi dla problemów, którymi się zajmuję. Literaturę starszą znajdzie Czytelnik w cytowanych dalej pracach Siemiradzkiego, Lewińskiego i Samsonowicza, Zuberera, Uhliga, Jentzscha i in., gdy „Biblijografia geologiczna Polski“, (Bibliographie Géologique de Pologne) wydawnictwo Polskiego Instytutu Geologicznego obejmuje literaturę współczesną.

Ideałem, do którego praca zmierza, jest zrozumienie mechanizmu zjawisk tektonicznych, co znajdzie swój wyraz ostateczny w końcowych ustępach pracy.

Polecam gorąco przy czytaniu pracy posługiwanie się „Mapą geologiczną Rzpltej Polskiej“ wydania Państwowego Instytutu Geologicznego, r. 1926.

W końcu, dla uniknięcia jakichkolwiek nieporozumień, niech mi wolno będzie zaznaczyć, że tektonika niniejsza daleką jest od pojęcia tektoniki, określonej zwyczajnie w podręcznikach za Argand'em jako *tectonique en arrêt*, dla której lepszym wydaje mi się określenie tektoniki statycznej, zbliża się natomiast do Argandowskiego określenia *tectonique en mouvement*, którą określiłbym mianem dynamicznej. Jestem przekonany, że tektonika statyczna utrzymuje się jeszcze tylko siłą bezwładności.

I. KARPATY.

Tatry i Pieniny wyróżnia się zwyczajnie jako grupy od Karpat fliszowych niezależne i mniej lub więcej samodzielne. Jest to zrozumiałe, jeżeli się zważy, że te zespoły tektoniczne ujawniają najstarsze skały pokrywy pohercyńskiej, ale i same Hercynikum, nadto fazy ich rozwoju tektonicznego, abstrahując od fazy hercyńskiej, są starsze od tektoniki grupy fliszowej, zaś największe natężenie osiągają w kredzie średniej, jak to zaznaczyłem już w roku 1915¹, co w geosynklinorium fliszowym zaznacza się mniej wyraźnie z natury rzeczy. Jak zobaczymy dalej, ta różnica nie jest natury zasadniczej. Jest ona raczej pozorna.

Jeżeli jednak na tę sprawę będziemy patrzyli w ten sposób, iż zdołamy przeprowadzić rekonstrukcję stosunków przedfliszowych na obszarze, na którym układał się flisz, jeżeli zatem, wyrażając się prościej, zdejmujemy pokrywę fliszową i potrafiemy osiągnąć wgląd w strukturę tego, co się przed połałowaniem fliszu pod nim znajdowało, zauważymy, że zarówno Pieniny, jak Tatry są organiczną częścią obszerniejszej budowy karpackiej, która dopiero w późniejszych fazach rozwojowych uzyskała znamiona pewnej samodzielności, określone powyżej ogólnikowo.

Z tego powodu będę omawiał sprawę budowy Tatr i Pienin dopiero w końcu niniejszego rozdziału po przeprowadzeniu analizy owych stosunków przedfliszowych, co mi zadanie znacznie ułatwi.

A) Główne strefy tektoniczne Karpat fliszowych.

W Karpatach fliszowych możemy wyróżnić trzy naturalne duże zespoły tektoniczne, różniące się między sobą nie tylko wzajemnym ułożeniem tektonicznym, ale i rozwojem warstw je budujących, a co za tem idzie, posiadające odmienny nieco rozwój w czasie, co oczywiście jest uwarunkowane różnicami w budowie starszego podłoża, z którym są one genetycznie związane. Chodzi tu naturalnie nie tylko o podłoże w ści-

¹ Mitteilungen d. Geol. Ges. in Wien.

ślejszem znaczeniu, ale i o sąsiedztwo obszarów, które dostarczały materiałów osadowych. Albowiem mamy tu do czynienia przeważnie z osadami typu diastroficznego, czerpiącego przeważną część swej treści z przyległych obszarów lądowych. Nie będą to w przeważnej ilości wypadków obszerne łądy, raczej i częściej archipelagi wysp różnej wielkości, w drugiej dopiero linii większe ugrupowania lądowe.

Podział fliszu karpackiego na trzy jednostki wyższego rzędu dyktuje sama mapa geologiczna. Są one następujące:

a) Wschodnia grupa brzeźna. — Obejmuje ona cały flisz, leżący przed czołem wielkich nasunięć kredowych wschodniej części Karpat na południowy wschód od Przemyśla aż po granicę kraju nad Czeremoszem. Pas ten jest w okolicy Dobromila bardzo jeszcze wąski i reprezentowany przez fałdy miocenu, nieliczne, widoczne na powierzchni. Wiercenie w Huczku koło Dobromila przebiło dwa takie fałdy, stromo spiętrzone, gdzie miocenska formacja solonośna owija jądro, złożone z warstw polanickich wyższej części naszego oligocenu, być może i najwyższej, czyli t. zw. warstw dobrotowskich, następnie i łupków menilitowych dolnej części oligocenu. Jądro eocenske, względnie kredowe leży zapewne głębiej ku południowemu zachodowi. Fałdy te zapadają dość stromo pod łupki menilitowe głębszych nasunięć karpackich.

Ku południowemu wschodowi pas utworów grupy brzeźnej zwolna, ale stale się rozszerza. Koło Borysławia obejmuje ona wszystko to, co leży przed czołem nasunięcia mrażnickiego², które Tołwiński nazwał „skibą orowską“³. Wedle mapy Bujalskiego, Tołwińskiego, Jabłońskiego i Weignera⁴ dalsza granica tego zespołu ku południowemu wschodowi przebiega przez Stynawę Niżną, Rozhurcze, na N od Cisowa, Witwicę, na N od Wygody, Grabów, Rypne, na N od Jasionia, Porohy, Maniawę, Kryczkę, Rakowiec, Pniów, Delatyn, następnie, wedle zdjęć Świderskiego⁵ przez Osław Biały, Tekuczę, Akreszory, Kosmacz, wkońcu, wedle dawniejszych zdjęć Zuber⁶ przez Białobrzękę nad Czeremoszem.

Pas ten aż do okolic Kosmacza rozszerza się zwolna, stąd zaś, po przebyciu wielkiej fleksury poprzecznej szerokość jego zwiększa się nagle do około 16 km, na przekroju Ryczka-Pistyń osiąga maksymalną cyfrę około 20 km, poczem stopniowo maleje aż do Czeremoszu.

b) Grupa średnia. — Leży ona w odwodzie grupy poprzedniej, nie stykając się w części wschodniej nigdzie z przedmurzem bezpo-

² Jan Nowak, „Archiwum naukowe“, Lwów 1914. — ³ Stacja Geologiczna, Borysław, Biuletyn 8. — ⁴ Stacja Geologiczna, Borysław, Biuletyn 10. — ⁵ Tamże, Biuletyn 7. — ⁶ Atlas Geologiczny Galicji, Zeszyt 2.

średnio aż prawie pod Przemyśl. Począwszy nieco na południe od Przemyśla aż do zachodniej granicy kraju na Śląsku cieszyńskim jej człony wchodzą w bezpośredni kontakt z przedmurzem, za wyjątkiem może takich okolic, jak Wieliczka i Bochnia, gdzie między autochtoniczne przedmurze wsuwają się znaczne sfałdowania mioceńskiej formacji solonośnej, które tu można *mutatis mutandis* porównać z wschodnią strefą brzeżną, jednakże bez możliwości snucia jakichś dalszych wniosków. Grupa ta jako całość i w poszczególnych swoich członach jest nasunięta na wschodnią grupę brzeżną, co jest widoczne na całej jej rozciągłości wschodniej między Przemyślem na zachodzie a Czereмосzem na wschodzie.

c) Grupa magórska. — Jest ona nasunięta na grupę poprzednią, podobnie jak ta na brzeżną. Gdy grupa brzeżna wschodnia jako całość jest ograniczona do Karpat na wschód od Przemyśla leżących, grupa magórska jest znów właściwością części zachodniej Karpat. Wschodni brzeg wchodzi ze strony czeskosłowackiej na południe od Jaślik, biegnąc dalej ku zachodowi na południe od Dukli i Żmigrodu, następnie w wielkiej depresji poprzecznej jasielskiej wysuwa się oderwanymi płatami daleko na północ od Jasła, skąd zagina się ku południowemu zachodowi do okolic Sękowej. Stąd znów przybiera kierunek północno-zachodni, przechodząc na S od Gorlic aż pod Szalową, gdzie znów następuje załamanie ku południowemu zachodowi ku Grybowu. Aż do okolic Rajbrotu kierunek jest znów północno-zachodni, poczem granica biegnie przez Rzegocinę, Skrzydlną, na południe od Myślenic i Lanckorony równoleżnikowo, dalej zaś, przebiegając na południe od Żywca ku przełęczy Jabłonkowskiej, przybiera kierunek południowo-zachodni.

B) Przegląd stratygraficzno-facjalny.

Ogólny charakter naszego fliszu jest wielce niejednolity. Od wapieni i zbitych margli przez łupki, iły aż do piaskowców i grubych zlepieńców ze wszystkimi możliwymi przejściami między poszczególnymi ogniwami tego łańcucha przy znacznej, właściwie bezustannej zmienności lokalnej, jest tu wszystko bez możliwości uchwycenia jakiegoś sensu sedymentacyjnego. Dlatego utwory te długi czas urągały podziałom stratygrafii konwencjonalnej, a spoziomowanie petrograficzne, którym się tak chętnie posługujemy nawet przy zespołach warstw znacznie obfitszych w skamieliny przewodnie, posiada wartość dla mniejszego lub większego obszaru, zawodzi jednak nieraz nagle na częstych tu granicach natury tektonicznej, co się wyraziło niesłychanym chaosem w dawniejszej stra-

tygrafji tego obszaru, która dopiero w ostatnich czasach znika w miarę, jak postępują szczegółowe zdjęcia geologiczne obszaru.

Wszakże jeszcze i dzisiaj istnieją i niewątpliwie jeszcze przez dłuższy czas będą istniały zespoły warstw, których sytuacja stratygraficzna będzie ulegała wahaniom. Zdarza się to z reguły u warstw, położonych między stratygraficznie określonymi kompleksami, jak n. p. między kredą a eocenem. Wtedy przydzielenie kompleksu tych warstw pośrednich musi być natury konwencyjnej i takim zapewne długo jeszcze pozostanie, co jednak nie przeszkadza kartograficznemu ujęciu problemu ani też rozwikłaniu zagadnień tektonicznych.

Już dziś jednak można określić pewne znamiona ogólne, obowiązujące na całym obszarze, a to tembardziej, że one właśnie pozwalają zrozumieć sens wielu różnorodności, które bez takiego przeglądu wydają się nam chaotyczne.

Uprzytomnijmy sobie, że chodzi tu o obszar, którego powierzchnia została dostatecznie obniżona, by ją mogły zalać wody mórz przyległych. Wody te miały swoją biosferę, która w połączeniu z materiałem płynącym z lądu dałaby cykl osadów właściwy dla danej głębokości, odległości od brzegów, charakteru wybrzeży i stosunków klimatycznych. W tym jednak wypadku wchodził w grę jeszcze jeden bardzo poważny czynnik, t. j. ruchliwość zarówno dna, jak szeregów wysp, a nade wszystko wybrzeży.

Widać to najlepiej z tej okoliczności, że podczas gdy w partjach od wybrzeży odległych serje stratygraficzne okazują zupełną zgodność w ułożeniu albo też penakordancję tak słabo zaznaczoną, że prawie niewidoczną, u brzegów dyskordancje występują każdorazowo bardzo wybitnie, obejmują znaczne okresy czasu i dostarczają nie tylko wskazówek co do istnienia tego zjawiska, ale nawet względnego miernika co do jego rozmiaru.

Jednakże poza tą zmiennością w większym stylu, natury sekularnej, widać tu ślady ruchliwości drobiazgowej, którą możnaby określić pojęciem jakiejś niejednostajnej rytmiczności ruchów zarówno dna morza, jak przyległych lądów i archipelagów wysp. Dziełem tej zmienności jest fakt, że zasięg terytorjalny utworów drobnoziarnistych, pelitycznych z jednej strony, zaś utworów makroklastycznych z drugiej zmienia się tak kalejdoskopowo, że nieraz na grubości jednego metra przekroju posiadamy naprzemianległość kilkadziesiąt razy po sobie następujących łupków o najdrobniejszym ziarnie i piaskowców lub nawet zlepieńców, co obserwujemy nieraz dziesiątkami kilometrów kwadratowych. Oczywiście, że ruch wody odgrywa tu również swoją rolę, wydaje mi się

jednak, iż głównym czynnikiem będzie tu owa ogromna ruchliwość podłoża. W miarę, jak zbliżamy się do brzegowisk łądów, dostarczających materiałów klastycznych, ilość wkładek pelitycznych stale maleje, ustępując miejsca piaskom i zlepieńcom. Śledząc za przebiegiem tych zjawisk na naszym obszarze, możemy nawet bez ujmowania szczegółów, co będzie przedmiotem przyszłych badań, już dzisiaj pokusić się o podanie niektórych rysów ogólnych.

Zarówno w grupie średniej, jak i magórskiej możemy obserwować, iż zbliżając się ku południowi zasięgu każdej z nich, napotykamy bez względu na wiek geologiczny coraz więcej piaskowców a coraz mniej wkładek łupkowych, tak, że to, co ku północy było szeregiem drobnych stosunkowo wkładek piaszczystych w serji łupkowej, staje się w kierunku odwrotnym przeważnie, lub nawet czasem wyłącznie piaskowcem.

Zatem w kierunku południowym czujemy zbliżanie się do głównych mas łądowych, dostarczających materiałów terrygenicznych morzu fliszowemu.

Słabnięcie wpływu łądowego na charakter osadów i to może tylko dla niektórych oddziałów stratygraficznych fliszu i na mniejszą skalę, niż w kierunku poprzecznym do łańcuchów, daje się zauważyć w grupie średniej, jeżeli się posuwamy od Karpat zachodnich ku wschodnim.

Owa przewaga piaskowców w kierunku południowym, napotykana zarówno w kredzie, jak w eocenie, przy niewątpliwej tożsamości źródła tych piaskowców jest też powodem najcięższych pomyłek w stratygrafii tych obszarów. Wszakże z wszystkich dawniejszych przedstawień kartograficznych wynika, że na tych obszarach południowych znajduje się tylko „piaskowiec magórski“, któremu przypisuje się wiek wyższego oligocenu. Przy bliższym jednak i szczegółowszem opracowaniu odnajduje się tu wystąpienia eocenu i kredy w facji najczęściej piaszczystej, co wprowadziło w błąd badaczy i zapewne długo jeszcze będzie sprawiało rozliczne trudności.

Inne objawy zmienności facjalnej podniosę przy omawianiu stosunków stratygraficznych.

a) Kreda. Najniższe poziomy kredy pojawiają się u północnego zwłaszcza brzegu grupy średniej, gdzie na zachodzie są elementem dominującym, tracąc zwolna w miarę posuwania się ku wschodowi na znaczeniu.

Ich stratygrafię znamy dzięki zasadniczym pracom Hoheneggera, Uhliga i przyczynkom, dostarczonym głównie przez Niedźwiedzkiego, Szajnochę, Paula, Tietzego, Grzybowskiego, Wiśniowskiego i Zuberera. Powtarzanie tego podziału wraz z wy-

szczególnianiem skał uważam za zbędne. Znajdzie go czytelnik podany treściwie ostatnio przez Z u b e r a w „Fliszu i Nafcie“, lub też u U h l i g a „Bau und Bild der Karpaten“.

Tu wystarczy krótkie zestawienie wraz z dyskusją, gdy ona staje się konieczna.

Ciemne margliste dolne łupki cieszyńskie z fauną typu jeszcze zupełnie jurajskiego są stratygraficznie ogniwem pośrednim między tytonem a neokomem i oznaczają spłylenie morza tytońskiego a równocześnie są odbiciem petrograficznym rozpoczynających się silniejszych ruchów podłoża. Nierzadko zawierają one odłamy wapienia stramberskiego.

Potężne ławice jasnego marglistego wapienia cieszyńskiego, będące ogniwem młodszym, oznaczają ponowne pogłębienie, względnie odsunięcie brzegów morza. Reprezentują one Berriasien. W kamieniołomach Golezowskich miałem sposobność podczas wycieczki Polskiego Tow. Geologicznego obserwować nieduże, ale zupełnie wyraźne niezgodności pomiędzy warstwami wskazujące, że już w tym czasie istnieją ruchy słabo, ale wyraźnie fałdujące podłoże. Jestto tem ciekawsze, że ruchy te nie burzą petrograficznego charakteru sedymentacji, gdyż warstwy górne, mniej sfałdowane i odcinające się wcale dobrze od dolnych, bardziej sfałdowanych od nich, przynajmniej makroskopowo niczem się nie różnią. Przechodzą one w

Górne łupki cieszyńskie, czarne, bitumiczne, marglowe, naprzemian z wapnistymi piaskowcami hieroglifowemi z wtrąceniami sferydyeritów. Należą one do piętra *Valanginien* i wskazują na zwiększenie się nasilenia ruchów, zwłaszcza na przyległym od północy lądzie, który dostarcza materiału terrygenicznego. O charakterze tego łądu będzie jeszcze mowa poniżej.

Warstwy te obfitują w t. zw. przez górników śląskich „strzałkę“, t. j. białe żyły kalcytowe, przecinające warstwy w najrozmaitszych kierunkach. Ta „strzałka“ była, jako zjawisko niezmiernie charakterystyczne, powodem, że — można powiedzieć — wszystkie warstwy bez względu na ich położenie zaliczano w Karpatach do neokomu. Okazuje się później, że górnokredowe, t. zw. warstwy inoceramowe przede wszystkim ze względu na ich zawartość „strzałki“ długo uważano za neokomskie, a taksamo znaczne partje t. zw. warstw hieroglifowych trzeciorzędu tam, gdzie one zawierały strzałkę, zaliczano do kredy.

Jak już zaznaczyłem gdzieindziej, chodzi tu o fację tektoniczną, która w podobnych warunkach może się w Karpatach zdarzać w rozmaitych poziomach geologicznych. Rozpatrzmy pokrótce znaczenie tego faktu dla naszych Karpat.

Dawniejsi badacze, jak Uhlig⁷ i Tietze⁸, wyróżniają w zachodniej części naszych Karpat niższą strefą przedkarpacką (vorkarpatisches Hügelland), wznoszącą się rzadko ponad 500 m n. p. m. i strefą beskidzką wyższą (karpatisches Bergland). Jeżeli się przyjrzymy pierwszej z tych stref na mapie geologicznej Hoheneggera lub rękopiśmiennym mapom Uhliga, Paula i Tauscha (Geologische Reichsanstalt) jakoteż mapie Becka⁹, uderzy nas znamienna różnica strefy niższej od strefy wyższej. Ta ostatnia posiada mianowicie ponad pokładem górnych łupków cieszyńskich, warstwami grodziskimi (Hauterivien) i wierzowskimi (Wernsdorfer Schichten, Barremien) oraz warstwami lgockimi (Aptien) również warstwy młodsze, potężnie rozwinięte piaskowca godulskiego i warstw istebniańskich, gdy strefa niższa na ogromnej przestrzeni między Andrychowem na wschodzie a Cieszynem i jeszcze dalej ku zachodowi odśłania jako warstwy najmłodsze tu zastąpione właśnie górne łupki cieszyńskie.

Jeżeli się nawet uwzględni, że w niektórych wypadkach część tej serji wyższą będzie można i tu oddzielić jako piaskowce grodziskie, podobnie jak na zachodzie, a z drugiej strony, przy dokładniejszych zdjęciach pewna część warstw, wydzielonych tu jako dolne łupki cieszyńskie, tylko dzięki temu, że zapadają one pod wapienie cieszyńskie, okaże się jako przynależna do górnych łupków cieszyńskich, pozostanie faktem, że w tej niższej strefie podkarpackiej dominującą rolę na powierzchni odgrywają górne łupki cieszyńskie.

Dalszym momentem, mogącym posłużyć do rozświetlenia tego faktu, jest stosunek warstw górnokredowych tej strefy niższej do starszego podłoża, znany zwłaszcza z pracy H. Becka. Wedle mapy tegoż autora warstwy te, pod postacią warstw frydeckich i piaskowców z Baszki przykrywają tu niezgodnie owe starsze warstwy już pofałdowane. Są to przeważnie górne łupki cieszyńskie, rzadziej zaś, i to tylko co najwyżej warstwy wierzowskie i piaskowiec grodziski.

Wynika z tego, że w czasie kredy średniej nastąpiło odkłucie płaszczowinowe, które zdecydowało o tektonice owej strefy niższej. Odkłucie to objęło dolne łupki, wapienie i górne łupki cieszyńskie, nadto warstwy grodziskie, tam, gdzie one pokrywały łupki cieszyńskie i wkońcu także warstwy wierzowskie, które jednak, jako słabo odporne na wpływy erozyjne, uległy przeważnie zniszczeniu. W czasie ruchów, dających początek owych — jak je później będę nazywał — płaszczowin cieszyńskich,

⁷ Jahrb. d. Geol. Reichs-Anst. 1883, str. 445, 1888, str. 85—88. — ⁸ Tamże, str. 11. — ⁹ Tamże r. 1911.

nastąpiło połamanie wapnistych piaskowców warstw górnych cieszyńskich, jedynych z zespołu, które je posiadały w obfitszym stopniu, a następnie wtórne sklejenie żyłami kalcytu.

Podobnie ma się rzecz w dolnej części oligocenu „magórskiego“ w czołowych partjach przesunięć, gdzie dochodzi do zluźnień i ślizgań śródwarstwowych blisko przegubów, gdzie jednak odkłucie kompletne nie nastąpiło jeszcze, albo też, gdy warstwy tego poziomu znajdują się w bezpośrednim sąsiedztwie a właściwie w nadkładzie takiego „smaru“ tektonicznego, jakim jest pstry eocen tych okolic, u którego spągu już odkłucia następują. W pierwszym wypadku analogia powstawania „strzałki“ w wapnistych piaskowcach jest tu tylko połowiczna, w drugim zaś kompletna.

W części średniej Karpat, w okolicy między Gorlicami a Duklą grupa magórska stale jest nasunięta na najmłodsze warstwy grupy średniej, na t. zw. warstwy krośnieńskie, zaliczane do górnej części oligocenu. I tu obserwowałem niejednokrotnie, że te warstwy krośnieńskie są mocno spękane a szczeliny te są sklezione wtórnym kalcytem, co je czyni zupełnie podobnymi do kredowych warstw inoceramowych. Tu powstanie „strzałki“ na powierzchni warstw, po których ślizga się grupa nasuniętych płaszczowin wyższych, znów przypomina powierzchnię warstw górnych cieszyńskich, ponad którymi następuje nasunięcie grupy najwyższych płaszczowin śląskich, którą w odróżnieniu od cieszyńskich będę nazywał godulską. Grupa ta buduje ową strefę bekskidzką wyższą dawniejszych autorów.

Inny typ daje to, co obserwujemy na warstwach inoceramowych, zwłaszcza wschodniej części Karpat fliszowych. Tu odkłucie fliszu od starszego podłoża następuje z reguły u spodu warstw inoceramowych także z małymi wyjątkami, o których później będzie mowa; warstwy inoceramowe stanowią najstarszą część zespołu stratygraficznego, biorącego udział w tworzeniu płaszczowin. Te właśnie warstwy denne zespołu są tu znów z reguły miejscem powstania „strzałki“.

W ten sposób możemy mówić dla uproszczenia o tektonicznej facji strzałkowej powierzchniowej, jak w rejonie łupków cieszyńskich lub warstw krośnieńskich pod nasunięciem magórskiem, lub facji strzałkowej dennej, jak w wypadku wschodnich warstw inoceramowych, lub też wreszcie wewnętrżnej, jak w wypadku niższej części oligocenu magórskiego.

Powróćmy jednak do przeglądu stratygraficznego. Między warstwami cieszyńskimi górnymi wraz z piaskowcem grodziskim, który po nich następuje, a warstwami wierzowskimi (Barremien) no-

tuje *Hohenegger*¹¹ jeżeli nie zupełną dyskordancję, to przynajmniej jak się dziś wyrażamy, penakordancję. Zgadza się to już z charakterem piaskowca grodziskiego, gruboziarnistego, gruboławicowego z szaremi łupkami marglistemi i zlepieńcami z wapieniem tytońskim, szaremi gnajsami i ceglastym porfirem¹⁰. Obok morskiej fauny średnioneoekomskiej (*Hauterivien*) wspomina tu *Hohenegger* także skorupy zwierząt słodkowodnych *Unio* i *Cyrena*¹², co w związku z mającą nastąpić słabą przerwą jest bardzo znamienne.

Dalej, jako bardzo ciekawa nasuwa się okoliczność, iż na wschód od Skawy pojawiająca się, najdalej ku północy wysunięta strefa neokomu, koło Witanowic i Woźnik, która następnie z przerwami będzie się ciągnęła przez okolice Wieliczki, Bochni i dalej ku wschodowi, z a c z y n a się od ekwiwalentów piaskowca grodziskiego, nie ujawniając już warstw głębszych neokomu. Znaczy to, że tu warstwami najstarszemi odkłuwającymi się od podłoża starszego jest już tylko neokom średni. To samo odnosi się też do Rzegociny, na południe od Bochni, w południowej części grupy średniej.

Dalszym oddziałem neokomu są wspomniane już warstwy wierzowskie (*Wernsdorfer Schichten*). Są to czarne, drobno łupliwe łupki z wtrąceniami piaskowców i zlepieńców i pokładami sferosyde rytów, z fauną — wedle *Uhliga* — górnoneokomską (*Barremien*). *Szajnocha*¹³ wyróżnił u ich spągu t. zw. warstwy mikuszowickie, które istotnie np. w okolicy Bujakowa i Lipnika stale tu występują, jednakże wedle badań *Paula*¹⁴ występują gdzieindziej w różnych poziomach warstw wierzowskich, są zatem podobnie jak rogowce łupków menilitowych oligoceńskich lub rogowce niektórych partyj górnej kredy okolic położonych na wschód od Grabownicy, lub eocenu niektórych okolic Doliny — miejscem wtórnego nagromadzenia się krzemionki.

Jednakże sprawa wieku kompleksu łupków wierzowskich nastęrcza pewne trudności. Wyżej nad nimi leżą t. zw. warstwy lgockie. *Uhlig*¹⁵ głównie na podstawie znalezienia tu *Douvilleiceras Bigoureti* Seun. zaliczał je do górnego Aptien. Jednakże wedle podziału *Ch. Jacoba*¹⁶ strefa *Douvilleiceras Bigoureti* jest już najniższą Albienu. Wypada tu zatem zapytać, czy Aptien, którego między *Barremienem* a *Albienem* w ten sposóbby zabrakło, jest reprezentowany jeszcze przez warstwy wierzowskie, czy też przez warstwy lgockie. Oczywiście, wobec braku skamielin można tu snuć tylko mniej lub więcej prawdopodobne przy-

¹⁰ Beck 1. c. 1911, str. 724. — ¹¹ Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen. — ¹² Tamże, str. 27. — ¹³ Kosmos 1884, str. 80. — ¹⁴ Jahrb. d. Geol. R.-A. — ¹⁵ Beiträge z. Pal. Öst.-Ung. XIV, str. 125. — ¹⁶ Études paléont. Grenoble 1907, str. 18.

puszczenia. Otóż co do warstw lgockich zwraca uwagę fakt, że cytowane stąd także *Belemnites* cf. *minimus* List. i *Inoceramus concentricus* Sow. (?), jakkolwiek w okazach niezbyt typowych, są jednak skamieninami albieńskimi. Z drugiej zaś strony Grzybowski¹⁷ opisał z Domaradza z warstw, które petrograficznie od warstw wierzowskich się nie różnią, faunę, mającą formy wspólne z wierzowskimi, ale Uhlig¹⁸ podziela opinię Grzybowskiego, iż fauna ta jest najprawdopodobniej Aptieńska, choć przynależność do Barremieniu nie jest wykluczona.

Narazie wolno więc przypuszczać, iż warstwy wierzowskie reprezentują Barremien i Aptien, gdy warstwy lgockie reprezentują już Albien. Jakaś wyraźniejsza przerwa między Barremieniem a Albieniem nie jest ani u nas, ani też w innych okolicach tej prowincji notowana.

Na wschód od Brzeska na północy i okolic Rzegociny na południu wszystkie wystąpienia neokomu dotąd paleontologicznie stwierdzone nie zawierają warstw starszych niż poziom wierzowski (Barremien). W zachodnich Karpatach są to wedle Uhliga¹⁹ wystąpienia: Rybie, Kamionna, Rzegocina (część górna), Rajbrot, Wola Stróżka, Filipowice, Bieśnik, Brzozowa, Liwocz, Domaradz, we wschodnich Karpatach wedle Wiśniowskiego²⁰ w Sopotniku koło Dobromila i wedle Styrnałówniej²¹ w Łuzku Górnym w okolicach Starego Sambora (łupki spaskie Wiśniowskiego) i dalej na wschodzie w okolicy Rybnika. Występowanie tych warstw jest — wedle tej autorki — cechą charakterystyczną dla nasunięcia skolskiego jako warstw najstarszych. Warstwy „Spaskie“ zostały wprawdzie zaliczone przez Vaceka²² i Wiśniowskiego do najwyższej kredy, względnie dolnego senonu, jednakże w odpowiednich faunach brak było zdecydowanych skamienielin przewodnich i stąd wyniknęła pomyłka w interpretacji przekroju.

Dalszym członem serji śląskiej są warstwy lgockie, złożone z łupków blaszkowatych, czarnych, naprzemian z piaskowcami krzemienistymi, czasem rogowcowemi. Występują tu ciekawe i ze względów paleogeograficznych ważne wkładki zlepieńców, wykazujących w swym składzie obok wapieni tytońskich także granity i łupki krystaliczne. Jestto po warstwach grodziskich następny poziom, wykazujący większe bryły podłoża, z którego czerpał materiał. Rejon ten był jednak dalej ku południowi położony, leżał zatem bliżej łańcuchów prakarpackich, złożonych z łupków krystalicznych i granitów, niż rejon warstw grodziskich, zatem występują tu już skały tych głębszych łańcuchów prakarpackich. Łańcuchy dalej na północ położone miały grupę skał starszych

¹⁷ Kosmos 1901. — ¹⁸ Tamże, str. 202. — ¹⁹ Jahrbuch d. Geol. R.-A. 1888. — ²⁰ Rozprawy Wydz. III. Ak. Um. 1906. — ²¹ Kosmos 1925. — ²² Jahrb. d. geol. R. A. 1881.

przykrytą tytonem, względnie na Morawach także głębszemi poziomami jury. Dlatego w większych bryłach zlepieńców jest tu zastąpiony przedewszystkiem tyton.

Ponad warstwami lgockimi leży potężny, kilometrowej prawie miąższości kompleks piaskowców godulskich o barwie zielonej brudno-żółtej, na powierzchni z nalotem brunatnym. Hohenegger znalazł tu formę *Desmoceras* (*Uhligella*) *Dupinianum* d'Orb., wedle którego warstwy te należą do Albienu, ściślej, do strefy *Hoplites tardifurcatus*, bezpośrednio wyższej od strefy z *Douv. Bigoureti* wedle podziału Jacoba²³. Jakkolwiek znów brak tu skamielin wyższych trzech stref Albienu, sądzę jednak, że warstwy lgockie obejmują cały Albien podobnie, jak to w Tatrach wykazał Passendorfer²⁴. Nie chcę natomiast snuć przypuszczeń, czy są tu zastąpione także piętra kredy górnej, cenomanu, turonu i dolnego senonu. W każdym razie następnem piętrzem udokumentowanym skamielinami jest tu dopiero najwyższa część senonu.

Wedle Uhliga, podobnie jak na wschód od Wadowic nie pojawiają się już warstwy cieszyńskie, tak samo na wschód od Kalwarji znikają piaskowce godulskie. Zuber²⁵ opisuje kamieniołom w Pogwizdowie koło Bochni, gdzie tuż ponad warstwą z *Belemnites bipartitus* (Barremien) bez żadnej dostrzegalnej przerwy w sedymentacji pojawia się górny senon, udokumentowany dobrze skamieniałościami. Podobnie w Domaradzu ponad Aptienem, stwierdzonym paleontologicznie przez Grzybowskięgo, pojawiają się warstwy leżące pod eocenem, które mi w Węglówce na północ od Krosna dostarczyły *Scaphites constrictus*. Podobnie też i we wschodniej części Karpat ponad Barremieniem okolic Dobromila czy dalej na wschód w jądrze nasunięcia skolskiego pojawiają się warstwy inoceramowe, należące wedle wszelkiego prawdopodobieństwa do kredy górnej, do tego stopnia bez widocznej przerwy, iż przez baczących obserwatorów jak Wiśniowski i Zuber był Barremien poczytywany za wkładkę stratygraficzną w warstwach, które dziś uważamy za górnokredowe.

Stąd też nie byłoby to dziwnem, gdyby się okazało, że istotnie między Barremieniem, względnie w innych miejscach Aptienem a kredą górną istnieje dość dziwna zresztą przerwa sedymentacyjna, gdzie położenie warstw starszych pozostało niezmienione, wskutek tego warstwy młodsze, leżące na nich faktycznie przekraczająco, od tamtych jednak wyraźnie się nie odcinają.

Fakt ten, jakkolwiek narazie tylko jako podobny do prawdy brany

²³ I. c. — ²⁴ Sprawozdanie P. I. G. 1922. — ²⁵ Kosmos 1909.

pod uwagę jest tem dziwniejszy, jeżeli się zważy,¹ że właśnie w czasie owego ewentualnego hiatusu przyległe od południa obszary tatrzańskie przebywają najsilniejszy paroksyzm górotwórczy, tak intensywny, że dochodzi do utworzenia płaszczowin. Do tej sprawy powrócę nieco dalej.

Najmłodszym ogniwem kredy śląskiej są wspomniane już w arstwy istebniańskie w obrębie wyższego oddziału płaszczowin grupy średniej. Na zachodzie, na Śląsku, są to płaszczowiny Godulskie. Beck²⁶ wyróżnia tu oddział dolny, przeważnie łupkowy, i oddział górny, przeważnie piaszczysty. Łupki bywają przeważnie czarne, ale i brunatne lub zielonawe i posiadają potężne wkładki dużych nieraz brył skał starszych oraz kilka wtrąceń sferosyderytów. Piaszkowce posiadają dużą ilość ziarenek białego skalenia. Bardzo częstymi są zlepieńce. Uhlig podkreślał różnicę materiału tych zlepieńców od zlepieńców neokomskich. Podczas gdy w zlepieńcach neokomskich występuje gnajs szary, w zlepieńcach istebniańskich aż po dolinę Wisłoka najpowszechniejszym jest pegmatytowy gnajs oczkowy. Szajnocha²⁷ wymienia obok tego gnajs ciemniejszy z mniejszemi oczkami, gnajs jasny, lekko zielonkawy, granit bardzo gruboziarnisty, kwarc biały, rogowiec czarny, kwarcyt prawie czarny, kwarcowy łupek lub kwarcyt jasny, rogowiec czarny z żyłkami białego kwarcu, rogowiec popielaty, plamisty, sferosyderyt, wapienie jasne, ciemne i popielate. Analizą tego materiału zajmę się w ustępie o Prakarpatach, narazie podniosę tylko, że wszystkie te skały bez trudności dadzą się odnaleźć w pasmach sudeckich. Jeżeli jednakże mamy szukać miejsca, skąd ten materiał faktycznie pochodzi, to nie możemy zapominać o trzech następujących momentach.

1) Skiba godulska, na której grzbiecie ten materiał się obecnie znajduje, została wyruszona ze swego pierwotnego położenia i przesunięta w kierunku północnym, względnie północno-zachodnim. Zatem miejsce osadzania się tego materiału leżało dalej ku południowi, niż dziś się znajduje.

2) Z pracy Becka²⁸, który w zlepieńcach istebniańskich wymienia gnajsy, granity, porfiry, łupki mikowe i fyllity, wynika, że na Śląsku, idąc z północy ku południowi mamy pierwszy obszar senoński z kredą z Klogsdorfu, mającą zlepieńce podłoża miejscowego, sudeckiego i przykrytą przez trzeciorząd również miejscowy. Na obszar ten, który jestem skłonny uważać za autochtoniczny, gdy Beck uważa go za „subbeskidisch“, jest nasunięta grupa płaszczowin cieszyńskich, posiadająca, jak wykazuje Beck, drugą grupę senonu pod postacią warstw z Baszki i frydeckich, leżących transgredującą na pofałdowanym już przedtem ne-

²⁶ Zob. 9. — ²⁷ Rocznik Pol. Twa Geol. II. 1925. — ²⁸ Zob. 9.

okomie od warstw cieszyńskich do wierzowskich włącznie. Warstwy te składają się z twardych piaskowców wapnistych naprzemian z żółtawoszaremi marglami i wstęgami rogowcowemi. We wkładkach zlepieńcowych widać wapienie stramberskie i otoczone sferosyderyty, pochodzące z górnych łupków cieszyńskich. W trzeciorzędzie młodszym nastąpiło odkłucie płaszczowin cieszyńskich wraz z pokrywającymi je transgredującą baszkowsko-frydeckimi i nasunięcie na grupę autochtoniczną. W rejonie facjalno-tektonicznym cieszyńskim uderza niewątpliwy hiatus między Barremieniem a senonem. Nadto jest jasnym, że rejon ten, już po sfałdowaniu i nasunięciu, szeroki na około 13 km musi być cofnięty conajmniej jeszcze raz o taką odległość, aby się dostał w miejsce pierwotnego osadzania się warstw z Baszki. W ten sposób otrzymamy minimalną szerokość pierwotnego rejonu płaszczowin cieszyńskich około 30 km, którą-to szerokością był oddzielony obszar osadzania się piaskowców istebniańskich od dzisiejszych łańcuchów sudeckich.

Ponieważ jednak prarejon płaszczowin cieszyńskich, jak zestawiałem powyżej, posiada inny materiał macierzysty zlepieńców niż rejon istebniański, nie trudno jest dojść do przekonania, że oba rejony dzielił nadto łańcuch prakarpacki, który dostarczył rejonowi istebniańskiemu owych materiałów zlepieńcowych innych, niż w prarejonie płaszczowin cieszyńskich. Łańcuch ten posiadał skład petrograficzny, dający się odcyfrować z owych materiałów zlepieńcowych. Posiadał on gnajsy, granity, łupki mikowe, porfiry, dewon, kulum typu czysto sudeckiego, nadto lokalnie od południa tego łańcucha była pokrywa wapieni jurajskich, zbliżonych do typu stramberskiego, dalej zaś ku południowi sukcesywnie podścielały go niższe piętra neokomu aż do Barremieniu włącznie.

Rejon sedymentacyjny istebniański przedstawiał zatem rozległą synklinę, stopniowo zapadającą się w głąb, lecz o dnie nie fałdującym się wcale lub tylko bardzo nieznacznie. Stąd też w rejonie tym hiatus zwłaszcza w centralnych partjach synkliny albo był nieznaczny, albo nie musiał zupełnie istnieć. Występuje on natomiast bardzo wybitnie na wale prakarpacko-sudeckim, ograniczającym od północy rejon istebniański, jakoteż na przyległym do niego od północy i fałdującym się w kredzie średniej prarejonie płaszczowin cieszyńskich. Dodam tu odrazu nawiasowo, że hiatus ten ku północy konsekwentnie się rozszerza. Na wyżej wspomnianym rejonie określonym jako autochtoniczny obejmuje on czasy od tytonu do senonu, jeszcze zaś dalej ku północy na obszarze wschodniej części zagłębia węglowego czas między oksfordem, względnie sekwanem a senonem. Przyłącza się tu nowy czynnik, t. j. transgresja cenomańska będąca właściwością synklinorjów periheryń-

skich środkowej Polski i północnych Niemiec. Na obszarze tej części Karpat wpływ jej jest tak niewyraźny, że narazie trudno jej tu przypisywać jakąś wybitniejszą rolę.

Już z powyższych rozważań wynika, że jest niepodobieństwem przyznać słuszność przypuszczeniu prof. Szajnochy²⁹, iż pochodzenia egzotyków istebniańskich trzeba szukać nie na południu, lecz raczej na zachodzie, w Sudetach południowo-wschodnich.

3) W części pracy, traktującej o rekonstrukcji łańcuchów prakarpackich wykazę, że w grupie średniej łańcuchów prakarpackich, mianowicie w jej części zachodniej znajdujemy powtórzenie stosunków paleogeograficznych, omówionych w poprzednim ustępie z modyfikacjami lokalnymi, które jednak nie zmieniają niczego w rzeczy zasadniczej; że mamy tu przedłużenie systemu łańcuchów prakarpackich typu owego, który dzieli basen sedymentacyjny istebniański od basenu północnego, do którego wciskają się następnie płaszczowiny cieszyńskie; nadto dalej na północy już szereg łańcuchów sudecko-prakarpackich, wybiegających w przedmurze i będących dalszym ciągiem bezpośrednim tych wypiętrzeń.

Powracając do dalszego przeglądu oddziałów naszej górnej kredy karpackiej zaznaczę, że oddział istebniański kredy śląskiej zajmuje ogromny obszar naszych Karpat zachodnich, występując we wszystkich ważniejszych wypiętrzeniach w ich jądrach z odstępstwami od typu petrograficznego, poznanego na zachodzie, natury lokalnej i to tylko w granicach stosunkowo bardzo nieznaczących.

Cały brzeg północny Karpat zachodnich z małymi wyjątkami, o których następnie będzie mowa, aż po Tarnów na wschodzie wykazuje ponad wszystkimi wysadami kredy dolnej, a także często i samodzielnie utwory tego oddziału. Północna granica tych utworów na wschód od Tarnowa opuszcza brzeg Karpat i przebiega w grupie średniej ku południowemu wschodowi przez górę Chełm, dalej na południe od Strzyżowa, przez Domaradz, Grabownicę aż ku Sanokowi, gdzie dalej ku wschodowi powoli przechodzi w fację inoceramową. Na wschód i południe od Sanoka chowa się kreda tej serji w wielkiej depresji centralnej pod utworami eocenu i oligocenu, przykrywającymi ten obszar dalej ku wschodowi zwartą masą, nie odsłaniającą na bardzo długiej przestrzeni utworów kredowych. Południowa granica górnej kredy śląskiej biegnie zatem subtranswersalnie do osi fałdów depresji wewnętrznej, przecinając je skośnie na przestrzeni między Sanokiem a Duklą. Dalej ku zachodowi staje się ona wyraźna na pewnej przestrzeni dzięki

²⁹ zob. ²⁷ str. 23.

temu, iż schodzi się tu z granicą tektoniczną między grupą średnią a nasuniętą na nią grupą magórką. Grupa średnia posiada tu kredę górną w facjiesie istebniańsko-śląskim, gdy grupa płaszczowin magórkich w facjiesie piaskowcowo-marglistym, zwanym inoceramowym lub dawniej, ropianieckim. Te stosunki panują aż do okolic Nowego Sącza, gdzie jednak facja inoceramowa kredy górnej znacznie ciemniejsze i niejednokrotnie trudną jest już do odróżnienia od facji śląskiej.

Jeszcze do okolic Mszany Dolnej nad Rabą można w facji magórkich mówić o kredzie górnej w facji inoceramowej, stąd jednak na zachód nie posiadamy w łańcuchach fliszowych kredy górnej innej niż istebniańsko-śląskiej.

Może żaden inny oddział stratygraficzny fliszu karpackiego nie był przedmiotem tak licznych i rozmaitych interpretacji wiekowych, jak właśnie poziom istebniańsko-śląski kredy górnej na terenie Karpat zachodnich. Najdawniejsi badacze przydzielali go do t. zw. grupy średniej piaskowców karpackich, staczając walki o to, czy reprezentuje on kredę średnią czy dolną. Ze względu na piaskowce zaliczano ją następnie do eoceńsko-oligocieńskich piaskowców ciężkowickich, Uhlig³⁰ znów ze względu na ciemne łupki wydzielił ją osobno jako warstwy bonarowieckie, mające być korrelatem oligocieńskich łupków menilitowych. W rejonie magórkim najczęściej przydzielano te warstwy do eoceńskich piaskowców ciężkowickich lub też do oligocieńskich magórkich. W roku 1913 na wycieczce, odbytej razem z Zuberem i Rogalą w okolicy Węglówki, znaleźliśmy w tych warstwach ułamki pachydysków i skafitów, a Zuber³¹ zdecydował się górną partję łupkową tych warstw wydzielić pod nazwą warstw czarnorzeckich, leżące zaś pod nimi piaskowce uważał za ekwiwalent piaskowców istebniańskich, równowiekowych z jamneńskimi Karpat wschodnich. Również Kropaczek w roku 1917 w rozmaitych okolicach Karpat zachodnich wydzielił omawiany kompleks jako ogniwo równoważne z warstwami istebniańskimi.

Trzeba jednak przyznać, że Uhlig już w r. 1887 pomyłkę co do roli swoich warstw „z Bonarówki“ popełnia tylko tam, gdzie one występują bez towarzystwa wyraźnych utworów neokomskich, występując niejako samodzielnie w jądrach fałdów, przykryte przez eocen w facji piaskowców ciężkowickich niezmiernie na ogół podobnych do piaskowców istebniańskich tej partji Karpat. Wszędzie zatem dziś, gdzie zaznaczył Uhlig warstwy bonarowieckie i piaskowiec ciężkowicki z reguły znajdziemy

³⁰ Jahrbuch d. geol. R—A 1883 i 1888. — ³¹ Rozprawy i wiadom. Muzeum Dieuduszyczych 1915.

równoważnik warstw istebniańskich, zwłaszcza, jeżeli w stosunku do Barremieniu i Aptieniu uwzględnimy fakt, stwierdzony już przez Uhlig³², że na wschód od Wieliczki, „die Godulasandsteine allerdings einschrumpfen, deren Niveau jedoch durch Sandsteine in der Fazies der Istebner Schichten eingenommen wird“. Jeżeli jeszcze uwzględnimy spostrzeżenie Uhliga³³, iż Niedźwiedzkiego piaskowiec tomaszkowicki i warstwy Lednickie z okolic Wieliczki wykazują zgodność z piaskowcem istebniańskim, a nadto fakt, że autor ten z reguły wydziela ponad neokomem „massig mürbe Sandsteine, schwarze Schiefer der mittleren und oberen (?) Kreide“ musimy przyznać, iż sprawa wydzielenia tej części członów stratygraficznych w tych pracach stała na dobrej drodze. Wystarczyło tylko sprecyzować stosunek neokomu do senonu warstw istebniańskich i uwzględnić położenie warstw „czarnorzeckich“ Zuberera pomiędzy warstwami istebniańskimi a przykrywającym je eocenem w facji „ciężkowickiej“.

Jednakże prace prof. Szajnochy z lat 1884—1901 mimo, że objęły ogromne obszary Karpat zachodnich, w konsekwencji stanowiska zajętego przez tegoż autora w r. 1884³⁴, że „prawdopodobnie ogniwo istebnieńskie wyklinowuje się ku wschodowi, zatrzymując główny swój rozwój na pograniczu śląsko-galicyskiem koło Istebnej i Kamesznicy“, nie uwzględniają na tych obszarach ogniwa istebniańskiego a przydzielają warstwy tu należące do górnego eocenu i dolnego oligocenu. Grzybowski w swych pracach w „Atlasie Geologicznym“ (zesz. XIV) idzie jeszcze tą samą drogą, jeszcze wydziela piaskowce, leżące nad neokomem wypiętrzenia Brzanka—Liwocz, jako trzeciorzędowe (magórskie?), obok tego jednak wyróżnia warstwy bonarowieckie, idąc zatem za Uhligiem i zaznaczając, że jest to wydzielenie prowizoryczne, „w którym bez wątplenia mieszczą się częściowo wydzielone wyliczenia“ — a więc możliwe, że i kreda. W roku 1921³⁵ jednak oddziela już poprawnie eocieńskie ogniwo ciężkowickie od leżących niżej ciemnych iłków ze sferosyderytami i piaskowców „kulistych“, które paralelizuje z warstwami czarnorzeckimi i leżącymi pod nimi warstwami górno-kredowymi ze skafitami.

Kompleks ten jest mi najlepiej znany z Węglówki, na północ od Krosna, który już opisywałem dawniej. Dlatego ograniczę się tu do przypomnienia, że kreda górna tego przekroju składa się u góry ze zlepieńców i ciemnych łupków, nieco piaszczystych z fauną ze *Scaphites constrictus*, po których następują piaskowce miąższości kilkudziesię-

³² Jahrbuch d. Geol. R.-A. 1888 str. 223. — ³³ Tamże str. 222. — ³⁴ Kosmos. —

³⁵ Kosmos.

sięciu metrów, wśród których widać bardzo ciekawą wkładkę margli fukoidowych około 200 m miąższości, również z fauną skafitów. Ta wkładka margli jest równoznaczną z rozszerzeniem się maksymalnym zasięgu facji inoceramowej, graniczącej od północy. Potem pojawiają się znów potężne piaskowce, które oczywiście są ekwiwalentem piaskowców istebniańskich, czarne łupki i zlepieńce i znowu potężna serja piaskowców, nasuniętych już na eocen następczej, wygniecionej łuski.

Podobnie rozwiniętą serję tych warstw napotykamy we wszystkich głębszych wierceniach od Klimkówki koło Rymanowa na wschodzie aż po Gorlice na zachodzie, następnie w pasmach bobrzeckim, krosnieńsko-potockim aż po Jasło na zachodzie, następnie we wszystkich wypiętrzaniach kredowych od Sanoka aż po Tarnów, jednakże bez owej wkładki margli fukoidowych. Dalej ku zachodowi podaje Uhlig szerokie pasy tych utworów, już to w połączeniu z występowaniem kredy dolnej, już jako wyżej wspomniane „massig mürbe Sandsteine und schwarze Schiefer der mittleren und der oberen Kreide“, już jako warstwy bonarowieckie, już też jako piaskowce ciężkowickie, pierwszy między Bochnią a rzeką Dunajcem na wschodzie, drugi między Ciężkowicami nad rzeką Białą a okolicami na południe od Bochni, trzeci w okolicach Rajbrotu i Rzegociny, łączący się już z przerwami przez znane z kredy dolnej wystąpienia w okolicy Lanckorony i Kalwarji z grupą płaszczowin godulskich Śląska.

Kreda górna fliszu karpackiego w łańcuchach, położonych na wschód od zasięgu kredy w facjacie istebniańsko-śląskim omówionego wyżej, posiada rozwój t. zw. warstw inoceramowych. Błędem jednakże byłoby mniemać, iż chodzi tu o rozwój jednolity pod względem petrograficznym na całym wspomnianym obszarze. Przeciwnie, stwierdzamy tu dużą różnorodność. Najogólniejszym chyba znamieniem odróżniającym ten rozwój od rozwoju istebniańsko-śląskiego jest po pierwsze fakt, iż warstwy te są zawsze silnie wapienno-margliste, po drugie zaś, że barwa jest tu zawsze jaśniejsza. Mimo że odcienia margli, łupków i piaskowców idą tu od zupełnie jasnych aż do stalowo-szarych, nigdy nie dochodzą do barwy ciemnej a najczęściej czarnej warstwy łupków istebniańskich.

Kreda górna w facji śląskiej, jak widzieliśmy poprzednio, wysuwa się ku wschodowi łagodnym klinem, którego ostrze wypada na okolice Sanoka. Otóż okazuje się, że zarówno po północnej jak po południowej stronie tego klina występuje kreda górna w facji, którą określiliśmy wyżej jako inoceramową, a która zwłaszcza po północnej stronie rejonu śląskiego sięga wcale daleko ku zachodowi. Tu należy, jak można

przypuszczać, wydzielony przez Uhliga³⁵ w r. 1888 „Neokom in der Facies der Fleckenmergel und der sogenannten Ropiankaschichten“. Najdalsze ku zachodowi wystąpienie tego typu leży wedle Uhliga w okolicach Okocimia, Bochińca i Porąbki, na północ od stwierdzonego pasa neokomu, zapadając pod ten ostatni w Porąbce. Kropaczek³⁶ już w r. 1917 rozwiązał sprawę stosunku tych warstw do neokomu w ten sposób, że należą one do dwóch odrębnych jednostek tektonicznych.

Pracy tego autora zawdzięczamy nowszą znajomość stosunków stratygraficznych, jak tektonicznych okolic Rzeszowa. Warstwy inoceramowe tych okolic są wedle Kropaczka wapieniami hieroglifowymi piaskowcami i siwymi iltami z marglami fukoidowymi o podrzędnej roli. W okolicy Przemyśla są to piaskowce gruboziarniste, zlepieńce (wapień stramberski), piaskowce inoceramowe, w okolicy Krasieczyna głównie margle fukoidowe i piaskowce inoceramowe, w Węgierce piaszczyste margle z fauną górnosenońską (Szajnocha, Wiśniowski, Rogala, Nowak). Część górna bywa zazwyczaj piaszczystą, skąd analogja z dalej na wschodzie leżącymi w stropie kredy piaskowcami jamneńskimi.

Raz bardziej piaszczyste, to znów margliste ciągną się warstwy inoceramowe w kredzie czołowych partyj Karpat wschodnich aż do granicy rumuńskiej. Wybitniejsze zmiany obserwujemy w okolicy średniej części nasunięć skolskich, opracowanych ostatnio przez M. i H. De Cizancourtów³⁷, którzy podają tu następujące przekroje od dołu do góry w kredzie. Na łupkach spaskich, zapewne barremieńskich lub aptieńskich leżą łupki czerwone i zielone, przykryte przez margle krzemieniste, po których następują margle fukoidowe i warstwy inoceramowe, kończące serję kredową. Do jakich poziomów stratygraficznych poza niewątpliwie tu reprezentowaną kredą górną ten zespół należy, niepodobna mówić bez skamielin przewodnich.

W stratygrafii kredy dalszych ku wschodowi okolic badania najnowsze nie przynoszą zmian zasadniczych w stosunku do znanej literatury starszej. Tołwiński³⁸ notuje dopiero w rejonie skolskim zmianę w facji inoceramowej, gdzie twarde piaskowce wapieniste ku południowi wzbogacają się w mikę. Dalej ku wschodowi znajduje H. Teisseyre³⁹ warstwy inoceramowe i piaskowiec jamneński, jak to podawał Zuber, na obszarze między Świcą a Łomnicą znajdują w tej serji Jabłoński i Weigner⁴⁰ w pasmie północnem szare i brudno-zielone łupki z cien-

³⁵ Jahrbuch d. Geol. R.-A. — ³⁶ Sprawozdania Kom. Fizjogr. Ak. Um. —

³⁷ Kosmos t. 50 (1925) i M. Styrnałówna tamże, Kosmos 1926. — ³⁸ Stacja Geol. Borysław Biuletyn 8 (1925). — ³⁹ Kosmos 1926. — ⁴⁰ Stacja Geol. Borysław Biul. 6 (1925).

kiemi piaskowcami dobrze uwarstwionemi i bardzo wapniste piaskowce. Natomiast w pasmach głębszych serja ta jest już tu bardziej urozmaicona. U góry są tu warstwy „płytkowe“ starszych autorów, przedstawiające się jako zielonawo-szare łupki z warstwami piaskowców, pod którymi leżą często piaskowce niebieskawo-szare, silnie wapniste poprzegradzane ciemnymi łupkami. Część najniższa składa się tu z piaskowców mocno lub mniej wapnistych ze „strzałką“.

Dalej ku wschodowi, nad Bystrzycami w okolicy Bitkowa i Nadwórnej wymienia Bujalski⁴¹ od góry do dołu piaskowiec jamneński, warstwy płytowe składające się z wiśniowych i jasno-zielonych łupków z warstwami wapnistych piaskowców, warstwy inoceramowe, które są tu stalowo-szaremi łupkami i piaskowcami ze strzałką, wreszcie warstwy inoceramowe dolne, składające się z ławic piaskowców mikowych, naprzemian z warstwami szarych wapnistych łupków i margli fukoidowych.

Świderski⁴² wydziela w kredzie północno-wschodnich wypiętrzeń tylko piaskowce jamneńskie, w tym obszarze gruboławicowe, jasne średnio- lub gruboziarniste, miejscami zlepieńcowate, które ku dołowi przez zielone zlepieńce, zielone i pstre łupki z ławicami piaskowców (warstwy płytowe dawniejszych badaczy) przechodzą w warstwy inoceramowe, złożone z piaskowców wapnistych z żyłami kalcytu, szarych marglistych łupków i margli fukoidowych.

Południowy pas wypiętrzeń kredy typu inoceramowego jest najbardziej rozpowszechniony we wschodniej części grupy magórskiej, gdzie od miejscowości Ropianki wzięły dawniejszą nazwę warstw ropianieckich, składają się z przewagi piaskowców wapnistych w potężnych ławicach, poprzekładanych piaskowcami skorupowemi. Piaskowce są barwy stalowo szarej, czasem zielonawo szarej i są najczęściej „strzałkowe“, obfitują w hieroglify i posiadają często inoceramę. Ich ławice są poprzedzielane u góry ciemnymi łupkami, niżej łupki stają się jaśniejsze, czasem margliste z fukoidami.

Dalej ku wschodowi w dorzeczu górnego Wisłoka jest znaczna przerwa w odkrywkach kredy; dopiero na południe od Baligrodu wymienia Opolski⁴³ w kilku wysadach ciekawą fację kredy Ciśniańskiej z charakterystycznymi piaskowcami mikowemi, przypominającemi warstwy krośnieńskie, oraz łupkami podobnymi niekiedy do łupków menilitowych. Wedle tego opisu kreda ta nie wiele odbiega od niektórych typów, znanych mi z rejonu magórskiego, np. z okolicy Zarytego.

⁴¹ Tamże Biul. 9 (1925). — ⁴² Tamże Biul. 7 (1925). — ⁴³ Posiedzenia Nauk. P. I. G. 15 (1926).

Wiadomości o kredzie południowego brzegu fliszu dalszych ku połudn. wsch. położonych okolic są bardzo skąpe i niedostateczne. W dorzeczu górnej Riki, dopływu Cisy notują dawniejsi już autorowie utwory kredowe, przeważnie kredy górnej, ale tu i ówdzie także dolnej opierając jednak wydzielenia na podstawie przekrojowo traktowanych zdjęć dopuszczających i inne interpretacje. W ten sposób zbliżamy się do okolic opisanych przez Zapałowicza⁴⁴. Tu występują potężne masy piaskowców mikowych z podrzędnymi wkładkami łupkowymi w oddziale wyższym i ciemnoszare piaskowce wapieniste i rzadziej zlepieńce u dołu. Wedle Zapałowicza kreda górna (cenoman) transgreduje na krystalinikum marmaroskiem zlepieńcem dennym, złożonym z materiału miejscowego. Tu się uwydatnia różnica pomiędzy tym jedynym we wschodniej części Karpat „fałdem głębokim“ a takimiże naszych Tatr, oczywiście jednak z modyfikacjami, wynikającymi z badań Passendorfera⁴⁵ nad kredą tatrzańską. Podczas gdy Tatry po Albienie wynurzają się zupełnie a transgresja cenomańska może wkroczyć zaledwie dopiero w dość odległe sąsiedztwo Tatr w synklinach najgłębszych, tu na wschodzie transgresja ta pokrywa najprawdopodobniej cały „trzon“ wraz z jego uprzednią tektoniką, datującą się taksamo jak w Tatrach z przełomu między kredą średnią a górną. Stąd wynika prawdopodobieństwo, iż zróżnicowanie między synklinorjami a antyklinorjami wschodniej części naszych Karpat było mniejsze, niż w południku Tatr. Z tem łączy się organicznie fakt widocznego zwiększenia się wpływów czysto morskich w obszarze, zajęтым przez dopiero co omówiony facies inoceramowy kredy górnej w porównaniu z facjeselem istebniańsko-śląskim. Z tego znów wypływa prosty wniosek, że powierzchnia sedymentacyjna obszaru inoceramowego od okolic Sanoka w kierunku południowo-wschodnim obniża się. Mniej może, ale jednak także prawdopodobnym byłby wniosek, że zwiększenie wpływów morskich na tym obszarze jest w związku z rozszerzeniem się brzegowisk morza. Zresztą do tej sprawy mam jeszcze zamiar powrócić przy omawianiu stosunków paleogeograficznych w związku ze sprawą t. zw. egzotyków.

Z nasunięcia Kostrzycko-Czarnohorskiego wymienia Świderski kredę górną pod postacią typowych piaskowców jamneńskich u góry, poczem zjawiają się ławice szarych, wapienistych mikowych piaskowców i szaro-niebieskawe lub zielonawe, miejscami ciemniejsze łupki, po których występują margle fukoidowe.

O wieku tych utworów, objętych tu szeroką nazwą warstw inoce-

⁴⁴ Jahrbuch d. Geol. R.-A. 1886. — ⁴⁵ Sprawozdania P. I. G. 1921 I.

ramowych można mówić także tylko w dość szerokich granicach. Jak mówiliśmy wyżej, najstarszemi, znanemi stratygraficznie poziomami są występujące w ich spągu w okolicy Dobromila i ku Schodnicy warstwy z fauną barremską. Leżące na nich warstwy objęte — może zbyt ogólną nazwą — inoceramowych, w każdym razie w tych miejscach odkłuły się w jednolitym zespole razem z podścielającym je Barremieniem od starszego podłoża. W innych miejscach, bez porównania znacznie liczniejszych, odkłucie nastąpiło wśród samych warstw inoceramowych, i to jak się zdaje, nie w jednym stratygraficznie poziomie. Jednakże nie pomyślę się może utrzymując, że dotyczy to odkłucie w zasadzie poziomów niższych tak, że w kredzie dna każdej z łusek karpackich zawsze posiadamy część górną, reprezentującą najwyższy senon, i część niższą, należącą już do rozmaitych poziomów kredy górnej, starszych od senonu najwyższego. Nasuwa się dalej bardzo nęcące przypuszczenie, że średnia część kompleksu, właściwe warstwy inoceramowe z obfitymi szczątkami inoceramów gruboskorupowych będzie wieku emszerskiego. To przypuszczenie nasuwa się z powodu bardzo powszechnego rozprzestrzenienia tych warstw na przedpolach Karpat, czy to chodzi o Podole, czy o Krakowskie. Są one znakomicie rozwinięte w całej prowincji perihercyńskiej, a mamy dość danych na to, aby twierdzić, że utwory tego typu faunistycznego i tego wieku, a nawet tego typu petrograficznego są bardzo rozpowszechnione nie tylko w kredzie francuskiej aż do Pirenejów, ale są zastąpione równie dobrze w Ameryce jak i w Azji. Nie będzie zatem nic dziwnego, jeżeli w małej stosunkowo do tego ogólnego rozprzestrzenienia prowincji karpackiej owo piętro emszersko-inoceramowe odbije się również silniej niż inne utwory, poza najwyższym senonem rozważanym faunistycznie ale nie petrograficznie, które okazują wszędzie tendencję do silniejszego zróżnicowania lokalnego. To samo odnosi się i do wyższej, dość już dobrze faunistycznie sprecyzowanej serji górnosenońskiej. Tu zróżnicowanie petrograficzne jest, jak na stosunki karpackie wcale skromne. W zachodnich zakończeniach wypiętrzeń grupy średniej na wschód od Bochni aż po Przemysł, posiadających w jądrach fałdów typ kredy „inoceramowej“, będą to w wielkiej przewadze określone przez Zuber⁴⁶ margle bakulitowe, zaś dalej na wschód od okolic Przemysła aż po naszą wschodnią granicę będą to przeważnie znów piaskowce typu jamneńskiego; u północno-wschodniego czoła nasunięć magórkich będą to przeważnie niebieskawo szare margle, gdy w bardziej południowych okolicach tej grupy będą tu znów przeważały piaskowce.

⁴⁶ Kosmos 1909 i „Flisz i Nafta“.

W wyższych warstwach zespołu „inoceramowego“ mielibyśmy zatem zastąpiony na pewne senon i, o ile słuszne są powyższe przypuszczenia, emszer. Co sądzić o ewentualnie tu występujących niższych poziomach kredy górnej? Co sądzić — dalej — o stosunku całego tego zespołu do kredy dolnej?

O jakiejś wybitniejszej przerwie w sedymentacji w obrębie zespołu warstw inoceramowych nie mamy żadnych wiadomości, musimy zatem na podstawie dotychczasowych badań uważać, iż ona nie istnieje. Ponieważ na przedpolach północnych pomiędzy emszerem a turonem również nie napotkano przerwy, a turon ten w przeważnej ilości wypadków jest również „inoceramowy“, można przypuszczać, że w warstwach „inoceramowych“ Karpat i turon może być reprezentowany. Wszakże nie można zapominać, że z obszarów pozakarpaccich głównych, a czasami wyłącznych skamielin przewodnich dostarczają właśnie inoceramy dla oznaczenia wieku turonu. Idąc drogą takich samych przypuszczeń dochodzimy do cenomanu. I tu zauważamy odrazu znaczny kontrast między cenomanem przedpola a utworami karpaccyckimi. Podczas gdy na przedpolach cenoman dość, a czasem nawet bardzo wyraźnie różni się od tamtych niezmiernie wybitnie, a w zasadzie odznacza się bogactwem skamielin, w Karpatach podobnego zróżnicowania wśród utworów grupy „inoceramowej“ napróżno będziemy szukać. W roku 1923 podał Rogala⁴⁷ wiadomość o znalezieniu w Cisowie koło Bolechowa *Ostrea carinata* w najwyższej części warstw inoceramowych już przy ich granicy ku piaskowcowi jamneńskiemu. Stąd wyciąga autor wniosek, że pogląd Zuberera o dolnokredowym wieku dolnych warstw inoceramowych — w okolicy Bolechowa przynajmniej — można uznać za wielce prawdopodobny, albowiem — wedle autora typowe formy *Ostrea carinata* nie są znane z pięter wyższych od cenomanu. Mielibyśmy tu zatem poraz pierwszy konkretne stwierdzenie istnienia cenomanu w naszym fliszu, gdy dotychczasowe analogiczne wnioski opierały się na podstawach pośrednich lub na materiale, który okazał się niedostatecznym, nadto stwierdzenie możliwości, że w serji „inoceramowej“ są zastąpione także niższe poziomy kredy niż cenoman.

Niestety i tu nasuwają się przeciw takiemu stawianiu sprawy poważne wątpliwości. Wypływają one po części z samego materiału dowodowego, po części zaś z dalszych porównań stratygraficznych. Po pierwsze już sam fakt, że tak znakomity znawca kredowych małży jak

⁴⁷ Kosmos za 1921.

Woods⁴⁸ uważał, że *Ostrea carinata* leży w granicach zmienności formy *O. diluviana* opisana pierwotnie ze senonu szwedzkiego mimo zastrzeżenia ze strony Rogali, że w tym wypadku chodzi o formę typową, nakazuje ostrożność, skoro Woods takiego zastrzeżenia co do form „typowych“ nie czyni. Dalej, występowanie warstwy, która dostarczyła tej skamieliny w tak bezpośrednim sąsiedztwie z piaskowcem jamneńskim, co do którego sam autor obok innych dostarczył tyle dowodów paleontologicznych, stwierdzających jego wiek górnosenoński nawołuje do dalszej ostrożności w przyjmowaniu tak wielkiego zbliżenia cenomanu do górnego senonu. Pozatem jednak Petrascheck⁴⁹ cytuje z średniego cenomanu (Unterquader-strefa *O. carinata*) saskiego także *O. diluviana* a de Grossouvre⁵⁰ z kredy Loire—Inférieure podaje „...un assez grand nombre de Lamellibranches aussi cénomaniens, à part *Ostrea carinata* et *O. columba*, qui se trouvent également dans le Turonien, et j'ajouterais encore *O. sarthacensis* Bayle, plus généralement désigné sous le nom d' *O. diluviana*“.

Wiemy, jednakże, że w Karpatach wschodnich znalazł Alth ceno-mańską formę *Acanthoceras Mantelli* koło Kirlibaby a Zapałowicz podaje z tyłu punktów *Exogyra Columba*⁵¹. Po drugie z doliny Wagu z dawna są znane potężne zlepieńce z *Exogyra Columba*. Jeżeli zatem cenoman występuje z jednej strony na Podolu i w Krakowskim z drugiej zaś na Marmaroszy i nad Wagiem, jak sobie wytlómaczyć już nie brak śladów tej formacji w osiowej strefie „geosynkliny fliszowej“ ale może nawet brak jej zupełny?

Jak się przedstawia zatem sprawa cenomanu w Karpatach wschodnich? Oto najnowsze badania Predy⁵² i Atanasiu⁵³ w dolinie Trotusu kończą serję kredową na Barremienie i Aptienienie, gdy Preda w dolinie Teleażenu wydziela ponad Aptieniem zlepieńce należące wedle tegoż autora prawdopodobnie do Gaultu — poczem idzie senon. Sądząc zatem z analogji w dolinie Cibou, z której Althowskie skamieliny pochodzą, istnienie cenomanu nie jest jednak konieczne. Wniosek o wieku cenomańskim opiera się tu głównie na *A. Mantelli* i na Ostrygach z grupy omówionych poprzednio. Dzięki uprzejmości prof. Szajnochy miałem możność przypatrzenia się materiałowi z Cibou. Dziś oznaczenia te wymagają rewizji. *Ac. Mantelli* odpowiada dość dokładnie D'Orbigny'ego (Céphalopodes) Tabl. 103, który jednak nie jest

⁴⁸ Palaeontographical Society 66. 1912. — ⁴⁹ Abh. d. nat. Ges. „Isis“ Dresden 1897 i 1904. — ⁵⁰ Bulletin Soc. Sc. nat. de l'Ouest de la France. Nantes 1921. — ⁵¹ Szajnocha: Verh. d. geol. R.-A. 1890. — ⁵² Anuarul. Inst. Geol. al Romaniei X. 1924. — ⁵³ Tamże.

cytowany w synonimice *Ac. Mantelli*. Obok tego *Puzosia planulata* jest formą albieńską, a formy ostryg (*Alectryonia carinata*) powtarzają się od gaultu aż po najwyższy senon. Sądzę, że mamy tu do czynienia z fauną albieńską nie cenomańską, pochodzącą z czasu przed ruchami górotwórczymi, podobnie jak w Tatrach.

W roku 1910 odbyłem wycieczkę zorganizowaną przez Sekcję fizjograficzną Twa im. Kopernika między innymi do doliny Cibou, gdzie stwierdziłem zapadanie pokrywy krystalinikum pod to ostatnie, fauny jednak nie znalazłem. Później J. Stachiewicz⁵⁴ dokonał tu kilku bardzo ciekawych spostrzeżeń. Na utworach krystalicznych leżą czerwone łupki i typowe fliszowe piaskowce zielone z hieroglifami. Stachiewicz znalazł w czerwonych łupkach ułamki inoceramów i kielich *Uintacrinusa* a więc bardzo charakterystyczną formę dolnosenońską. Tu więc nie cenoman, lecz dolny senon transgreduje jako górna kreda na krystalinikum.

Przypatrzmy się pokrótce stosunkom w grupie tatrzańsko-pienińskiej. Byłoby bezcelowe wchodzić w sprawę wieku osłony skalicowej pod postacią piaskowców z *Exogyra columba* z doliny Wagu, czy warstw praznowskich lub zlepieńców upohlawskich. Jeżeli nawet są one cenomanem, to na przebieg sprawy w naszym rejonie nie wpłynę, gdyż warstw tych w naszej części Pienin nie ma. Ważniejszą natomiast jest sprawa t. zw. margli inoceramowych puchowskich, wraz z przynależącymi tu łupkami i piaskowcami, które już wchodzi w skład osłony naszych skałek. Warstwy te przydzielone przez Paula pierwotnie do neokomu Uhlig słusznie uznał ogólnie za górnokredowe. Do jakiego jednak oddziały górnej kredy wypadnie je zaliczyć? I znów poza ułamkami Inoceramów żadnych wyraźniejszych skamieniałości z utworów tych nie posiadamy. Ostatnio rozgatkowaniem tych utworów zajął się Horwitz⁵⁵. Wyróżnił on w facji pienińskiej na malmokredzie kompleks czarnych łupków z częstymi wtrąceniami cienkich piaskowców, który zalicza do Barremieniu-aptu, częściowo może do albu. Ten oddział dziwnie dobrze zgadza się z typem petrograficznym warstw wierzowskich, które zaliczyliśmy do tegoż samego wieku na podstawie skamienia. Na tym kompleksie leżą bryłowe piaskowce, które Horwitz zalicza do Albieniu — cenomanu, które jednak odpowiadałyby piaskowcom godulskim i kończyłyby się podobnie jak w Tatrach i w kredzie śląskiej na Albienie. Te skały wedle Horwita wchodzi w skład właściwych skałek a nie osłony.

⁵⁴ Kosmos 1911. — ⁵⁵ Sprawozdania P. I. G. III. 1—2 i Posiedzenia Nauk. P. I. G. 14. 1926.

Do „osłony skałkowej“ zalicza piaszczyste ility z blokami egzotycznymi już to zlepieńce z podobnymi blokami wraz z towarzyszącymi im piaskowcami płytowymi. Nie podaje autor fauny, na podstawie której przypisuje im wiek cenoman górny — senon dolny, dlatego respektując ten podział, pozwalam sobie wyrazić przypuszczenie, że, o ile jednak okazałoby się, iż wyraźnych skamielin cenomańskich tu brak, będzie to ekwiwalent margli puchowskich, margli inoceramowych — (turoń?) — emszery. I wtedy uderza nas niezmiernie frapująca zgodność rozwoju na całym obszarze Karpat: Po albieńskie ruchy, którym podlegają „skałki“ podobnie jak wyliczane dotąd rejony karpackie, poczem transgredujące tu skały dolnosenońskie, względnie turońskie facji inoceramowej, równowiekowej z takąż w Karpatach fliszowych.

W facji czorsztyńskiej, leżącej bliżej ku północy, zatem bliżej ku łańcuchowi prakarpackiemu (wewnętrznyemu tym razem) najmłodszy utwór przed średniokredową fazą ruchów to — wedle Horwitza — tyton, kredy dolnej brak zupełny. Jest to zrozumiałe, że podłoże facji tej jako bardziej brzeżnej, wcześniej uległo wyniesieniu ponad poziom morza, co się stało w czasie, kiedy między tytonem stramberskim na północnym brzegu strefy fliszowej a warstwami cieszyńskimi zaznacza się również ruch zmieniający fację stramberską na fację dolnych łupków cieszyńskich. Na tytonie stwierdza Horwitz w kilku punktach szare margle plamiste miejscami przechodzące w zwarte wapienie. Zawierają one *Belemnites minimus*, a więc formę albieńską, co znów jest powtórzeniem po drugiej stronie sykliny podhalańskiej w Tatrach, gdzie, jak wykazuje Passendorfer, zaznacza się również transgresja albieńska.

Na tym utworze leżą margle puchowskie, o których się wprawdzie utrzymuje ogólnie, że obejmują cenoman — senon, o których się jednak wie tylko, że zawierają inoceramę, podobnie jak warstwy „inoceramowe“. Wedle tego, co mówiłem powyżej, reprezentują one i tu najwyższą kredę. Wolno mi zatem ostatecznie sądzić, iż podobnie, jak to widać na obszarze reszty Karpat, istnieją w Pieninach ruchy w cenomanie, dzięki którym ostatnimi utworami należącymi do utworów „skałkowych“ są albieńskie.

Powróćmy jednak do sprawy zachowania się facji inoceramowej górnej kredy w Karpatach zachodnich. W Węglówce, na północnym brzegu rozprzestrzenienia facji śląsko-istebniańskiej zauważyliśmy istnienie wkładki margli fukoidowych poniżej strefy z *Scaphites constrictus*. Świadczy to o górnosenońskim zalewie idącym od północy, z rejonu „inoceramowego“, który tu rozszerza się na krótki stosunkowo czas, obejmując także część brzeżną rejonu kredy śląsko-istebniańskiego.

Zasięg ten jednak nie sięga daleko ku południowi, gdyż już w wierceniach dość głębokich siodła potockiego, bobrzeckiego i klimkowieckiego śladów wyraźnych tego zalewu nie napotkałem mimo skrzętnych poszukiwań. W ten sposób obszar „inoceramowy“ północny kredy górnej jest od takiegoż południowego, występującego w nasunięciach grupy magórskiej, przedzielony obszarem istebniańsko-śląskim w południku Krosna. Na wschód od Sanoka, jak już wyżej zaznaczyłem, oba te obszary łączą się ze sobą, okalając w ten sposób obszar istebniańsko-śląski.

Zaznaczam jednak, że chodzi tu najprawdopodobniej tylko o najwyższy senon, nie zaś o kredę inoceramową z inoceramami, a więc o kredę, której gros jest najprawdopodobniej wieku głównie emszerckiego a może i turońskiego, wedle wywodów powyżej przedstawionych, albowiem we wkładce węglowieckiej inoceramy dotąd, mimo licznych poszukiwań z mej strony, nie zostały znalezione. W każdym razie nie mogą one tu być zjawiskiem częstym.

Jeszcze ciekawszym jest stosunek facjalny między kredą istebniańsko-śląską a inoceramową dalej ku zachodowi. Tu nie tylko mamy do czynienia z wkładkami inoceramowymi wśród istebniańskich, nie tylko bezpośrednie zbliżenie obu typów, które w miejscach krytycznych oczywista jest natury tektonicznej, jak np. owo zbliżenie w Porąbce, które czyni, że kreda śląska leży na marglach plamistych, ale nadto jesteśmy uprawnieni do utrzymywania, że facja inoceramowa kredy górnej wypełnia strefy synklinalne, predysponując przyszłą tektonikę pooligoczeńską w tym samym sensie. To znaczy, że sedymentacja w kredzie górnej tych okolic odbywa się w ten sposób, iż około istniejących w senonie partyj wyniesionych morfologicznie, odpowiadających okolicom antyklinalnym Prakarpat, osadzały się utwory facji istebniańskiej, natomiast w partjach morfologicznie obniżonych, odpowiadających szerokim pasom synklinalnym, następowało osadzanie się facji inoceramowej. Nie trudno ten fakt wykazać na Karpatach Tarnowsko-Rzeszowskich.

Wypiętrzenie kredy inoceramowej opisane przez Kropaczka⁵⁶ Kąkolówka—Kopalina przecinające Wisłok w Czudcu na południe od Rzeszowa i ciągnące się aż pod Dębicę posiada kredę czysto inoceramową. Tosamo odnosi się do grupy wypiętrzeń kredowych na południe od Dębicy między Podegrodziem a Niskową. Dalej ku południowi położony łańcuch wypiętrzeń, nazwany przez Uhlig a chełmsko-czarnorzeczkim, ciągnący się od Przadek, na północ od Krosna przez okolice Frysztaka, Brzostka, Demborzyna, na południe od Pilzna aż prawie do

⁵⁶ Sprawozdanie Kom. Fiz. za 1916.

samego przełomu rzeki Białej, na południe od Tarnowa, posiada kredę w facji wyłącznie istebniańskiej z małą, wyżej wspomnianą wkładką facji inoceramowej w Węglówce, na północ od Krosna, która jednakże daje się śledzić także i nieco dalej ku północnemu zachodowi.

Następny ku południowi łańcuch wypiętrzeń, prawie równoległy do tamtego ciągnie się od Przadek, przekraczając Wisłok pod Wojaszówką, Wisłokę na południe od Kołaczyc (Liwocz), dochodzi do rzeki Białej na południe od Tuchowa. Jest on na całej długości oddzielony od pasma poprzedniego wielką synkliną, w której pojawiają się tylko warstwy wyższego oligocenu. Otóż Tołwiński⁵⁷ notuje na północnym zboczu Liwocza, na północ od Jasła wkładkę warstw inoceramowych wśród facji kredy śląskiej, skąd są znane co prawda tylko dolno-kredowe skamieliny, gdzie jednak wedle moich spostrzeżeń i ekwiwalent górnej kredy w facji istebniańskiej jest zastąpiony. Ta wkładka inoceramowa świadczy o tem, że kreda w przyległej od północy synklinie zbliża się facjalnie do typu inoceramowego, czyli innymi słowy, między obydwooma pasmami antyklinalnymi, z kredą górną typu istebniańskiego istnieje pasmo synklinalne z senonem typu inoceramowego.

Znacznie wyraźniej zarysowuje się ten stosunek u zachodniego końca obu tych wypiętrzeń na przestrzeni między rzekami Białą a Dunajcem, gdzie obie te jednostki tektoniczne nie tylko wykazują już wyłącznie inoceramowego typu kredę górną ale i przestrzeń dzielącą je synkliny jest do tego stopnia wyniesiona, że ujawnia kredę tegoż typu. Wynika to z faktu, iż obie te jednostki tu blisko brzegu Karpat, gdzie następuje ich nasunięcie na miocen, wynurzają się w stadium obecnej tektoniki. W czasie osadzania się kredy górnej oba te końce przylegały do wypiętrzeń prakarpaccich, z których czerpały materiał terrygeniczny. Ku północnemu zachodowi jednak owe łańcuchy prakarpaccie podczas kredy górnej zanurzały się dość nagle ku północnemu zachodowi w morze „inoceramowe“ z większym udziałem sedymentów morza bardziej otwartego, odleglejszego od lądów. Zajmiemy się bliżej tą sprawą, gdy będziemy rozpatrywali stosunki paleogeograficzne łańcuchów prakarpaccich.

Opisane przez Zuberę a omawiane wyżej wystąpienie kredy bakulitowej w Pogwizdowie koło Bochni ponad neokomem jest również wskazówką, że bezpośredni wpływ morza północnego w senonie górnym rozciągał się i na północny brzeg łańcuchów karpaccich podobnie, jak to widzieliśmy na Śląsku w rejonie warstw frydeckich.

⁵⁷ Prace Geograf. VI. 1922.

b) Eocen. Jakkolwiek system trzeciorzędowy należałoby rozpocząć od paleocenu i jakkolwiek piętro paleoceńskie jest w Karpatach zastąpione, to jednak stan badań nad tą sprawą zmusza mnie do omawiania głównie eocenu. Zaznaczę tylko, iż istnieją, mojem zdaniem, wystarczające powody dla twierdzenia, że przejście między eocenem a kredą następuje w zasadzie z wolna i bez przerwy i tylko w części południowej grupy magórskiej tam, gdzie ona się zbliża do antyklino-rjów południowych, uwidacznia się przerwa obejmująca prawdopodobnie paleocen i dolną część eocenu. Tosamo można powiedzieć także o południowo-wschodnim krańcu grupy średniej w tych miejscach, gdzie następuje terytorjalne zbliżenie jej utworów do wschodniej grupy wypiętrzeń krystalicznych, należących zresztą, jak o tem będzie mowa w części tektonicznej, do grupy średniej.

Natomiast cały obszar pozostały fliszu wybitnej przerwy między osadami kredy a eocenu nie wykazuje, zatem i prosty wniosek, że przejście owo odbyło się, podobnie jak wszędzie indziej, gdzie tego rodzaju ciągłość została stwierdzona — za pomocą piętra paleoceńskiego. Inna jest jednak rzecz z wykazaniem paleontologicznem tego piętra. Jedy-nych danych w tym względzie, na których się możemy oprzeć, dostarczył Kropaczek⁵⁸. Podał on szereg przekrojów geologicznych z okolic Rzeszowa, Dynowa, Białowej i Tyczyna w Karpatach Rzeszowskich. Nad warstwami inoceramowemi wydzielił on trzeciorzęd składający się od dołu 1) z warstw ciemnych iłów z blokami „egzotycznymi“, 2) czerwone i zielone łupki, łupki ilaste z piaskowcami hieroglifowemi, 3) piaskowce mummulitowe, 4) margle, czarne iły z fauną. Na tych spoczywają już zlepieńce z Siedlisk z fauną dolnoooligocieńską. Odkrycie Kropaczka dało początek opracowań faun trzeciorzędowych w nowym etapie po dawniejszych Vaceka⁵⁹, Wójcika⁶⁰ i Wiśniowskiego⁶¹. Z warstw dolnych powyższej serji opisał Kropaczek faunę z Babicy o przeważającej ilości form nowych co wskazuje na endemizm fauny, którego zasięgu terytorjalnego jeszcze nie znamy. Z form znanych skądinąd jest tu znaczna ilość form identycznych lub blisko spokrewnionych z formami starszego eocenu paryskiego, nadto występują tu typy znamienne dla najstarszych faun trzeciorzędowych, wkońcu obecne są formy spokrewnione z górnokredowemi. Dlatego uważa Kropaczek faunę babicką za należącą do najstarszych znanych faun trzeciorzędowych, dolno-eoceńskich, bez oddzielania paleocenu.

⁵⁸ Zob. 56. — ⁵⁹ Jahrbuch d. geol. R.-A. 1881. — ⁶⁰ Rozprawy Akad. Um. Kraków B. 1904. — ⁶¹ Atlas Geol. Galicji z. 21.

Czarne ility z Kołomyi i Czudca posiadają faunę zbliżoną, ale nie identyczną z babicką, obok nummulitów prawdopodobnie średnioeoceneskich; wreszcie glaukonityczne nummulitowe piaskowce zawierają nie liczne źle zachowane mięczaki obok nummulitów i orbitoidów, wedle Kuźniara średnioeoceneskich.

Z drugiej strony Fleszar⁶² już w roku 1912 podał wiadomość o faunie z omawianych wyżej warstw bonarowieckich w Bliznem i Jasienicy, która stwierdzała wiek eoceneski tych warstw bez możliwości dalszych zacieśnień granic. Kompleks warstw, z których powyższa fauna pochodzi, powtarza się i w Węglówce, gdzie jednak nie zawiera fauny. Jest on tu bardzo znacznej, kilkusetmetrowej miąższości, leży ponad warstwami ze *Scaphites constrictus*, omawianymi powyżej, a piaskowcami ciężkowickimi, podścielonemi i przykrytymi przez czerwone i zielone łupki. Piaskowce te dostarczyły z wielu miejscowości nummulitów i są dość ogólnie uznawane za średnio-eoceneskie. Zatem kompleks warstw, który znajduje się ponad najwyższą kredą i leży nad nią zgodnie, z drugiej zaś strony przykryty jest przez średni eocen, leżący na nim również zgodnie, musimy uważać za paleocen wraz z dolnym eocenem, względnie podobnie, jak to uczynił Kropaczek, za dolny eocen, obejmujący również paleocen.

Otóż kompleks paleoceneski w powyższym znaczeniu jest po pierwsze właściwością całego obszaru śląsko-istebniańskiego określonego powyżej, nadto, jak się z pracy Kropaczka okazuje, przekracza on w formie niezmienionej albo też mało zmienionej z obszaru Karpat śląsko-istebniańskich na sąsiadujący od północy obszar kredy inoceramowej, leżący między Dynowem a Rzeszowem. Sądzę jednakże, że nie jest on wśród facji inoceramowej kredy ograniczony do Karpat Rzeszowskich, ale sięga jeszcze znacznie dalej ku południowemu wschodowi, jakkolwiek nie został tu w ten sposób odkryty i sprecyzowany, jak w Karpatach zachodnich. Nietylko ten oddział eocenu jest terytorjalnie ściśle związany z facją istebniańsko-śląską kredy górnej, ale i cały rozwój „ciężkowicki“, któremu jeszcze kilka uwag wypadnie mi poświęcić. Tu pragnę tylko jeszcze wskazać, iż podobnie, jak we wkładkach kredy „inoceramowej“ wśród utworów facji istebniańsko-śląskiej widzieliśmy rozszerzanie się wpływu „inoceramowej“ facji na obszar facji śląskiej, podobnie w paleocenie i dolnym eocenie, lecz w sensie odwrotnym, widzimy rozszerzanie się znów facji zespołu czarnych łupków, zlepieńców, piaskowców

⁶² Kosmos.

Zarys tektoniki.

i ciemnych iłłów, a więc facji bardzo zbliżonej do istebniańskiej albo z nią identycznej — na obszar facji „inoceramowej“ najwyższej kredy. Zjawisko ostatnie jest niewątpliwie objawem wzmocnienia się wpływów ładu w tym okresie czasu. Można powiedzieć, że wpływ ten, który w czasie osadzania się kredy „inoceramowej“ zacieśnia się do obszaru istebniańsko-śląskiego, w paleocenie i eocenie dolnym zdobywa sobie teren na przyległych obszarach inoceramowych. Wystarczy dodać, że w tym samym czasie na obszarze Tatr uwidacznia się zupełna regresja morza.

Pozatem jednak zrozumienie sensu sedimentacji eoceńskiej na obszarze Karpat fliszowych nastęrcza niezmiernie wiele trudności, czasem przy dzisiejszym stanie wiadomości wprost nie do pokonania.

Przypatrzmy się, jak się rozwija piętro eoceńskie na obszarze dalszych części Karpat wschodnich. Na obszarze Karpat dobromilskich można wydzielić dwa naturalne oddziały eocenu. Dolny, spoczywający na marglach i piaskowcach, barwy najczęściej ciemnej lub stalowo-szarej z ciemnymi wkładkami łupkowemi, które już zaliczamy do warstw „inoceramowych“. Ten oddział dolny, miąższości zwyczajnie kilkudziesięciu metrów, składa się z łupków przeważnie czerwonych, które z reguły ku górze stają się zielonemi. Górny oddział składa się z warstw naprzemianległych piaskowców zielonawo-szarych, glaukonitycznych, z reguły drobnowarstwowanych, z licznymi hieroglifami i zielonawo-szarych, rzadziej zielonych, czasem także ciemnych łupków iłłowych. Czasem widać tu powtórzenie soczewkowate czerwonych łupków. W okolicy kopalni Wańkowej znalazłem wśród tych warstw zlepieniec nieznacznej miąższości, w którym znalazłem otoczak wapienia nummuli-towego, złożonego z samych nummuli-tów. Ten otoczak, którego śladów in situ niema tu nigdzie, posiada niewątpliwie dużą doniosłość dla całokształtu zagadnień paleogeograficznych eocenu. Wszakże wystarczy zaznaczyć, że w górnym eocenie do osadów morskich dostają się otoczaki piątr starszych eocenu, gdzie skały przeszły już proces djagenezy.

Ten sam podział eocenu podaje Horowitz⁶³ z Karpat Starsamborskich, zaznaczając, że eocen górny pod postacią występujących dalej ku wschodowi w Karpatach Borysławskich — warstw popielskich znajduje się tu tylko sporadycznie i to zwykle na północy. W obszarze badanym przez Horowitza panują u góry łupki zielone i cienkopły-towe piaskowce glaukonityczne, niekiedy kwarcytowe. W części dolnej

⁶³ Sprawozdania P. I. G. III. 1926.

obok skał takich samych pojawiają się łupki czerwone i zlepieńce z otoczkami wapienia stramberskiego.

Takie same, warstwy złożone z piaskowców hieroglifowych i zielonych łupków, przechodzących ku dołowi w czerwone, obserwował Tołwiński⁶⁴ na obszarze Karpat borysławsko-skolskich — jako dolną część eocenu. Im dalej ku wschodowi, tem wybitniej zaznaczają się w dolnym kompleksie piaskowce bryłowe, przypominające piaskowce jamneńskie. Jabłoński i Weigner⁶⁵ nazwali je wygodzkiami od Wygody koło Doliny, skąd dawniejsi autorowie wymieniali je jako jamneńskie. Część górną eocenu zajmują tu wydzielone przez Kropaczka⁶⁶ warstwy popielskie. W partji starosamborskiej ledwie się one zaznaczają, dochodzą do pełnego rozwoju w przekrojach borysławskich, jednakże i tu, jak zaznacza Tołwiński, w kierunku południowym następuje powolne przekształcenie facjalne w ten sposób, że na południe od Majdanu warstwy popielskie stają się coraz to cieńsze, aż wreszcie na południe od Mallmanstalu i Skolego zanikają niemal zupełnie. Warstwy te składają się z ciemnych, popielatych łupków, czasem zielonawych, piaszczystych, bogatych w wapień w odróżnieniu od dolnej części eocenu, która jest niewapnista.

Warstwy popielskie w wykształceniu typowym, o znacznej miąższości są oczywista właściwością okolic borysławsko-skolskich. Tu podścielają one łupki menilitowe, oligoceńskie, jako facja swoista, mająca uzasadnienie w stosunkach paleogeograficznych, o czym jeszcze będzie mowa. Jednakże fakt ten posiada także i ogólniejsze znaczenie. Oto, można powiedzieć, że na obszarze całych Karpat, wszędzie z reguły tam, gdzie występują łupki menilitowe w postaci typowej, ku dołowi, zatem ku granicy z eoceniem, zawsze się znajdzie jedna przynajmniej ławica żółtawo-szarego łupku marglistego, czasem sferosyderytycznego, czasem naprzemian z dolną, rogowcową partją łupków menilitowych. Jestto w zestawieniu z poprzednio podanem zróżnicowaniem facjalnym starszych poziomów fliszu karpackiego pozostający w niezmiernym kontraście fakt zacierania dawniejszych różnic facjalnych. Jeżeli pominiemy wyjątkowe stanowisko warstw popielskich w typowym wykształceniu popielskiem o znacznej miąższości, a weźmiemy pod uwagę, że t. zw. warstwy górne hieroglifowe, to znaczy zielonawo-szare łupki z krzemionkowemi, zielonawemi glaukonitycznymi piaskowcami hieroglifowemi dadzą się zauważyć w całej grupie tektonicznej średniej i w znacznym obszarze grupy magórskiej, to już ten fakt właściwie zaznacza ową uni-

⁶⁴ Biul. Stacji Geol. Borysł. 8. — ⁶⁵ Tamże 6. — ⁶⁶ Stacja Geol. Borysław 1919.

fikację facjalną. Czyli, że możemy mówić, iż już w górnym eocenie istnieje przegrupowanie stosunków paleogeograficznych na korzyść nowych. Stosunki te znajdują swój najwybitniejszy wyraz w generalnem rozprzestrzenieniu typu dolnooligocenских łupków menilitowych. Jednakże, jak widzimy, już górna część eocenu niejako do tego celu zmierza, a do tego samego rzędu zjawisk należy i ów, czasem ledwie zaznaczony, ale zawsze istniejący zespół warstw marglistych górnej części eocenu, nawiązujący do omawianych wyżej warstw popielskich.

Rogala⁶⁷ po raz pierwszy ustalił wiek warstw popielskich jako priaboński, względnie bartoński i wykazał, że fauna ma charakter śródziemnomorski, wykazał nadto, że Wiśniowskiego fauna z Koniuszy pochodzi z tychże samych warstw i posiada tenże sam charakter zespołowy. Jestem jednak przeciwny rozszerzaniu nazwy warstw popielskich na zespół warstw eocenu górnego w wykształceniu niepopielskiem, lecz tak najczęściej zwanych warstw hieroglifowych górnych, gdyż przez to zatracą się znaczenie facjalne warstw popielskich. W ten sposób piętro górnioeoceniskie otrzymałoby nazwę od wykształcenia wprawdzie bardzo typowego lokalnie, ale w facji, która jest wyjątkową. Natomiast można — jak mi się wydaje ze względu na ważność podniesionych wyżej momentów — mówić przy pewnej, nieznacznej dowolności petrograficznej o facji popielskiej margli granicznych między eoceniem a oligocenem, których istnienie niejednokrotnie zresztą i z wielu okolic naszych Karpat w dawniejszej literaturze było notowane.

Prawie wszystkie powyżej cytowane nowsze prace zdjęciowe podnoszą występowanie w warstwach popielskich brył „egzotycznych“, najczęściej wapienia stramberskiego, nadto we wschodniej części grupy średniej różnych starych łupków zielonych. Ja sam znalazłem w Synowódzku Wyżnem nadto małą faunę dewonu morskiego w czarnych wapieniach, przypominam pozatem bryłę wapienia nummulitowego z górnego eocenu w Wańkowej, wspomnianą wyżej. Bryły te „egzotyczne“ są zatem znane zarówno z facji popielskiej, jak i facji górno-hieroglifowej, zatem typowej dla Karpat, jako najbardziej rozpozszechnionej.

Z pracy Weignera i Jabłońskiego⁶⁸ można sobie zdać sprawę ze stosunków w eocenie na obszarze dalej ku wschodowi położonym, t. j. między rzekami Świcą a Łomnicą. W wydzielonem przez tych autorów „pasmie północnem“, należącym wedle mego ujęcia do grupy brzeżnej wschodniej, górna część eocenu jest rozwinięta pod po-

⁶⁷ Kosmos 1925, str. 938. — ⁶⁸ zob. ⁶⁵.

stacją warstw hieroglifowych, jak je określaliśmy wyżej, potem idą piaskowce wygodzkie ze zlepieńcami w spągu a w stropie pstre, wiśniowe i zielone łupki. Zaznacza się tu już wyraźnie podkreślana trójdzielność eocenu, z którą się w następstwie będziemy musieli liczyć. Tołwiński⁶⁹ wydzielił tu dwa oddziały, jak omawiałem wyżej, zaznaczając jednak, że z jego oddziału dolnego wychodzi ku wschodowi piaskowiec wygodzki; jeżeli zatem pójdziemy śladami autorów dalej ku wschodowi pracujących i z tego punktu widzenia weźmiemy podział Tołwińskiego, to jego oddział dolny będzie obejmował w swej około 300 metrowej miąższości oddziały średni i dolny geologów, pracujących dalej ku wschodowi. Odnosi się to również do dwudzielnego podziału, zastosowanego do okolic Opaki przez Krajewskiego⁷⁰.

Trójdzielność eocenu występuje bardzo wyraźnie w dalszych ku południowemu-zachodowi wypiętrzeniach Jasienia i Hryńkowa—Syhłosu. W wypiętrzeniu Jasienia stwierdzają Jabłoński i Weigner w najwyższym eocenie warstwy popielskie, zaś w części wschodniej już tylko warstwy hieroglifowe. Ale i na zachodzie najwyższe ogniwo w facji popielskiej jest podścielone przez warstwy hieroglifowe. Pod temi warstwami występują zlepieńce, które sprawę komplikują o tyle, że jeżeli się je zaliczy do ogniwa średniego razem z następującym ku dołowi piaskowcem wygodzkim, to będziemy mieli tu zlepieńce nad piaskowcem wygodzkim, podczas gdy z reguły występują one pod piaskowcem wygodzkim. Już w dalszym ku południowi wypiętrzeniu, stwierdzonem przez tych autorów, tj. w wypiętrzeniu Hryńkowa—Syhłosu, zwłaszcza w części jego zachodniej istnieje trójdzielność eocenu, gdyż u góry mamy tu warstwy hieroglifowe, pod nimi piaskowce wygodzkie ze zlepieńcami w górnej części, wreszcie ogniwo dolne pod postacią typowych warstw hieroglifowych z dodatkiem pstrych łupków.

Dalej ku wschodowi Bujałski⁷¹ stwierdza w fałdzie „wglębnym“ Śliwek—Bitkowa—Majdanu, należącym do mojej grupy wschodniej brzeżnej, istnienie tylko warstw hieroglifowych. Tu odkłucie płaszczwinowe nastąpiło jużto w ten sposób, że oddzieliło się wyłącznie tylko górne ogniwo, jak n. p. w fałdzie bitkowskim, już też wierceniami nie dotarto do ogniw głębszych, jak n. p. w fałdzie Majdanu, co nie wyklucza, że te ogniwa mogą tu być zastąpione. W nasunięciu Jasienia trzyma się trójdzielność z warstwami hieroglifowemi u góry, piaskowcami wapnistemi, pasieczniańskimi lub wygodzkimi w części średniej i warstwami hieroglifowemi z pstremi łupkami u dołu. Wśród tych

⁶⁹ zob. ⁶⁴. — ⁷⁰ Biuletyn Stacji Geol. Borysław 4. — ⁷¹ Tamże 9.

ostatnich występuje tu rodzaj kwarcytu, co należy prawdopodobnie odnieść do wtórnego nasycenia krzemionką piaskowców i łupków. W Bujańskiego „skibie“ niższej (brzeźnej), pośredniej między nasunięciami wyższymi, skolskimi, wedle mej dawniejszej terminologii, występują tu warstwy popielskie nieznacznej miąższości u góry, pod nimi wapień pasieczniański stumetrowej miąższości ze zlepieńcami podstawowemi, wreszcie ogniwo dolne pod postacią warstw hieroglifowych.

Wedle Świderskiego⁷² dalej ku wschodowi w płaszczynie pokuckiej aż do granicy rumuńskiej eocen da się również podzielić na trzy części, górną i dolną pod postacią warstw hieroglifowych i średnią piaskowcową, mniej lub więcej wapnistą. W nasunięciach głębszych, skolskich istnieje również trójdzielność eocenu z tem, że w ogniwie średnim, piaskowcowem występują piaskowce typu wygodzkiego, nie zaś wapniste, pasieczniańskie.

Z doświadczeniami, zdobytemi w Karpatach Wschodnich, powróćmy do Karpat Zachodnich. W okolicach Krosna jest eocen doskonale znany nie tylko z doskonałych odkrywek naturalnych, ale i z odwiertów na licznych tu kopalniach ropy. Tu trójdzielność eocenu jest doskonale zaznaczona. U góry znajdujemy zielone łupki i piaskowce hieroglifowe, leżące zawsze pod łupkami menilitowemi z ową „popielską“ warstwą graniczną marglową, czyli mamy wyraźny i typowy ekwiwalent górnego poziomu eoceńskiego, pod niemi potężna, kilkusetmetrowa serja piaskowców, względnie zlepieńców „ciężkowickich“ w dwóch do trzech ławach, poprzedzielanych czerwonymi i zielonymi łupkami, u dołu poziom dolny, złożony z czerwonych i zielonych łupków.

Jak należy rozumieć następującą ku wschodowi, np. w Karpatach liskich, w okolicy Wańkowej wyraźną dwudzielność eocenu z warstwami hieroglifowemi u góry i czerwonymi łupkami u dołu, zatem bez ogniwa piaskowcowego w środku?

Pod tym względem najbliższe okolice Krosna są niezmiernie pouczające i pozwalają śledzić zupełnie niedwuznacznie, jaką drogą z trójdzielności wytwarza się dwudzielność. Otóż na jednej z najlepiej pod względem geologicznym znanych kopalń, mianowicie na kopalni siodła, biegnącego od Potoka przez Krosno i Krościenko, widać na przestrzeni w Krośnie, pomiędzy kościołem św. Wojciecha a Krościenkiem Wyżnym, że miąższość ogniwa średniego, piaskowcowego, ciężkowickiego gwałtownie maleje. Już we wschodniej części Krościenka Wyżnego mamy

⁷² Biuletyn Stac. Geol. Borysław 7.

tylko warstwy hieroglifowe u góry eocenu i pstre łupki u dołu, piaskowiec ciężkowicki nie istnieje tu zupełnie.

Ta dwudzielność eocenu trwa odtąd stale ku wschodowi aż do okolic, opisanych przez Tołwińskiego w Karpatach skolskich, gdzie znów, w tensam sposób, prawie niespostrzeżenie pojawia się ogniwo piaskowcowe. Istnienie tego ogniwa w Karpatach rzeszowskich pod postacią piaskowców nummulitowych, wydzielonych, jak podawałem wyżej, przez Kropaczka, nie ulega wątpliwości. Z drugiej strony trójdzielność eocenu wedle wyżej podanego krośnieńskiego typu rozciąga się daleko na zachód w grupie średniej i w zasadzie istnieje ona wszędzie tam, gdzie występuje kreda górna pod postacią istebniańsko-śląską.

Ponieważ te stosunki obejmują około cztery piąte obszaru fliszowego, można się pokusić o ostateczne sformułowanie sprawy podziału naszego eocenu karpackiego. Jak z powyższych zestawień wynika, eocen na wschodniej części obszaru istebniańsko-śląskiego kredy górnej jakoteż na przyległej od północy partji Karpat rzeszowskich spoczywa na kredzie górnej istebniańsko-śląskiej, względnie w Karpatach rzeszowskich na warstwach inoceramowych bez przerwy, za pośrednictwem czarnego paleocenu wraz z eocenem dolnym. W Karpatach przemyskich, samborskich i borysławskich istnieje eocen dolny, gdyż łączy on się lateralnie ku północnemu-zachodowi z dolnym eocenem krośnieńskiego obszaru, spoczywającym na paleocenie, stwierdzonym faunistycznie przez Kropaczka. Eocen górny, stwierdzony również faunistycznie przez Rogalę, rozciąga się w bardzo jednostajnej postaci warstw hieroglifowych na całym dotąd omówionym obszarze Karpat. Jego górna część bardzo nieraz nieznacznej miąższości, ale z ogromną stałością, jest na tymże samym obszarze wykształcona pod postacią ławic margli granicznych, spowinowaconych z postacią popielską górnego eocenu Karpat borysławsko-skolskich. Rozwój „popielski“ w tym ostatnim obszarze zastępuje facies hieroglifowy eocenu górnego jako postać lokalna.

Pozostają niejasne zatem dwie sprawy. Po pierwsze, czy na obszarze wschodnim, poza Karpatami rzeszowskimi, między eocenem dolnym a kredą górną istnieje paleocen, podobnie jak w Karpatach rzeszowskich i wśród facji istebniańsko-śląskiej kredy górnej, po drugie zaś, jak należy rozumieć stosunek obszarów fliszowych, wykazujących dwudzielność eocenu do takichże, wykazujących jego trójdzielność.

Oдноśnie do sprawy pierwszej można tu snuć zaledwie mniej lub więcej prawdopodobne przypuszczenia. Istnieją tylko dwie możliwości, że paleocen istnieje, lub też, że go niema, czyli, że między kredą a eo-

cenem istnieje na tym obszarze hiatus. Wobec braku skamieniałości szanse teoretyczne obu możliwości są równe, jeżeli jednak piaskowiec jamneński istotnie zawiera skorupy inoceramów, jak tylokrotnie utrzymywał Zuber, jeżeli ponadto, wedle tegoż autora piaskowiec jamneński łączy zupełnie powolne przejście (zanikanie grubych piaskowców i przewaga zielonych łupków) z następnym utworem, t. j. z eocenem⁷³, w takim razie jest możliwe, że piaskowiec jamneński na swym obszarze występowania odgrywa podobną rolę, jak facja istebniańska w Karpatach krośnieńskich to znaczy, że w postaci piaskowca jamneńskiego jest rozwinięta nie tylko najwyższa kreda, ale i paleocen z powolnym przejściem do dolnego eocenu. Podkreślam jednakże, że w dzisiejszym stanie wiadomości musimy brać w krąg rozważań i drugą możliwość, podkreślaną tylokrotnie przez Szajnochę, że między kredą górną a eocenem istnieje hiatus na obszarze Karpat wschodnich, zajętych przez kredę „inoceramową“ za wyjątkiem oczywiście Karpat rzeszowskich.

Druga sprawa, to sprawa owej dwu- względnie trójdzielności eocenu. Nastręcza ona jednak znacznie mniej trudności. Prostu na przełomie czasu między częścią dolną a górną naszego eocenu, przypuszczalnie w eocenie średnim, istnieje od okolic rzeki Stryja na wschód i okolic mniej więcej Rzeszowa i Krosna na zachód regeneracja ruchów wysadów prakarpackich, prawdopodobnie tych samych wysadów, które dostarczały kredzie osadów diastroficznych grubszych, która to regeneracja dostarcza materiałów piaskowcowych, względnie nawet zlepieńcowych, po części nawet już z osadów starszego fliszu (wapień nummulitowy z Wańkowej) do osadów młodszej części eocenu. Ze względu na tak wielkie rozpowszechnienie w tej serii nummulitów, uważanych dziś prawie powszechnie za średnioeocenijskie, byłbym raczej za poglądem, że chodzi tu istotnie o eocen średni, co zbiegałoby się bardzo dobrze z występowaniem średnioeocenijskich warstw nummulitowych zarówno w Tatrach, jak Pieninach, jak też w grupie marmaroskiej. W ten sposób mielibyśmy w naszym fliszu eocen górny z momentem, że się tak wyrażę, popielskim, eocen średni wyraźny tam, gdzie występuje pod postacią piaskowcową, ciężkowicką, wygodzką lub pasieczniańską i nie do oddzielenia od eocenu dolnego tam, gdzie jest rozwinięty pod postacią warstw hieroglifowych, wreszcie eocen dolny pod postacią warstw hieroglifowych i pstrych, czerwonych, względnie zielonych łupków.

Uzbrojeni w te doświadczenia, poświęćmy jeszcze parę uwag eo-

⁷³ Zuber: Flisz i Nafta, str. 115.

cenowi dalszej, położonej na zachód części naszych Karpat. Tu sprawa wydzieleni stratygraficznych jest niezmiernie trudna z powodu braku nowszych badań po pracach Szajnochy⁷⁴ i Tietzego⁷⁵. Mamy tu do czynienia z dwiema odmiennymi postaciami eocenu. Pierwsza z nich jest związana przedłużeniem grupy średniej ku zachodowi, druga zaś z grupą magórką.

Wobec dużego pomieszania pojęć stratygraficznych na obszarze zachodniej części grupy średniej, zwłaszcza odnośnie do eocenu i oligocenu trudno tu czynić chociażby pobieżne porównania ze stosunkami na wschodzie. Dość wspomnieć dla charakterystyki stosunków, że wiele piaskowców kredowych poczytywano tu za starszy trzeciorząd, ale też działo się i odwrotnie. Brano np. warstwy krośnieńskie, będące w serji utworów fliszowych tych okolic, za utwory starsze od łupków menilitowych, leżących pod niemi. Stąd niepodobna tu opierać się na literaturze, a wiadomości nowsze są tu albo bardzo skąpe albo też nie posiadamy ich wcale. Na podstawie własnych wycieczek na obszarze między Żywcem a Tarnowem jestem w stanie zaznaczyć, iż błędem byłoby mniemanie, które można na podstawie literatury starszej wysnuć, jakoby ten obszar pod względem wykształcenia eocenu od omawianych obszarów wschodnich zasadniczo się różnił. Zarówno w okolicach Żywca, jak w okolicach Kalwarji, jak na przekroju między Krakowem a Myślenicami, jak na przekroju między Bochnią a Rzegociną mogłem bez trudności wyróżnić obok oligocenu, wykształconego identycznie jak w omówionej wschodniej części rejonu istebniańsko-śląskiego także warstwy paleocenu (warstwy bonarowieckie U h l i g a), następnie czerwone i zielone łupki dolnego oddziału eocenu, jak też ogniwo średnie, złożone z piaskowców, włącznie zlepieńców ciężkowickich. Znacznie gorzej przedstawia się sprawa z oddziałem górnym. Na wycieczce, którą odbyłem wraz z prof. Kreutzem i innymi kolegami zdołaliśmy stwierdzić, iż ponad ogniwo średnim wschodniej strony góry Ciecień, na południe od Dobczyc, występują czerwone łupki, na których spoczywają dolnooligoceńskie łupki menilitowe. Nie wykluczam tu istnienia zielonych łupków, zatem górna część eocenu jest tu rozwinięta pod postacią pstrych łupków. Czy reprezentują one tu same ogniwo górne eocenu, czy — być może — wraz z górną częścią piaskowca i zlepieńców średniego ogniwa, dopiero przyszość może okazać.

⁷⁴ Kosmos 1884, Atlas geol. Galicji tekst z. 5, 1895. — ⁷⁵ Jahrbuch d. Geol. R.-A. 1887.

W grupie magórskiej stosunki panujące w eocenie są mi lepiej znane, gdyż pracowałem tu od okolic Szymbarku i Gorlic poczynając w okolicy Krynicy, Rabki i dorywczo w kilku innych punktach zachodniej części grupy magórskiej.

We wschodniej części grupy magórskiej, mniej więcej do okolicy między Grybowem a Gorlicami dolna część eocenu jest rozwinięta prawie wyłącznie pod postacią czerwonych łupków, bardzo znacznej nieraz miąższości. Wkładki ławic piaskowca zielonawego, twardego, kwarcytowego, glaukonitycznego odgrywają tu podrzędną rolę. Część górna eocenu posiada obok współdziału czerwonych łupków także łupki zielone i piaskowce hieroglifowe. W łańcuchach głębszych, ku południowej granicy kraju podział na grupę wyższą i niższą jest coraz trudniejszy, w końcu staje się niemożliwym wobec jednolitego wykształcenia. Co najwyżej można mówić o przewadze czerwonych łupków w części górnej a niebieskawych i zielonawych łupków z piaskowcami hieroglifowymi w części dolnej. Tu zatem trójdzielność eocenu zupełnie znika, a nawet dwudzielność jest niezbyt wyraźna, czasem zupełnie zatarta.

W okolicy Krynicy mamy do czynienia z dwoma postaciami eocenu zależnie od tego, czy dany eocen występuje w płaszczowinie krynickiej czy też w płaszczowinie niższej, północnej, na którą krynicka od południowego-zachodu jest nasunięta. W płaszczowinie krynickiej wydzieliłem trzy oddziały eocenu⁷⁶. Dolny składa się z pstrych, przeważnie czerwonych łupków, średni z szarych łupków z piaskowcami cienkowarstwowymi ze „strzałką“ i hieroglifami, górny zaś z piaskowców obfitujących w rozarty materiał roślinny i zlepieńców z „egzotykami“. Ponad temi piaskowcami leżą znów szare łupki i piaskowce hieroglifowe. W r. 1924 zaliczyłem te ostatnie już do oligocenu, oczywiście w sposób zupełnie dowolny, gdyż skamielin stąd nie posiadam żadnych. Gdybyśmy jednakże również dowolnie przyjęli, że oddział ten reprezentuje jeszcze eocen, a dopiero piaskowiec magórski byłby oligocenem, mielibyśmy znów trójdzielność eocenu z piaskowcem z nummulitami pośrodku.

W płaszczowinach północnych, na które skiba krynicka jest nasunięta, istnieje dwudzielność eocenu z pstromi łupkami u dołu zaś warstwami górnymi hieroglifowymi w stropie.

W okolicy Rabki⁷⁷, która leży w przedłużeniu zachodniem strefy płaszczowiny krynickiej (południowej), widzimy u dołu eocenu czerwone łupki jako oddział dolny, piaskowce i zlepieńce jako oddział średni

⁷⁶ Kosmos 1924. — ⁷⁷ Tamże 1921.

i pstre łupki, nad którymi leżą znów warstwy strzałkowo-hieroglifowe jako oddział górny. Nad temi spoczywają piaskowce magórskie.

W zachodnim przedłużeniu północnej strefy krynickiej po stronie czeskosłowackiej wymieniają Kettner i Záruba⁷⁸ z granicy morawsko-słoweńskiej (przełęcz Łysa) eocen pod postacią warstw hieroglifowych w górze i pstrych łupków w dole, czyli dwudzielny; ja miałem sposobność w okolicy Čadcy stwierdzić istnienie tychsamyh stosunków z tem, że mniej więcej w średniej partji oddziału górnego pojawia się się tu dość znaczny kompleks twardych piaskowców glaukonitycznych, zatem tendencja do zaznaczania się śladów trójdzielności. Wypada tu również podnieść, że Kettner⁷⁹, Hynie i Kodym w przedłużeniu wschodniem łańcuchów magórskich od Dukli na południowy wschód w dorzeczu górnem rzeki Laborcy wydzielają również dolny oddział eocenu jako pstre iły, zaś górny jako warstwy hieroglifowe.

Wypada tu jeszcze poświęcić parę słów sprawie eocenu podścielającego prawdopodobnie wraz z oligocenem płaszczowiny cieszyńskiej w Karpatach śląskich. Wydzielenia Hoheneggerowskie są w tym względzie niewystarczające. Ale i znacznie późniejsze prace sprawy tej nie posunęły naprzód. Najczęściej jest tu mowa o piaskowcach z hieroglifami i nummulitami i o pstrych łupkach. Z pracy Becka⁸⁰ dowiadujemy się, że są to szare płytowate piaskowce z sieczką roślinną, łupki i zlepieńce, nawet bez możności oddzielenia eocenu od oligocenu. Warstwy te były przedmiotem specjalnych badań Petrascheck'a⁸¹, który je studjował w licznych wierceniach. Wedle tegoż u podstawy serji starszego trzeciorzędu występują tu zlepieńce i szutry o ilastem spoiwie i potężnej, do 300-metrowej miąższości. Zawierają one obok kulmskich łupków i szarogłazów także gnajsy, zielone łupki stare, fylity i t. d. Nad temi zlepieńcami występuje serja marglista kilkusetmetrowej miąższości, która zapewne będzie należała w znacznej części do oligoceńskich warstw krośnieńskich, o których będzie mowa przy omawianiu oligocenu, ale wśród tej serji istnieją też wtrącenia sporadyczne czerwonych łupków, które się powszechnie uważa za eocen. Czy natura tych wtrąceń jest stratygraficzna czy też tektoniczna, o tem na podstawie studjowania odwiertów nie można mieć żadnego zdania. W ten sposób sprawa podziału starszego trzeciorzędu, podścielającego płaszczowiny cieszyńskiej, musi tutaj pozostać otwartą.

Pozatem jednak na ogromnym obszarze Karpat stwierdziliśmy sze-

⁷⁸ Sbornik St. Geol. Ustavu Českoslov. Rep. 1921. — ⁷⁹ Tamże 1925. — ⁸⁰ Jahrbuch d. Geol. R.-A. 1911. — ⁸¹ Tamże 1912.

reg prawidłowości wśród eocenu, które mają znaczenie ogólne. Widzieliśmy, że eocen naszego fliszu posiada stale dwa oddziały: górny i dolny, z których pierwszy odpowiada piętru bartońskiemu czyli jest odpowiednikiem górnego eocenu innych okolic Europy. Oddział dolny leży na obszarze kredy istebniańsko-śląskiej na utworach paleoceńsko-dolnoeocenijskich i przechodzi ku górze bez przerwy sedymentacyjnej w oddział górny.

Na obszarze kredy istebniańsko-śląskiej, mniej więcej aż do okolic Krosna a w wypiętrzeniach dalej na północ wysuniętych tegoż obszaru — prawie aż do okolic Sanoka między oddziałem górnym a dolnym występuje ogniwo średnie eocenu w wykształceniu zlepieńcowo-piaskowcowem z licznymi bryłami „egzotycznymi“. Dalej ku wschodowi ogniwo to się wyklinowuje, nie pojawiając się na ogromnej przestrzeni między okolicami Sanoka—Krosna na zachodzie a wschodnią częścią okolic, opisanych przez Tołwińskiego, Jabłońskiego i Weignera, Bujalskiego i Świderskiego, gdzie znów występuje pod postacią piaskowców wygodzkich i pasieczniańskich. W centrum prawie obu obszarów bez ogniwa średniego, piaskowcowego facja górnego oddziału eocenu zmienia się na marglisto- lekko piaszczystą — popielską.

Z tego rozkładu wyciągam wnioszek, iż ogniwo średnie eocenu jest zastąpione wszędzie, z a z n a c z a się jednak osobno tylko na tych obszarach, które dzięki sąsiedztwu z wysterczającymi łańcuchami prakarpacciami miały możliwość otrzymywania do osadów materiałów zlepieńcowych i piaskowcowych w większych masach, tak, że prądy i falowania nie mogły rozrzucać tego materiału na większych przestrzeniach, odleglejszych od owych łańcuchów. Sądzę jednakże, że nie były to łańcuchy j e d y n e, które w owych czasach sterczały ponad powierzchnię morza. Nawet w tych okolicach, gdzie tak wybitnego ogniwa piaskowcowego niema, są jednak wkładki piaskowców hieroglifowych drobnej miąższości, istniały z wszelkiem prawdopodobieństwem łańcuchy prakarpaccie ponad poziomem morza. Jednakże musiały one zapewne być nie wysokie, o formach łagodnych a materiał petrograficzny mieć łatwo rozczernialny, z którego po niedużem przerobieniu powstały przeważnie zielone łupki. Jednakże w miejscach bardziej zbliżonych do owych partyj wyniesionych trafiają się pasy konglomeratów, złożonych ze skał zielonych i osadowych prakarpaccich (głównie jura, ale i dewon górny morski) i starszych karpaccich, nieraz aż do średniego eocenu włącznie.

Nowsze prace W. Kuźniara⁸² pozwalają nam wcale dokładnie zdać sobie sprawę ze stosunków panujących w eocenie tatrzańskim i pienińskim, jak też i stosunku tych utworów do przylegającego fliszu podhalańskiego i magórkowego. W Tatrach stwierdza Kuźniar w eocenie pod Capkami zlepieńce i piaskowce, pod Hrubym Regłem i Furkaską bitumiczne wapienie piaszczyste z fukoidami i przejściem do fliszu. Z pod Furkaski z tych wapieni opisał florę Raciborski⁸³. Na wapieniach leżą tu wedle Kuźniara zlepieńce, poczem znów warstwy z florą i fauną, wreszcie wapień litotamniowy. Kuźniar zalicza wszystkie te utwory do średniego eocenu, który w zespole jest oczywiście najsilniej zastąpiony. Jednakże odważyłbym się tu na podejrzenie, że dolna część warstw z florą może obejmować dolny eocen, jeżeli nie paleocen⁸⁴, gdy natomiast ilaste łupki liściaste koloru brunatnego uważałbym już za ekwiwalent dolnooligocenkich łupków menilitowych. Przynajmniej takie odniosłem wrażenie przy zwiedzaniu tych okolic. W każdym razie badania Kuźniara dowodzą niewątpliwie, że w tych utworach jest zastąpiony eocen średni i górny. Postać tych utworów jest oczywista przybrzeżna, ale jak stwierdza Kuźniar wapienie i zlepieńce eoceniczne tatrzańskie są ze sobą genetycznie związane i z wolna przechodzą we flisz.

Od strony Skałek przylegający do nich flisz podhalski składa się wedle Kuźniara z piaskowców i łupków, które tenże autor zalicza do średniego i górnego eocenu. W warstwach wyższych pojawiają się już łupki menilitowe z resztkami ryb i rogowcami, a więc oligocen dolny.

Wedle Horwita duże obszary w Skałkach zajmuje eocen środkowy, odpowiadający najstarszemu ogniwu fliszu podhalskiego, równoważny wiekowo i częściowo fałszywie z t. zw. zlepieńcem sułowskim. Sądzę jednakże, że we fliszu podhalskim jest zastąpiona również najwyższa kreda. Skoro ona istnieje — jak widzieliśmy — w Skałkach w wykształceniu fliszowym, to jej brak w przylegającej od południa synklinie podhalskiej byłby nie do wytłumaczenia. Fakt, że nie jest ona tu widoczna tłumaczy się przykryciem przez transgresywny eocen.

Niezmiernie interesującym ale zupełnie niewyjaśnionem jest zjawisko pojawiania się we fliszu, a zwłaszcza w eocenie czerwonych łupków. Raz są one pozbawione wapna i to zdaje się być regułą dla przeważnej części ich wystąpień. Znane są jednakże wypadki, gdzie one zawierają duże ilości wapna, jak np. te, które obserwowałem we wscho-

⁸² Sprawozdanie Kom. Fiz. 42, 1907. Tamże 44, 1909. Bulletin Ac. sc. Kraków 1910. — ⁸³ Kosmos 1892. — ⁸⁴ zob. ⁸³.

dnich częściach grupy marmaroskiej. Czasem zawierają one bardzo liczne otwornice, innym znów razem nie można dostrzedz ani śladów otwornic. Łączą się czerwone łupki prawie zawsze z zielonemi wszelkimi możliwymi do pomyślenia przejściami. W Karpatach krośnieńskich widać najczęściej czerwone łupki skupione na szczytach siodeł w partji przegubowej, gdy zbocza siodeł i łąki wykazują przeważnie zielone łupki w tym samym poziomie stratygraficznym. Przypuszczam, że w zasadzie będą one produktem roztarcia skał krystalicznych zielonych ale i spoiwa skał innych. W czasie transportu wodnego nastąpiło oddzielenie tego materiału od grubszego i osadzenie go w szerokiej aureoli obwołu stref o materiale grubszym. Bez rozświetlenia tej sprawy zrozumienie sensu sedymentacji eoceńskiej jest niemożliwe, dlatego sprawę genetycznego określenia pstrych łupków fliszu karpackiego uważam za jedną z najbardziej piekących potrzeb.

c) Oligocen. Będę usiłował temu oddziałowi fliszu karpackiego poświęcić najmniej miejsca ze względu na to, że pod niektórymi względami jest on lepiej poznany niż poziomy dotąd omówione, a przede wszystkim dlatego, iż pominąwszy Karpaty zachodnie, najmniej może nastęrczał pola do rozbieżności poglądów. Ta okoliczność pozostaje niewątpliwie w związku z niezbyt dużym urozmaiceniem facjalnym w przeciwieństwie do piąter starszych. Na całym obszarze naszych Karpat da się oligocen podzielić na dwa oddziały główne, dolny i górny.

Oddział dolny jest rozwinięty pod postacią najstalszą ze wszystkich dotąd poznanych w Karpatach, t. j. łupków menilitowych. Czekoladowe, drobnołupliwe łupki z łuskami rybiemi występują na całej długości naszych Karpat. Czasem zawierają (najczęściej w spągu) rogowce, czasem znów rogowców niema, raz są ciemniejsze, prawie czarne, to znów prawie zupełnie jasne, zawsze mniej lub więcej bitumiczne. Jak wspomniałem przy omawianiu warstw popielskich, przejście od eocenu ku łupkom menilitowym jest zawsze powolne i tu zauważamy z reguły ową ławicę „graniczną“ popielską, najczęściej na zachodzie barwy żółto-szarej, gdzie piaszczysty nieco margiel rozpada się na kilkucentymetrowe kostki o zaokrąglonych przez wietrzenie powierzchniach.

W ciasnych granicach powyżej zaznaczonej zmienności występuje piętro menilitowe w całej grupie brzeżnej wschodniej, jakoteż w części wschodniej, północnej, średniej i zachodniej grupy środkowej. Jak sobie przypominamy, Kropaczek znalazł w zlepieńcach z Siedlisk w Rzeszowskim, które podścielają łupki menilitowe, faunę oligoceńską, wobec

czego też i łupki menilitowe należą również do oligocenu, które to zdanie podzielają dość zgodnie autorowie różnych czasów. W roku 1917 Rogala⁸⁵ zlepińce graniczne między naszym górnym eocenem a łupkami menilitowemi, odpowiadające zlepińcom z Siedlisk wedle ich położenia, zaliczył do średniego eocenu. Byłyby tu trudności z paralelizowaniem warstw popielskich, które ten autor uznał za górnoeoceńskie, leżących również pod łupkami menilitowemi, z drugiej zaś wynikłyby takie same trudności w skoordynowaniu wyników Kropaczka z wynikami Rogali. Dlatego jestem zdania, że powyższy pogląd tego autora nie da się utrzymać.

Jedynie na obszarze górnego dorzecza Sanu w grupie średniej, mniej więcej między Ustrzykami Dolnemi, Liskiem, Turką a Baligrodem obserwowałem dość wybitne zmiany w dolnym oddziale oligocenu. Tu łupki menilitowe są najczęściej pozbawione rogowców i są właściwie soczewkami wśród ciemnych, stalowo-szarych łupków marglistych. Obok tego są tu rozwinięte silnie piaskowce. Utwór ten leży na cienkoławicowych piaskowcach z cienkimi łupkami marglistymi. Piaskowce są czasem zielonawe z glaukonitem, w spągu zaś mają gruboławicowe piaskowce mikowe z szaremi piaszczystymi marglami. Prawdopodobnie te niższe oddziały należą już do eocenu.

O trudnościach oddzielenia eocenu od oligocenu w grupie magórskiej już wspominałem wyżej. W okolicy Sękowej ponad pstrym eocenem leży prawie bezpośrednio piaskowiec magórski tak, że na łupki menilitowe po prostu już miejsca niema, a piaskowiec magórski reprezentuje tu chyba i poziom tychże. Dalej ku wschodowi, w okolicy Ciekłina są w grupie magórskiej łupki menilitowe zupełnie dobrze rozwinięte. Natomiast na zachód od Gorlic stosunki się znów zmieniają, gdyż pomiędzy piaskowce magórskie a niewątpliwy eocen wsuwa się cały szereg warstw marglistych, łupkowych i piaskowców podobnych do hieroglifowych, wśród których musi przypaść granica między eocenem a oligocenem. W takich warunkach granica ta musi, wobec nie znalezienia dotąd skamielin długo jeszcze pozostać konwencyjną. Trudność, jak już zaznaczyłem, jest tem większa, że podobnie jak w okolicy Sękowej również i w północnej płaszczynie krynickiej piaskowce magórskie zdają się zastępować cały oligocen, co wynika z porównania tej serji z serją płaszczyny krynickiej południowej. Tu pomiędzy pstrym eocenem a piaskowcami masowemi „magórskiemi“, wieńczącymi

⁸⁵ Kosmos.

szczyty istnieje potężna serja warstw łupkowych, wśród której można znaleźć miejsce dla oddziału łupków menilitowych.

W płaszczowinie krynickiej północnej można się dopatrywać równoważnika łupków menilitowych w dolnej części warstw magórskich obfitszych w łupki ciemne i kilku- do kilkudziesięciometrowej wkładki margli sferosyderytycznych. Podobnie też w ciemno-szarych łupkach marglistych z wkładkami czarnych rogowców, podścielających piaskowce magórskie okolic Rabki można się domniemywać zastępstwa łupków menilitowych. Tu jednak nie mam zamiaru taić, że obracamy się tylko w sferze mniej lub więcej prawdopodobnych przypuszczeń.

Jednakże z tego faktu zacierania się różnicy między eocenem a oligocenem w pewnych okolicach z jednej strony, zaś zanikania wyrazistości łupków menilitowych w tych samych okolicach z drugiej strony, wynikają także i pozytywne wnioski. Jak już wspomniałem przedtem, poziom łupków menilitowych jest najwybitniejszym wyrazem gruntownej przemiany stosunków paleogeograficznych, zapoczątkowanej już w górnym eocenie. Gdy jednak górny eocen ze swemi zlepieńcami i całą swą stroną facjalną mimo niewątpliwych rysów ujednostajnienia stosunków na całym prawie obszarze Karpat, cięży jeszcze ku formacjom starszym, poziom łupków menilitowych wykazuje owo ujednostajnienie w sposób niezmiernie wybitny. Po pierwsze dochodzi tu do pokrycia jednolitym utworem nieledwie całego, dotąd wcale bogato paleogeograficznie rozbitego obszaru. Po drugie utwór ten, biorąc pod uwagę rozmiar jego rozprzestrzenienia, staje się w stosunku do utworów starszych niezmiernie samodzielny. Wprawdzie mówiło się w rozmaitych czasach, iż warstwy wierzowskie są łupkami menilitowemi kredy dolnej, warstwy istebniańskie i czarnorzeckie można było uważać za łupki menilitowe kredy górnej, względnie paleocenu, jednakże żaden z tych utworów nie przerzucił się poza swój ściśle określony obszar facjalny, gdy łupki menilitowe nie tylko pokrywają jednostajnym i jednolitym płaszczem wszystkie utwory wszystkich postaci fliszu na obszarze całych prawie Karpat ale, jak wykazał Michael, sięgają poza obszar ściśle karpacki, rozprzestrzeniając się aż na górny Śląsk. Tem ciekawszymi będą dla nas muszą być te obszary, gdzie łupki menilitowe mimo tak powszechnego rozprzestrzenienia nie zdołały wycisnąć swego piętna jak na wspomnianych częściach obszaru magórskiego i obszaru grupy średniej w okolicach na zachód od Turki położonych.

Tu jedynym wyjaśnieniem, które się na myśl nasuwa, może być tylko okoliczność, że w tych wyjątkowych okolicach istnieje dalszy ciąg sensu dawniejszej sedymentacji z czasów kredowych i eoceńskich. Nie

może tu zachodzić nic innego, jak fakt, iż okolice te zostają w dalszym ciągu zasypywane osadami diastroficznymi przyległych łądów, sterczących ponad powierzchnią wód, które osadzały łąpki menilitowe. Nie były to zaś wody mórz podobnych do mórz eoceńskich lub kredowych. Jak świadczy o tem charakter faun rybich, były to wody półśłodkie, ich zaś osady, jak zaznacza Łoziński⁸⁶, były zakończeniem cyklu osadowego, równoczesnym z zakończeniem cyklu erozyjnego na łądzie czy łądach, dostarczających materiałów terrygeniczych. Gdy cały obszar karpacki zajęty przez łąpki menilitowe wykazuje to zamieranie cyklu, owe wyjątkowe obszary bez łąpków menilitowych do tego ogólnego prawa dolnego oligocenu się nie stosują, lecz w dalszym ciągu objawiają żywą erozję łądową i silną sedymentację osadów diastroficznych, przyczem i grube zlepki odgrywają swoją rolę.

Problem rogowców, występujących w tym poziomie, uważam za geochemiczny wtórny, dlatego nie będą się nim zajmował, jakkolwiek jest on niewątpliwie dla sprawy diagenety sedymentów ważny podobnie, jak problem skrzemienia warstw mikuszowickich. Sprawa powtarzania się postaci łąpków menilitowych w różnych poziomach geologicznych, podnoszona w dawniejszej literaturze geologicznej, musi tu zejść z porządku z tego powodu, iż wszędzie tam, gdzie miałem sposobność poczynienia w tym względzie obserwacji, okazało się, że mamy do czynienia tylko z jednym poziomem, jak to wyżej przedstawiłem. Natomiast fakt, podany przez Jabłońskiego i Weignera, że w grupie wschodniej brzeżnej między Świcą a Łomnicą występują dwukrotnie łąpki menilitowe, przedzielone warstwami polanickimi, musimy przyjąć do wiadomości a to tem łatwiej, że w wierceniach bitkowskich istnieje także owa dwudzielność poziomu łąpków menilitowych.

Taką rolę zaburzającą sens sedymentacji „menilitowej“, jakkolwiek w kierunku bardziej diastroficznym posiadają także w różnych miejscach wkładki piaskowców. Piaskowce te zdarzają się w różnych wysokościach względnych poziomu, jednakże najczęściej, można powiedzieć z reguły w poziomie dolnym, w partji spągowej, podobnie jak to czynią najczęściej rogowce. Stąd znamy je pod nazwą piaskowców kliwskich, piaskowców borysławskich, a można również mówić o piaskowcach dukielskich, gdyż na południe od Dukli są one w miąższości większej niż gdziekolwiek rozwinięte, występują w okolicy Krosna i okolicy Jasła, jak i Sanoka. Mam wrażenie, wymagające sprawdzenia, że okazują się te piaskowce wyraziściej na ogół tam, gdzie są rozwi-

⁸⁶ Zeitschrift d. Oberschles. Berg- u. Hüttenm. Ver. 1925.

nięte również piaskowce innych formacji, choć i wyjątki od tej reguły są tu dość częste.

Oddział górny oligocenu wykazuje na wschodzie rozmaitość znacznie większą niż na zachodzie. Na zachodzie bowiem w grupie średniej mamy tu wyłącznie piaskowce wapieniste szare, mikowe i łupki margliste warstw krośnieńskich, gdy w zachodniej części magórskiej występują tu znane oddawna piaskowce magórskie. Jak wspominałem wyżej, piaskowce te zajmują niejednokrotnie w jednolitym rozwoju poziom łupków menilitowych wraz z poziomem warstw krośnieńskich grupy średniej, w innych znów wypadkach odpowiadają wyłącznie poziomowi warstw krośnieńskich, mając pod sobą utwory piaszczysto-łupkowe, odpowiadające horyzontowi menilitowemu. We wschodniej części grupy magórskiej Karpat polskich upodabniają się warstwy magórskie prawie w zupełności do warstw krośnieńskich, leżąc na łupkach menilitowych. Partje, położone na wschód od brzegu wschodniego, widocznego na mapie, grupy magórskiej, a więc partje należące do grupy średniej w jej partjach południowych wbrew bardzo rozpowszechnionym poglądom nie posiadają piaskowców magórskich takich, jakie znamy z grupy magórskiej — lecz warstwy krośnieńskie. Jeżeli te piaskowce od krośnieńskich się różnią nieco większą odpornością na wietrzenie, jeżeli posiadają tu i ówdzie mniejwapna, posiadają barwę po zwietrzeniu żółtawo-szarą, to jednak zbyt daleko stoją od masowych piaskowców magórskich sensu stricto, aby je można z nimi za jedno uważać.

I ta różnica od warstw krośnieńskich, wspomniana ogólnikowo wyżej, występuje na jaw w dość znacznej odległości od brzegu nasunięć magórskich, stając się nieco wyraźniejszą gdzieś na wschód od okolic Liska i Baligrodu w depresji wewnętrznej karpackiej, ciągnąc się stąd przez Żabie aż do granicy rumuńskiej.

Dopiero znów na południowym-wschodzie w sąsiedztwie grupy marmaroskiej w Czarnohorze nad dolnym poziomem łupkowym pojawiają się piaskowce, zbliżone nieco do magórskich, jednakże nie identyczne z nimi, które Świderski nazywa piaskowcami magórskimi.

Północno-wschodnia część grupy średniej i grupa wschodnia brzeżna posiada rzekomo odmienne typy wyższych oddziałów oligocenu. Nad łupkami menilitowymi pojawiają się tu wydzielone najpierw przez Zuberę i Rogalę warstwy polanickie. Rogala w r. 1925 opisał ich faunę, która jest morską i ma reprezentować dolny oligocen. Jeżeli uwzględnimy znaczne rozprzestrzenienie w dolnej części oligocenu warstw słodkowodnych i półsłonnych, jak Osborne beds, piaski pechelbrońskie

i wapienie słodkowodne, czy glarneńskie łupki rybonośne, zgodzimy się może na to, by nasze łupki menilitowe zaliczyć do tego samego rzędu zjawisk paleogeograficznych a to tembardziej, iż wedle Rogali leżą one na niewątpliwym eocenie górnym. Oczywiście, że warstwy polanickie, leżąc wszędzie na łupkach menilitowych, muszą reprezentować poziom wyższy, co znów nie przeszkadza temu, by to był w sensie konwencjonalnym jeszcze oligocen dolny.

Jednakże sprawa wydzielenia regionalnego tych warstw nie jest mojem zdaniem na dobrej drodze. Posunąłbym się nawet do wyrażenia poglądu, że wymaga ona rewizji, dopóki zamieszanie w tym względzie nie dojdzie do punktu kulminacyjnego.

Nie mogę ani na chwilę zapomnieć o tem, jak sprawę stawiał właściwy twórca pojęcia warstw polanickich Z u b e r⁸⁷. Dał on bardzo dokładny wyraz swych poglądów w zdaniu: „Tu znajdujemy najpierw w miejscu wyższych partyj łupków menilitowych szare łupki marglowe z płyciastymi piaskowcami, bardzo podobne do warstw krośnieńskich. Ponieważ jednak strefa omawiana należy do innego regionu facjalnego i tektonicznego, przeto uważam za potrzebne nadać tym szarym warstwom wschodniokarpackich partyj brzeźnych inną nazwę. Nazywam je warstwami polanickimi...“. Nie będę przytaczał innych punktów cytowanej pracy tego autora, które są tylko konsekwentnem rozbudowaniem tych poglądów. Nie można mieć wątpliwości na podstawie tego zdania, że gdyby warstwy „polanickie“ leżały w obrębie wydzielonego przez Z u b e r a rejonu krośnieńsko-szypockiego, byłby je nazwał wprost krośnieńskimi. Jeżeli śledzimy dalszy bieg wypadków na tem polu, spotykamy się z opinią Tołwińskiego,⁸⁸ wedle którego na jego obszarze „mamy do czynienia z potężnym kompleksem, liczącym niekiedy w strefie brzeźnej do 800 m miąższości, składającym się z szarych łupków marglistych oraz piaskowców, bogatych w drobne łuski miki. Warstwy te są analogiczne do podobnej serji, rozwiniętej potężnie w Karpatach zachodnich a znanej tam pod nazwą warstw krośnieńskich, gdyż i tam występuje ona nad łupkami menilitowemi i składa się z łupków marglistych z przewagą jednak piaskowców bogatych w mikę. W naszym rejonie zwracają uwagę pewne zmiany facjesowe warstw polanickich w kierunku południowym. A więc, posuwając się od Borysławia przez Schodnicę na południe, dostrzegamy we wszystkich elementach tektonicznych, w których zachowały się warstwy polanickie, naogół stopniowe ich wzbogacanie się w mikę oraz przewagę

⁸⁷ Flisz i nafta, str. 71, 90, 98, 121. — ⁸⁸ Biuletyn Stac. Geol. Borysł. 8, str. 58.

piaskowców nad łupkami; to przejście zaznacza się szczególnie na południe od Mallmannstalu i Tuchli, gdzie warstwy polanickie zupełnie wyraźnie przechodzą w wielkie masy piaskowców, do których często stosowaną była dotąd nazwa piaskowca magórskiego, a które w rzeczywistości należą do kompleksu warstw krośnieńskich“.

Zaznaczę tu nawiasowo, iż pogląd, jakoby warstwy krośnieńskie w wykształceniu „typowem“ były bardziej piaszczyste niż owe opisywane jako polanickie, może się odnosić tylko do bardziej południowych okolic rejonu „krośnieńskiego“, gdyż dalej ku północy w tym względzie między warstwami polanickimi a krośnieńskimi tego rodzaju różnica nie istnieje. Już Fleszar⁸⁹ zupełnie słusznie stwierdził, że w okolicy Krosna dolny oddział warstw krośnieńskich jest bardziej marglisty a mniej piaszczysty, gdy górny wprost przeciwnie jest bardziej piaszczysty.

Jeżeli powrócimy do wspomnianej wyżej pracy Rogali o warstwach popielskich, zauważymy, że po pierwsze warstwy polanickie wedle tego autora znamy obecnie na obszarze Karpat mniej więcej od doliny Strwiąża na zachodzie aż po granicę rumuńską i od północnego, orograficznego brzegu po płaszczywinę magórską, zaś po drugie, że kompleks ten na wymienionym przez Rogalę obszarze występuje ponad menilitami, i przez ciemnoszare margliste łupki z wtrąceniami czarnych łupków o typie menilitowych przechodzi zwolna ku górze w kompleks piaskowcowy.

Dodajmy do tego, że warstwy o identycznym rozwoju na dolinie Strwiąża ku zachodowi wcale się nie kończą, lecz są znane jako warstwy krośnieńskie aż poza Żywiec na zachodzie, a dojdziemy do przekonania, że nazwa warstw polanickich jest po prostu synonimem warstw krośnieńskich, albowiem nie potrzebuję dodawać, iż argument, który powodował Zuberem przy wydzieleniu warstw polanickich, t. j. fakt przynależności tego rejonu do odmiennej jednostki tektonicznej wyższego rzędu, nie da się dziś utrzymać wobec stwierdzenia warstw „polanickich“ zarówno w strefie brzeżnej wschodniej, jak i w jednostkach wyższych.

W ten sposób jedno z tych określeń synonimicznych jest niepotrzebne, a że określenie warstw „krośnieńskich“ jest starsze, należy je dla tego kompleksu warstw zatrzymać.

Gdybyśmy przeciwnie zatrzymali pojęcie warstw polanickich w znaczeniu Rogali, w takim razie musielibyśmy zrestringować pojęcie

⁸⁹ Sprawozdania Kom. Fizjogr. P. Ak. Um. 1914.

warstw krośnieńskich już na obszarze omawianym przez Tołwińskiego, co byłoby niesłuszne i dalej, przeciągając warstwy „polanickie“ ku zachodowi, musielibyśmy między niemi a krośnieńskimi na zachodzie położyć granicę chyba bardzo sztuczną, albo też wykazać, że istnieje między temi pojęciami istotnie jakaś różnica, która jednak z przytoczonych dotychczasowych na ten temat wywodów bezwzględnie nie da się wyprowadzić.

Na jednym z posiedzeń Kongresu Geologicznego w Brukseli prof. Lugeon słusznie protestował przeciw rozdrabnianiu stratygrafji za pomocą nazw lokalnych coraz nowych, utrudniających orientację. Z tego też powodu byłbym za usunięciem nie tylko warstw polanickich, ale i innych wprowadzanych ustawicznie, bez podawania zasięgu terytorjalnego, jak n. p. warstwy bolechowskie H. Teisseyre'a⁹⁰. W tym wypadku wystarczy dodać tylko, że warstwy, leżące nad menilitami, a będące ekwiwalentem warstw krośnieńskich przybierają w najwyższej części, łupkowej, okolic między Cisowem a Bolechowem postać marglistych, grubołupliwych łupków barwy czarnej lub ciemnobrunatnej.

Do czego prowadzi tego rodzaju „lokalizowanie“ pojęć stratygraficznych, świadczy stosunek owych warstw „polanickich“ do oddziału bardziej brzeźnego, pojawiającego się na południowym wschodzie orograficznego brzegu karpackiego, t. j. do tak zwanych warstw dobrotowskich. Warstwy „polanickie“ wyparły po prostu warstwy dobrotowskie na wschodzie, podobnie, jak wyparły warstwy krośnieńskie na zachodzie. Przez całe dziesiątki lat w najbardziej znanych przekrojach, jak przekroju borysławskim, bitkowskim i innych był znany poziom warstw dobrotowskich, leżących nad łupkami menilitowemi. Sam twórca pojęcia warstw polanickich rysuje w temsamem dziele⁹¹, w którym precyzuje pojęcie warstw polanickich, przekrój przez Borysław, w którymto przekroju nad łupkami menilitowemi występują warstwy dobrotowskie.

I oto na raz warstwy dobrotowskie znikają nietylko z fałdu borysławskiego i bitkowskiego, ale po prostu z całych Karpat wschodnich, redukując się w swem wystąpieniu tylko do „płaszczyzny słobódzkiej“ Świderskiego, a później Cizancourta. I znów zapewne można się spierać o to, czy wyższa część oligocenu fałdu bitkowskiego czy borysławskiego jest petrograficznie identyczna z warstwami dobrotowskimi z Dobrotowa, czy też nie. Dla mnie jednak nie ulega żadnej wątpliwości, że jest ona o wiele bardziej zbliżona petrograficznie do warstw z Dobrotowa, względnie do warstw z „płaszczyzny słobódz-

⁹⁰ Kosmos 1926. — ⁹¹ Flisz i Nafta, str. 77.

kiej“ z Potoków koło Nadwórny niż do warstw krośnieńskich z łąków między skibami pokuckiem, a tembardziej do tychże warstw z okolic dalej ku południowi położonych, mimo że Świderski⁹² stwierdza zupełnie słusznie, iż warstwy dobrotowskie płaszczowiny słobódzkiej miejscami mało się różnią od warstw polanickich płaszczowiny pokuckiej.

Głównym jednakże celem niniejszej dyskusji na temat stosunków w górnej części naszego oligocenu jest podkreślenie, że mamy tu do czynienia z ogromną monotonią petrograficzną; zróżnicowanie facjalne jest tu znacznie mniejsze, niżby można wnioskować z nomenklatury wydzieleni facjalnych i przypomina monotonię z poprzedzającego okresu łupków menilitowych. Monotonja ta jest przerwana jedynie na obszarze sedymentacyjnym słobódzkim, gdzie się wytwarzają ogromne masy zlepieńców słobódzkich, leżących bądźto na menilitach, bądźżeż w wyższym nieco poziomie warstw dobrotowskich. W okolicy Borysławia zlepieńce słobódzkie mają swój równoważnik wedle wszelkiego prawdopodobieństwa w analogicznych zlepieńcach truskawieckich.

Jeżeli uwzględnimy, że w wierceniu, wykonanem daleko na przedpolu Karpat w Żabnie, na północ od Tarnowa, dowiercono się w głębokości 850—859 m warstw krośnieńskich, jeżeli dalej weźmiemy pod uwagę oligocen morski, odkryty przez Rogalę⁹³ na Rostoczu w okolicy Magierowa, to dopiero zrozumiemy, jak wielkie rozpowszechnienie przy dużej jednostajności petrograficznej posiada wyższa część oligocenu karpackiego i jak to rozpowszechnienie zbiega się równolegle z takimże łupków menilitowych. W odróżnieniu od tych ostatnich wzmaga się z jednej strony wpływ morza, z drugiej zaś strony ożywiają się łądy, dostarczające materiałów terrygenicznych. Atoli to ożywienie dotyczy już w zasadzie innych okolic niż te, które dostarczały grubych materiałów dla kredy lub eocenu dolnego. Utwierdza się w oligocenie plan nowy, przygotowany już zresztą w górnym eocenie, który ujednostajnia dotychczasowe zróżnicowanie członów prakarpacko-hercyńskich i ich ruchów schyłkowych z czasu kredy średniej, naznaczając niejako swą jednolitą pokrywą obszar, mający się stać widownią zdarzeń górotwórczych fazy pooligocenijskiej, względnie po-krośnieńsko-dobrotowskiej. Zasiąg terytorjalny zjawiska podcieniowują już w fazie pomenilitowej ruchy „ramowe“ na obszarze słobódzkim od północy a zachodnio-ma-górskim i czarnohorskim od południa.

⁹² Biuletyn Stac. Geol. Borysł. 7. str. 9. — ⁹³ Bulletin Ac. Sc. Cracov. 1910.

d. Miocen. Formacji tej chciałbym poświęcić jak najmniej miejsca, albowiem świeże prace zwłaszcza Friedberga i bardzo liczne dawniejsze Łomnickiego, Hilbera, Niedźwiedzkiego i całej plejady pracowników starszych i młodszych są znane i zebrane w Siemiradzkiego Geologii ziem polskich, a o ile dotyczą n. p. Podola, w odpowiednich tekstach Atlasu Geol. Galicji, zwłaszcza VIII (Teisseyre'a). Friedberg⁹⁴ od szeregu lat przeprowadza rewizję skamielin miocenijskich, zakrojoną na bardzo szeroką skalę, z której już okazały się cztery tomy. Dopiero, gdy w ten sposób fauny miocenijskie całej Polski będą opracowane we wszystkich ich składnikach, będzie można wyciągnąć ostateczne wnioski co do stratygrafii i chorologii naszego młodszego trzeciorzędu, jak to zaznacza Friedberg w swej ostatniej pracy na ten temat. Tu ograniczę się do niektórych tylko uwag, które się nasuwają w związku z omawianą całością.

Przypominam więc naprzód, że wedle Friedberga najstarszym poziomem miocenu w Polsce jest piętro helweckie, zaś piętro burdigalijskie odpowiada hiatusowi. Podczas wycieczki Assocjacji Karpackiej do Karpat wschodnich w roku 1925 geolodzy rumuńscy i jugosłowiańscy, opierając się na charakterze petrograficznym, wyrażali opinię, iż warstwy dobrotowskie odpowiadają Burdigalienowi tych krajów. Formacja solonośna wedle Friedberga odpowiada helwetowi i pogłębieniu morza średniego miocenu. W tortonie wydziela ten autor dwa poziomy, starszy, obejmujący warstwy podgipsowe i gips, i młodszy, nadgipsowy z przejściem do sarmatu; nad temi warstwami leży w niektórych miejscach pozakarpackich sarmat z faunami o charakterze półsłonym. Wedle tegoż autora morze tortońskie cofa się w kierunku północno-wschodnim w związku z równoczesnymi ruchami karpackimi. W spągu helwetu wielickiego znajduje się flora, opisana przez Ungera, wskazująca na chłodniejszy niż ciepły klimat, znany powszechnie z dolnego miocenu. Z początkiem tortonu zalew morza u stóp Karpat się wzmacnia, morze pokrywa jeszcze północną część przyszłych łańcuchów karpackich, rozciągając się stąd na południową część Śląska, Krakowskiego, Miechowskiego, gór Świętokrzyskich, Wołynia i Podola.

Na tym północnym brzegu rozprzestrzenienia niecki tortońskiej spoczywa torton transgredującą na starszych utworach, głównie mezozoicznych, ale także i paleozoicznych. Na Górnym Śląsku podściela go miej-

⁹⁴ Kosmos 1912, Verhandlungen d. Geol. R-A. 1912, Mollusca miocaenica Poloniae Lwów 1911—1923, i in. — ⁹⁵ Spomenice v počast Gorjanović-Krambergera, Zagreb 1925.

scami oligocen, jak wykazywał Michael pod postacią łupków menilitowych, na dalszych ku wschodowi obszarach mnożą się wypadki znajdowania w spągu tortonu warstw słodkowodnych nieco starszych. Kowalski⁹⁶ znalazł w okolicy Posądy w warstwach marglistych, podobnych do kredy, ślimaka słodkowodnego, w obrębie depresji soleckiej (Bogucice) notuje Kowalewski⁹⁷ pod tortonem margle z florą, na Podolu znane są warstwy słodkowodne podścielające torton, o których będzie jeszcze mowa przy innej sposobności.

W stosunku do brzegu karpackiego, mówiąc zaś wyraźniej, na pytanie, na czym leży solonośny helwet u brzegu karpackiego istnieją obecnie dwie odpowiedzi. Jedna — podzielana przez wszystkich badaczy, którzy na tem polu pracowali — twierdzi, że leży on na autochtonie przedmurza, druga zaś pochodzi od Teisseyre'a, że mianowicie formacja solna Podkarpacia jest przedłużeniem nie osady tektonicznej czyli autochtonu, lecz płaszczu fliszu szarjowanego. Rozpatrzmy tę sprawę w okolicach Karpat na południe od Krakowa.

Tezie Teisseyre'a najlepiej niewątpliwie odpowiada przekrój przez kopalnię w Wieliczce, a może jeszcze lepiej w Bochni. Łatwo sobie wyobrazić, że to, co widzimy na przekrojach od Hrdiny przez Niedźwiedzkiego aż do Hanasiewicza jest, jak chce Teisseyre⁹⁸ powierzchnią zapadniętego fliszu. Jednakże do tego, aby przy tej myśli trwać, potrzeba co najmniej jednego: t. j. stwierdzenia, że pod formacją solną widzialną w kopalni jest istotnie flisz. Można nawet odstąpić od żądania wykazania, że ten flisz jest nasunięty, gdyż może w wierceniu trudnoby było to wykazać. Jednakże flisz być musi, gdyż inaczej braknie podstaw realnych, których wszakże żadna z hipotez naukowych nie powinna być pozbawioną. Jakże się ta sprawa przedstawia tam, gdzie mamy do dyspozycji faktu?

Otóż wiadomo z dawna, że w przekroju podłużnym Wieliczki od wschodu ku zachodowi następuje obniżenie znaczne, bo wynoszące między szybem Lois a św. Kingi, a więc na długości 1130 m — przeszło 150 m, czyli spadek przeszło 13%.

W ten sposób powstają najlepsze warunki dla zakonserwowania się w głębi zapadniętego ewentualnie zespołu. Otóż właśnie na zachodnim przedłużeniu tej strefy wykonywano w rozmaitych czasach i liczne wiercenia w Kossocicach i okolicy, które tę sprawę rozstrzygają ponad wszelką wątpliwość. Okazuje się mianowicie, że wiercenia te napoty-

⁹⁶ Wiadomość ustna. — ⁹⁷ Posiedzenia nauk. P. I. G. 1926 (15). — ⁹⁸ Literatura kompletna, Kosmos 1927.

kają tu tylko formację solonośną, która spoczywa bezpośrednio na jurze, identycznej z jurą kurdwanowską. Oglądałem w trzonie kontakt obu tych formacji. Na nierównej, wyżartej jakby powierzchni jury, spoczywają ility miocieńskie tak, że o kontakcie tektonicznym obu utworów nie może być mowy. Tu zatem koncesja Teisseyre'a⁹⁹, że wyjątkowo w Wieliczce warstwy solonośne „zdają się przedstawiać osadę tektoniczną fliszu obwodowego“, jest za słaba, gdyż nie ulega wątpliwości, że ten fakt istotnie zachodzi.

Wiercenie w Rzeszotarach pod nasuniętą kredą wykazuje już tylko warstwy krośnieńskie, spoczywające na krakowskiej jurze. Dalej w głąb Karpat zatem miocen bezwzględnie w tym miejscu nie sięgał, zatem i płaszczowiny karpackie tych okolic, które oczywiście należy cofnąć poza Rzeszotary, na grzbiecie pokrycia miocieńskiego mieć nie mogły.

Nie może więc tu żadną miarą uledeć zmianie stary pogląd, że formacja solonośna jest zjawiskiem przedmurzowym, pozostającym w związku z helwetem Swoszowic i mioceniem okna Tietzego na południe od Wrząsowic. Helwet ten osiągnął swoją południową granicę przed Rzeszotarami i dalej ku południowi już go niema. Został on sfałdowany wraz z pokładami soli w nim zawartymi pod wpływem nasunięcia płaszczowin karpackich.

Profile Uhliga z okolic Bochni przedstawiają stosunek brzegu fliszu do formacji solonośnej wedle starych pojęć ówczesnej tektoniki, jakoby flisz Dołuszyc zanurzał się pod helwet warstw chodenickich. Dziś jednak, po tak szczegółowych, drobiazgowych i sumiennych badaniach Bukowskiego¹⁰⁰ nie tylko nie może ulegać wątpliwości, że paleogeński flisz południowy szarzuje na helwecki miocen, ale też, że ten szarżaz sięgał dalej ku północy, skoro Bukowski stwierdził za wzgórzem Krzęczkowem na miocenie wtłoczone części zdenudowanego dziś płata nasuniętego fliszu.

Flisz zaś okolic Bochni jest tymsamym, który istnieje w okolicy Wieliczki, należy tektonicznie do naszej grupy średniej, jest tylko jej jednostką wyższą, leży jednak na helwecie solonośnym tymsamym, który jest w Wieliczce i który, jak widzieliśmy, spoczywa na jurze przedmurza. W Bochni zatem, podobnie jak w Wieliczce, złoża solne nie mogą należeć do grzbietu fliszu, zanurzającego się pod zapadlisko nadwiślańskie, lecz są również „osadą“ fliszu szarjowanego i wychodzącego tu „w powietrze“.

Dalej ku wschodowi stwierdził już Uhlig zjawisko niezmiernie interesujące. Oto transgredujący nad helwetem torton, co stwierdzają

⁹⁹ Sprawozdanie P. I. G. I. 1921. str. 116. — ¹⁰⁰ Tamże II i III.

również świeżo badania Bukowskiego — szeroką doliną Dunajca dzisiejszego wkracza z północy bardzo daleko w głąb Karpat, pozostawiając tu resztki, zachowane przed denudacją swych osadów pod postacią ilów, piasków, wapieni litotamniowych i mszywiolowych i lignitów, w Koszycach Małych, koło Brzozowej, Iwkowej, Niskowej, Podegrodzia, Gaju, Zielonej i Rzegociny. Nie wątpię, że też utwory mioceńskie Szaflar tą drogą łączyły się z morzem północnego tortonu. Podobnie wkraczał miocen w głąb Karpat, choć nie tak daleko w okolicy Pilzna, a jeszcze płycej w okolicach Rzeszowa, opracowanych klasycznie przez Friedberga. Jednakże nie można tych płatów, leżących z jednej strony na helwecie przedmurza, z drugiej zaś strony na fliszu, a ułożonych na nim bezwzględnie już po odbyciu przezeń szarżaju łączyć w jedno zjawisko tektoniczne z helwetem przedmurzowym, osadzonym w tej okolicy, wedle bardzo ścisłych dotychczasowych badań, zarówno dawniejszych, jak najnowszych Bukowskiego, przed szarżajem fliszu na helwet. Późniejsze, lekkie na ogół sfałdowania owej wkraczającej lokalnie w głąb Karpat pokrywy tortońskiej pochodzą oczywiście ze schyłkowej fazy dofałdowywania się Karpat w czasach potortońskich aż po dzień dzisiejszy.

W Karpatach wschodnich mamy do dyspozycji najnowsze badania w obrębie „formacji solonośnej“ De Cizancourta i Świderskiego. Obaj autorowie, pracując od siebie niezależnie, znali już przed ukończeniem swych badań tezę Teisseyre'a o stosunku płaszczowin karpackich do helwetu solonośnego. Mimo to podają helwet solonośny w autochtonie, chociaż pokrywa on także płaszczowinę słobódzką obu autorów a także płaszczowinę pokucką Świderskiego, co już zresztą i z dawniejszych badań wynikało. Jednakże w żadnym wypadku płaszczowina słobódzka nie tonie w zapadlisku podkarpackim w sensie tezy Teisseyre'a, lecz bliżej czy dalej wychodzi „w powietrze“ właśnie z głębi, nasuwając się na autochton, w którego spągu widzimy bliżej brzegu nasunięcia solonośny helwet, dalej zaś torton transgredujący na nim. Pomiedzy fliszem szarjowanym, płaszczowiną słobódzką de Cizancourta a autochtonem przedkarpackim zachodzi tensam stosunek, co między płaszczowinami alpejskimi, płaszczowinami molasowemi, znanymi z nowszych prac o molasie, a autochtonem molasowym.

Zatem w obrębie granic powyżej omówionych w bardzo obszernej niecce, pogłębiającej się ku Karpatom a spływającej się prawdopodobnie niejednostajnie ku północy, której dno, jak wspomniałem, jest wysłane autochtonicznym paleogenem, a co najmniej oligocenem, spoczywa średni miocen, ku Karpatom solonośny, na nim zaś w transgresji tor-

ton, facjalnie dość urozmaicony. Iły pokuckie lub krakowieckie odpowiadają osadom morza otwartego, przy brzegach i na spłyleniach mamy piaski, wapienie, litotamnia i lignity. Może nie tyle regresje, ile brak dowozu świeżej wody morskiej, powodują strącanie się gipsów przy brzegach panwi.

W sarmacie morze cofa się, oczywiście wskutek nowej konfiguracji dna, o czym później będzie mowa — ku północnemu wschodowi.

Łoziński¹⁰¹ wykazał po raz pierwszy dla naszych Karpat, że omówione w powyższym przeglądzie osady fliszu dadzą się pomyśleć, jako przynależne do dwóch cyklów sedymentacyjnych. Cykle te nie są tak przykładowe, jakby tego wymagały schematy Newberry'ego, a później Willisa. Da się o nich powiedzieć, iż zakończeniem każdego z nich są osady iłowe. Już na podstawie dyskusji przeprowadzonej w niniejszej pracy sędzę, że myśl ta da się w niejednym kierunku rozbudować,

1. Jeżeli uwzględnimy kredę dolną, to zauważymy, że piętra od warstw cieszyńskich zaczynając, a na warstwach wierzowskich kończąc, dają pierwszy dość zwarty cykl sedymentacyjny z dużym wyrównaniem pelitycznych utworów u stropu serji. Cykl obejmuje dolną kredę aż do Albieniu włącznie. Składa się on z dwóch hemicyklów, z których pierwszy obejmuje warstwy cieszyńskie do łupków cieszyńskich górnych w stropie, drugi zaś zaczyna się piaskowcem grodziskim (Hautérivien), kończy zaś warstwami wierzowskimi (Barrémien-Aptien).

2. W albieńskim rozpoczyna się na obszarze nie tylko Karpat, ale całego łańcucha Alpidów jeden z najpotężniejszych ruchów fałdowych, który w cenomanie osiąga swe maximum. Na obszarze karpackim jeszcze istnieją partje obniżone, mające morze oddziedziczone po poprzednim cyklu. To morze rozpoczyna przyjmować osady następnego cyklu. Ponieważ jest to okres coraz bardziej potężniejszego ruchu górotwórczego, w osadach mamy w związku ze wzmożonym cyklem erozyjnym przewagę osadów grubych zlepieńców i piaskowców, aż dojdzie do bardzo znacznego zasypania a prawdopodobnie do zupełnego wynurzenia w cenomanie.

Dlatego ta pierwsza faza cyklu jest właściwie hemicyklem regresyjnym. Regresja obejmuje w niektórych miejscach jak widzieliśmy cenoman i turon, w innych, najprawdopodobniej głębszych, tylko cenoman, poczem nastąpi druga część cyklu, zapoczątkowana na Śląsku warstwami istebniańskimi, taksamo w Małopolsce zachodniej, zaś

¹⁰¹ Zeitschrift d. Oberschles. Hüttenm. Ver. Katowice 1925.

w części wschodniej warstwami inoceramowemi — hemicykl transgresyjny. Obejmuje on (turon?) senon, paleocen i dolną część eocenu.

3. W średnim eocenie następuje podkreślenie dotychczasowych różnic między synklinami a antyklinami w tym sensie, że antykliny się podniosą a synkliny się pogłębią. To da możliwość powstania nowych osadów grubszych, jak piaskowce i zlepieńce ciężkowickie, wygodzkie i pasieczniańskie w miejscach przyantyklinalnych starych antyklin hercyńskich i ich odmłodeń cenomańskich. Ten epizod jest jednak ostatnim w dotychczasowym stylu. Nietylko następuje tu zaostrenie różnic między synklinami, które wkroczą nowe wody morskie, a antyklinami, które dostarczą grubszych osadów; w trzonach tatrzańskich i marmaroskim po przerwie między kredą a trzeciorzędem następuje zalew średnioeoceni, obejmujący nawet te rejony, których nie osiągnął poprzedni zalew górnosenoński.

Cykl sedymentacyjny nie ustaje, jednakże ta druga część epizodu średnioeoceni jest równocześnie punktem zwrotnym w dotychczasowych stosunkach paleogeograficznych fliszu. Gdy dotychczasowy charakter cyklów aż do tego punktu był konserwatywnym, to znaczy, stale ulegały zapadnięciu synkliny odziedziczone po ruchach hercyńskich, a podnosiły się także antykliny, w górnym eocenie reminiscencja ruchów już jest niezwykle słaba, następuje ogromne ujednostajnienie osadów. Wzmóżona erozja przyległego lądu jakoteż sedymentacja materiałów grubszych daje się odczuwać odtąd prawie wyłącznie od strony „trzonów“ marmaroskiego i tatrzańkiego, gdy reszta dotychczasowych lądów, które w poprzednich cyklach dostarczały tyle pasów zlepieńcowo-piaskowcowych, tonie pod jednolitym płaszczem osadów, przeważnie pelitycznych. Tylko na wschodzie, w miejscu osadzania się pokładów dzisiejszej płaszczowiny słobódzkiej uwidacznia się bardzo silnie ożywienie ruchów podłoża prakarpackiego i to w miejscu wedle wszelkiego prawdopodobieństwa nowem, albowiem starsze, przedślobódzkie osady w niczem nie odbiegają od typów petrograficznych płaszczowiny pokuckiej lub nawet skolskiej.

Druga część trzeciego cyklu, po osadzeniu się warstw krośnieńsko-dobrotowskich kończy się ogólnem wynurzeniem Karpat. Tylko wschodni rejon brzeżny, miejsce osadzenia się utworów płaszczowin słobódzkiej i pokuckiej przez warstwy dobrotowskie, względnie czerwone łupki mioceni, podścielające w płaszczowinie słobódzkiej helwet solonośny, posiada prawdopodobnie połączenie nieprzerwane osadów między oligocenem dobrotowskim a helwetem, kończącym cykl trzeci. W ten sposób wszystko to w Karpatach pokuckich, co leży dziś na

północ od brzegu płaszczowiny skolskiej, było aż do osadzenia średniego miocenu przykryte wodami morza mioceńskiego przed utworzeniem płaszczowin fliszowych, w kontraście do reszty Karpat, które już z końcem oligocenu się wynurzają. Dopiero po sfałdowaniu płaszczowinowym następuje w zachodniej części grupy średniej ponowny zalew tortonu o znaczeniu lokalnym, największy jak widzieliśmy w dolinie dzisiejszego Dunajca, mniejszy zaś w okolicy Dębicy i Rzeszowa.

Część wschodnia Karpat miała zatem pokrywą helwecką, podobnie jak i jej przedmurze w synklinorium przedkarpackim. Ten fakt obok samodzielnego zachowania się tektonicznego skłania mnie do wydzielenia tej części jako osobną jednostkę tektoniczną wyższego rzędu, jako wschodnią grupę brzeżną.

W autochtonie najstarszymi warstwami miocenu, odsłaniającymi się pod pokrywą warstw młodszych, są helweckie iły solonośne, które, jak wspomniałem wyżej, muszą tu leżeć na paleogenie a conajmniej na oligocenie, choć można być prawie pewnym, że i eocen tu jest również zastąpiony. Pod eocenem leży oczywiście kreda górna, łącząca się z taką północnej Polski z jednej strony, a Karpat z drugiej. Nad łożami solonośnymi wymienia Cizancourt¹⁰⁴ margle różowe, warstwy balickie i warstwy ceritiowe dolne i górne, które już oczywiście należą do tortonu.

W końcu podaję zestawienie graficzne (ryc. 1 na str. 63) powyższych wywodów.

C) Tektonika.

a) Karpaty fliszowe.

1. Północny brzeg Karpat fliszowych. — W rozdziale pod A przeprowadziłem podział strefy fliszowej na trzy ugrupowania tektoniczne wyższego rzędu, co, jak widzieliśmy, było konieczne dla zrozumienia szeregu właściwości facjalno-stratygraficznych, i na odwrót, w rozważaniu tych ostatnich znalazłem poparcie powyższego podziału tektonicznego, mającego swe głębokie uzasadnienie w historycznym rozwoju zjawisk. To znowu wyniknie jeszcze jaskrawiej z analizy i rekonstrukcji budowy Prakarpat w ich fazach rozwojowych, czem zajmę się w ostatnim ustępie niniejszego rozdziału.

Najpierw rozpatrzmy przynajmniej pobieżnie stosunki tektoniczne brzegu karpackiego. Zwyczajnie mówi się o tym brzegu w ten sposób, jakoby on na całej swej długości w Polsce był zjawiskiem jednorod-

¹⁰⁴ Biuletyn Stac. Geol. Borysław 12, 1925.

nem i posiadał charakter jednolity. Jest to opinia jednakże bardzo nieuzasadniona i nieodpowiadająca dzisiejszemu stanowi znajomości rzeczy.

Jeżeli się przypatrzymy załączonej karcie geologicznej, lub weźmiemy do ręki kartę geologiczną Polski, wydaną przez Państwowy Instytut Geologiczny, zauważymy, że co innego tworzy brzeg karpacki na odcinku między wschodnią granicą kraju a Rzeszowem, co innego zaś dalej ku zachodowi od Rzeszowa. Mimo wydzielenia na tym pierwszym odcinku strefy wschodniej brzeżnej i strefy średniej obserwujemy tu, że strefy stratygraficzno-tektoniczne układają się tu mniej więcej równolegle do brzegu Karpat. W ten sposób między biegiem jednostek tektonicznych a kierunkiem brzegu karpackiego istnieje tu zgodność, którą określiłem w swoim czasie mianem konkrepancji tektonicznej.

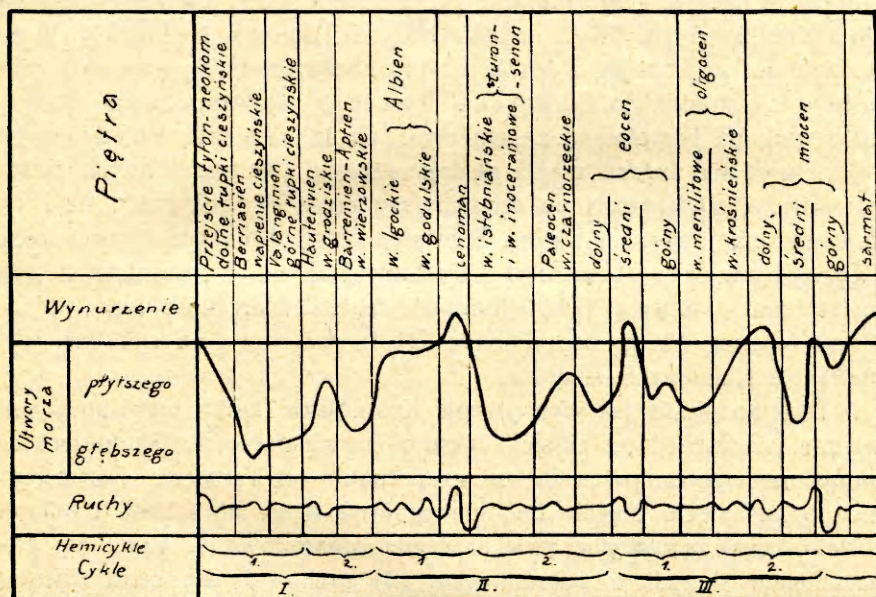
Zgodność ta nie jest zupełną, jeżeli zważymy, że na przestrzeni między naszą granicą wschodnią a okolicą nieco na północny zachód od Dobromila położoną północny brzeg Karpat tworzy wschodnia grupa brzeżna, gdy dalej na zachód ta ostatnia zanika pod wysuwającą się na czoło łańcuchów karpackich grupą średnią i odtąd już ta ostatnia tworzy brzeg Karpat zapomocą swych wypiętrzeń czołowych (1). Poza tem jednak na tym odcinku wschodnim łańcuchy jednej czy drugiej grupy stykają się z utworami przedmurza, uderzają o nie zawsze falą czołową.

Co innego obserwujemy na brzegu karpackim na przestrzeni między Rzeszowem a Tarnowem. Tu widzimy dwa potężne wysady kredowe, zapewne w sobie skomplikowane, zwłaszcza drugi, bardziej południowy, jednakże poza tem budujące zwarte całości. Jestto wspomniany już nieraz fałd, opracowany przez Kropaczka: Kąkolówka—Kopalina (2), przedłużający się aż do Dębicy, i drugi wcale skomplikowany i złożony, biegnący od okolic na wschód od Sanoka, obejmujący wypiętrzenia opisane przez Uhliga pod nazwą Chełm—Czarnorzeki, sięgający nieledwie pod Tarnów (3). — Otóż już na odcinku, położonym na wschód i południe od Rzeszowa, widzi się, że brzeg północny zwartej masy łusek kredowych, należących do czołowej fali grupy średniej (1) ucina się nagle na wschód od Rzeszowa, nie posiadając w kierunku swego dotychczasowego biegu południowy wschód — północny zachód żadnego przedłużenia. Taksamo kończy się synklinalna grupa utworów paleogenu, oddzielających ten czołowy pęk fałdów grupy średniej (1) od następnego ku południowi wypiętrzenia Kąkolówka—Dębica (2).

To zachowanie się czołowej wiązki fałdów grupy średniej wraz

z łękiem, przypierającym do niej od południa, wskazuje niedwuznacznie na to, że oba te człony na wschód i południe od Rzeszowa wychodzą w powietrze.

Stykają się one zatem z przylegającym do nich od zachodu przedmurzem nie za pośrednictwem swego czoła, lecz swej flanki, swego skrzydła. Ten stosunek do przedmurza określiłem jako dyskrepancję tektoniczną.



Ryc. 1. Cykle sedymentacyjne i ruchy we fliszu karpackim.

Na przestrzeni między okolicą nieco ku zachodowi od Czudca, w dolinie Wisłoka położonej, a Dębicą, nie część czołowa grupy średniej, która na wschód od Rzeszowa wybiegła w powietrze, ale już dalsze, następne wypiętrzenie tej grupy, t. j. Kąkolówka—Dębica (2) — uderza znów czołem o przedmurze, dając tu ponownie obraz konkrepancji tektonicznej.

Atoli na odcinku brzegu karpackiego między Dębicą a Tarnowem, jak świadczy mapa, dzieje się z tym następnym członem grupy średniej identycznie to samo, co z poprzednim w okolicy Rzeszowa. Oto wraz z przyległą od południa synkliną, przed dojściem do Tarnowa wychodzi on również w powietrze. Na dalszym ku zachodowi odcinku brzegu rolę łańcucha, przylegającego czołem do przedmurza, a zatem

pozostającego znów w konkrepancji tektonicznej z przedmurzem, bierze na siebie trzecia z kolei grupa wypiętrzeń jednostki średniej wyższego rzędu, t. j. grupa wypiętrzeń Sanok—Czarnorzeki—Chełm. Grupa ta składa się z dwóch ramion, północnego i południowego. Ramię północne tworzy wspomniane wyżej czoło tego zespołu: Sanok—Czarnorzeki—Chełm—Zwiernik—Zalasowa (3). Ramię południowe odgałęzia się w sposób dość skomplikowany od poprzedniego w Odrzykoniu, na północ od Krosna, i biegnie stąd przez górę Liwocz, na północ od Jasła, górę Dobrotyn, Wał, na południe od Tarnowa, stąd zaś wybiega w kierunku zachodnim, z lekkim tylko odchyleniem w kierunku północnym aż prawie do Bochni (4). Pomiędzy obu ramionami istnieje duża synklina wypełniona paleogenem. Czoło ramienia południowego (4) nasuwa się dużemi nieraz płaszczowinami, jak płaszczowina bonanarowiecka, stwierdzona po raz pierwszy przez Fleszara¹⁰⁵, na ową, dzielącą oba ramiona synklinę. Studjując opisy Uhliga z roku 1888 i Grzybowskiego w Atlasie Geologicznym łatwo stwierdzić, że oba te ramiona są łuskami jednej jednostki tektonicznej, gdzie łuska południowa (4) nasuwa się na północną (3), ta zaś znów na synklinę wypiętrzenia Kąkolówka—Dębica.

Otóż podobnie, jak wypiętrzenie Kąkolówka—Dębica wybiega w powietrze na wschód od Dębicy, taksamo ramię północne (3) dopiero co omówione wybiega w powietrze na południe od Tarnowa. Bezpośrednio po nasunięciu sięgało ono niewątpliwie dalej na zachód i północ, zostało jednak w następnej fazie erozyjnej zdegradowane. Albowiem pod nasunięciem skrzydłem południowym (4) zachowały się części łukowe skrzydła północnego (3), co wynika z występowania margli plamistych, dostrzeżonych jeszcze przez Uhliga na wschód od Bochni, pod nasuniętą pokrywą kredy śląskiej ramienia południowego (4). Stąd na zachód od Tarnowa aż prawie do Bochni, północny brzeg fliszu tworzy ramię południowe z dwóch wymienionych wyżej. Południowe skrzydło tej łuski jest wedle opisów i manuskryptowej mapy Uhliga pokryte przez warstwy czarnorzeckie i piaskowce ciężkowickie w ich stropie, następnie zaś łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie. Ten pas synklinalny ciągnie się nieprzerwanie od Odrzykonია koło Krosna przez Jasło, Olpiny, Rzepiennik, Gromnik, Zakliczyn, Gnojnik, na północ od Wiśnicza aż po Bochnię. W pasie antyklinalnym, dotykającym do niego od północy, o którym mówiliśmy (4), iż tworzy na przestrzeni między Tarnowem a Bochnią północny brzeg fliszu, istnieją prawdopodobnie

¹⁰⁵ Sprawozdanie Kom. Fiz. Ak. Um. Kraków 1914.

znaczne komplikacje. Składa się on najprawdopodobniej z kilku fałdów na siebie nasuniętych, dziś jednak nie można o tem powiedzieć nic pewnego wobec braku nowszych prac.

Faktem jest jednakże, że już w okolicy Bochni, opracowanej niedawno przez Bukowskiego¹⁰⁶, widzimy między Brzeźnicą a Siedlcem dwa pasy eocenu, przedzielone przez pas oligoceński na obszarze Dołuszyc, Kurowa i Kolanowa. Ten pas nawiązuje do stropowej partii utworów synkliny, którą śledzimy od okolic Odrzykonia koło Krosna. Wschodni pas eocenu, widoczny na mapce Bukowskiego w Brzeźnicy, podściela łupki menilitowe a pokrywa kredę wysadu antyklinalnego „ramienia południowego“ (4), od południowego zaś zachodu jest nań nasunięty zachodni pas eoceńsko-kredowy mapy Bukowskiego, w którego układzie leży neokom pogwizdowski.

Jest to z kolei już piąty walny pas antyklinalny grupy średniej. Zaczyna się on na wschodzie od Bieczu w Głębokiej, gdzie ujawnia tylko oligocen i eocen, jednakże pomiędzy Bieczem a Ciężkowicami pojawia się tu w jądrze kreda z warstwami czarnorzeckimi w stropie. Pas ten ciągnie się przez Ciężkowice, Czychów, Lipnicę, Wiśnicz i łączy się z zachodniem wystąpieniem eocenu na mapce Bukowskiego. Jak wykazują badania w okolicy Ciężkowic, rozpoczęte niedawno przez Biedę¹⁰⁷, pas ten jest w szczegółach bardzo skomplikowany, zgoła niejednolity i przy bliższem zbadaniu rozpadnie się na szereg części składowych i niejedno tu jeszcze ulegnie może nawet zasadniczej zmianie. Niestety jednak nie podobna się posunąć poza to, co powiedziałem powyżej o tej strefie, tyle bowiem tylko da się wydedukować ze zdjęć i opisów Uhliga¹⁰⁸, na których w tej okolicy prawie wyłącznie się opieram.

Z przekroju Uhliga II. wnioskuję, że istotnie w Chwalibogówce pas ten antyklinalny jest nasunięty na warstwy krośnieńskie, należące do stropu wysadu poprzedniego.

Losy tego, piątego pasma antyklinalnego ku zachodowi są wielce niepewne, a badanie jego jest zaledwie w zaczątkach. Na południe od Raby, między Bochnią a Dobczycami notuje mapa Tietzego¹⁰⁹, która dla odcyfrowania stosunków tej okolicy jest źródłem prawie jedynem, aczkolwiek wielce niedostatecznym, że na północny zachód od Klęczan i w Stryzowej są tu zastąpione warstwy czarnorzeckie, na których leży pstry eocen

¹⁰⁶ Sprawozdanie P. I. G. II. i III. — ¹⁰⁷ Komunikacja ustna. — ¹⁰⁸ Jahrbuch d. Geol. R.—A. 1888. — ¹⁰⁹ Tamże.

Zarys tektoniki.

i piaskowce ciężkowickie, w których stropie w Lubomierzu i na południe od Łapanowa ciągnie się pas utworów oligoceńskich, głównie warstw krośnieńskich, łączących się z takimiż warstwami, pokrywającymi południowo-wschodnie zbocza wypiętrzenia kredowo-eoceńskiego pasma Ciecień-Grodzisko na południowy wschód od Dobczyc. Tutaj odbyłem wycieczkę z prof. Kreutzem, stąd też z okolic między Myślenicami, Dobczycami a Skrzydlną dostarczył mi swego, bardzo szczegółowego zdjęcia Czesław Kuźniar. Do tej okolicy powrócę przy omawianiu budowy głębszych łańcuchów karpaccich, na razie jednak rozpatrzę ciąg dalszy brzegu karpacciego.

Zatem między Bochnią a Dobczycami znajdują się prawdopodobnie utwory kredy wyższej, względnie paleocenu, pokryte przez eocen. Utwory te zapewne tworzą ciąg dalszy płaszczowiny piątej z rzędu, która ku Bochni przebiegała w kierunku od południowego wschodu ku północnemu zachodowi. Tu jednak bieg jej się załamuje, zmienia się. Jest on wedle Tietzego naogół równoległy do rzeki Raby. Uhlig¹¹⁰ wykazuje istnienie dwóch stref wypiętrzonych na południe od Bochni. Bardziej południowa z wysadem kredy pojawia się w grupie góry Zoni (419), północna—to wspomniana już antyklina pogwizdowska z neokomem, przykrytym przez górną kredę w jądrze. Między nimi rysuje Uhlig regularny łęk trzeciorzędowy Nieprześni. Ten łęk przebiega półkolisto z Nieprześni ku południowemu wschodowi do Królówki, stąd zaś zakręca ku południowi do Trzciany i Łątki, stąd zaś ku zachodowi na Łapanów, gdzie, jak już wspominałem, tworzy skrzydło południowe wysadu bocheńsko-dobczyckiego. Na to skrzydło południowe nasuwają się już w okolicy Rzegociny i Rajbrotu płaszczowiny magórskie.

Ponieważ z powyższego przedstawienia Uhliga wynika, że łęk Nieprześni jest zupełnie regularnem zakłęśnięciem w obrębie jednolitej pokrywy, wypada przyjąć, że odcinek Bochnia-Dobczyce, a prawdopodobnie aż do Myślenic nie jest rozerwany organicznie. W Dobczycach obserwujemy budowę siodłową z biegiem od północnego wschodu ku południowemu zachodowi, takież sam bieg notuje Tietze koło Stadnik, Kłęczan i Jaraszówki z upadem południowym. Ponieważ między Wieliczką a Gdowem istnieje bieg NW-SE, więc prawdopodobieństwo, że omawiana strefa po południowej stronie Raby jest na grupę, położoną na północ od Raby, nasunięta. Wyznaję jednak, że można i co innego przypuszczać. Mianowicie można też z pewnem prawdopodobieństwem mniemać, iż grupa wysadów kredowych, ciągnąca się na południe od

¹¹⁰ Zob. 108.

Skawiny i Wieliczki i na wschód od Gdowa przekracza Rabę w kierunku południowo-wschodnim, znajduje przedłużenie w strefie wypiętrzeń Zoni, na południowy zachód od Bochni, i w ten sposób łączy się z naszą jednostką piątą grupy średniej.

Widzimy niestety, że materiał spostrzeżeń, jakim tu rozporządzamy, nie pozwala nam wyjść poza sferę przypuszczeń i zmusza nas do pozostawienia sprawy brzegu karpackiego między Bochnią a Gdowem w stanie kwestji otwartej, tylko z zaznaczeniem idei, czekających na kontrolę faktów.

To samo odnosi się do tak przez Niedźwiedzkiego¹¹¹ nazwanej zatoki Gdowskiej. Mianowicie między Bochnią a Wieliczką brzeg Karpat cofa się ku południowi, dając w ten sposób obraz zatoki, sięgającej aż po Gdów, utworzonej przez brzeg fliszu. „Zatoką“ tą zajmował się później Tietze, Szajnocha, a w ostatnich czasach częściowo także Bukowski, który stwierdził tu na powierzchni tylko torton, którego odkrywki leżą na dwóch prawie prostych, od WSW na ENE biegnących linjach, odpowiadających dwóm równoległym grzbieutom wzniesień tortonu, dzisiaj zamaskowanych przeważnie przez osady dyluwjalne. Kierunek WSW—ENE równoległy do Raby, ale i do fliszu, biegnącego na południe od Raby, wskazywałby na wspólną przyczynę tych zjawisk, którą może być tylko spiętrzenie w fałdy tortonu zatoki gdowskiej pod wpływem nacisku stycznego schyłkowych ruchów owego brzegu fliszu już po tortonie. Jest to zupełnie prawdopodobne, gdyż wszyscy badacze tego obszaru podają zgodnie nie tylko względnie wysokie ułożenie tortonu (Niedźwiedzki), ale i silne jego pochylenie ku północy. Ten fakt jest jednak pewnem wzmocnieniem podstaw wyrażonej powyżej możliwości, iż omawiany wyżej piąty człon grupy średniej — nazwijmy go wreszcie dla krótkości — płaszczowiną wiśnicką od Wiśnicza, który leży w jej obrębie — od Bochni skręca w kierunku południowo-zachodnim ku Myślenicom.

W ten sam sposób, jak na odcinku Bochnia-Gdów zatoki gdowskiej nasuwa się na nią brzeg płaszczowiny wiśnickiej, na odcinku zachodnim między Gdowem a Wieliczką na utwory tejżesamej zatoki gdowskiej nasuwa się nowy człon budowy grupy średniej, biegnący od Wieliczki do Gdowa.

Od Woźnik w dolinie Skawy na zachodzie aż do Gdowa na wschodzie północny brzeg karpacki jest utworzony przez wielkie wypiętrzenia, odsłaniające przeważnie kredę dolną, ale także, jak można

¹¹¹ Die Salzformation v. Wieliczka, Lwów 1884.

wnioskować z opisów dawniejszych, zwłaszcza bardzo szczegółowych i dość wyczerpujących opisów Tietzego — warstwy istebniańskie, nad którymi pojawiają się czerwone łupki, przykryte znów przez masy piaskowców ciężkowickich. Na kredę istebniańską odpada znaczna część partji północnej piaskowca ciężkowickiego mapy Tietzego, wśród której to części znajdują się zapewne także paleoceńskie warstwy czarnorzecze, jak to miałem sposobność stwierdzić w kilku punktach. Ten pas kredowy nie jest jednak jednolitym tektonicznie, z drugiej zaś strony i w przykrywającym go od południa piaskowcu ciężkowickim są jeszcze wysady conajmniej warstw czarnorzeczych i kredy istebniańskiej, a ponadto może także i kredy dolnej, nie dostrzeżone przez Tietzego¹¹². Że pas ten tektonicznie nie jest jednolity, lecz składa się z kilku skib kredy dolnej, przedzielonej nie tylko warstwami istebniańskimi, ale i eocenem, przekonałem się, trawersując tę strefę n. p. na przekroju wzdłuż gościńca z Wieliczki do Dobczyc. Przedewszystkiem granicę piaskowców ciężkowickich Tietzego mapy trzeba przesunąć około 700 m ku południowi, następnie już w Koźmicach Małych znajdują się tu warstwy czarnorzecze wraz z eocenem, o tektonice dalekiej od prostego zapadania ku południowi pod piaskowce ciężkowickie; a dopiero dalej ku północy są kilkakrotne, prawdopodobnie powtarzające się tektonicznie wysady kredy dolnej. Ponieważ jednak nowszego mapowego ujęcia tej całej strefy nie posiadamy, jestem zniewolony do trzymania się literatury starszej i do traktowania całego tego pasu wypiętrzeń czołowych jako zespołu, którego wspólnem znamieniem byłoby kumulowanie się oddziałów niższych, a więc przedewszystkiem kredy dolnej na północy, a oddziałów młodszych, wyższych na południu.

Do okolicy Lednicy Górnej, tuż na wschód od Wieliczki, odbyłem kilka wycieczek, których rezultatem ogólnym jest stwierdzanie faktu, że brzeg tej części Karpat składa się z dwóch jednostek wyższego rzędu na siebie nasuniętych. Pierwsza od północy (zachodnia brzeżna) składa się z t. zw. warstw lednickich, które są niczem innym jak warstwy czarnorzecze z ich zlepieńcami i bryłami „egzotycznymi“; przykryte są zaś przez eocen, z którego zachowały się w łękach zaledwie czerwone łupki. Być może, że w przedłużeniu są tu jeszcze i inne oddziały eocenu zastąpione. Na razie jednak na przekroju potoków lednickich innych oddziałów nie napotkałem. Niema tu też kredy dolnej, widocznie odkłucie płaszczowinowe nie objęło warstw starszych. Ten zespół stratygraficzny jest tu ułożony w pięć izoklinalnych łusek na siebie nasunię-

¹¹² Jahrbuch d. Geol. R.-A. 1888.

tych. Dopiero na ostatnią z nich nasuwa się kreda dolna drugiej jednostki, następnej ku południowi, która prawdopodobnie jest przykryta przez warstwy istebniańskie ku południowi i paleocen wraz z eocenem, występujący na południe od Mietniowa ku wspomnianej wyżej granicy północnej piaskowców ciężkowickich. W potoku Rudnik, na wschód od Dziekanowic, warstwy piaskowców i zlepieńców ciężkowickich tworzą bardzo obszerne siodło kilometrowej rozpiętości z łagodnym upadem 13-stopniowym ku północy, i stromym, około 70-stopniowym ku południowi. Ważnem jest, że bieg tej części Karpat między Wieliczką a Gdowem zarówno ogólny, jak i poszczególnych części składowych jest NW—SE. Z tym biegiem dochodzi ona do Raby, gdzie po drugiej stronie rzeki istnieje, wedle wywodów poprzednich, brzeg płaszczowiny wiśnickiej o biegu SW—NE. Nazwijmy sobie dla wygody jednostkę tektoniczną, będącą jednak, jak zaznaczyłem, zespołem, ciągnącą się od Witanowic nad rzeką Skawą na zachodzie wzdłuż północnego brzegu Karpat aż do Gdowa na wschodzie — płaszczowiną wielicką. Pamiętajmy dalej, że na południe i wschód od Wieliczki, płaszczowina ta ma w swym zespole, mianowicie u swego czoła, dość wyraźnie już rysującą się płaszczowinę brzezną zachodnią, widoczną dobrze w Lednicy.

W konsekwencji tego, co mówiłem wyżej o odmiennym biegu płaszczowiny wiśnickiej a wielickiej wraz z zachodnią brzezną i z uwzględnieniem faktu, iż upady w płaszczowinie wiśnickiej po południowej stronie Raby są południowo-wschodnie, zaś we wschodniej części płaszczowiny wielickiej południowo-zachodnie, wynika wniosek prosty — natury intersekcyjnej, że płaszczowina wielicka zapada pod wiśnicką.

Podobnie pod płaszczowiną wiśnicką na wschód od Bochni zapadała płaszczowina (4) Liwocz—Brzanka—Dobrotyn.

Z powyższego wynika szereg dalszych wniosków tektonicznych natury ogólniejszej. Po pierwsze płaszczowina wiśnicka okazuje się w ten sposób najwyższą z płaszczowin grupy średniej, albowiem wszystkie inne, położone dalej ku wschodowi, zapadają pod nią, a jak widzimy, ku zachodowi dzieje się to samo. Po drugie płaszczowina Liwocz—Brzanka—Dobrotyn jest podobnie, jak wielicka najbliższą bezpośrednio niższą płaszczowiną, podścielającą płaszczowinę wiśnicką. Z tego dalszy wniosek, że obie te płaszczowiny tworzą pod spodem płaszczowiny wiśnickiej jedną całość, być może rozdartą i zlamowaną pod naciskiem wiśnickiej. Po trzecie Bochnia leży na linii bardzo znacznej poprzecznej depresji, która konserwuje najwyższą płaszczowinę

grupy średniej w tem miejscu przed wpływami niszczącymi erozji. Depresja ta albo jest predysponowana przez stosunki przed nasunięciem i dzięki temu w okolicy Bochni nastąpiło popchnięcie najbardziej połu dniowej płaszczowiny grupy średniej aż na brzeg Karpat, albo też, pod ciężarem najbardziej spiętrzonych w tem miejscu płaszczowin grupy średniej nastąpiło wgięcie się podłoża w głąb.

Która z tych dwu możliwości ma większe szanse prawdopodobieństwa? Sądzę, że takie postawienie tego zagadnienia jest rozbiciem go na dwie części składowe, które jednak w naturze się ze sobą łączą i pozostają ze sobą w związku przyczynowym. Rozumiem to w ten sposób, że płaszczowiny grupy średniej korzystają przy swem tworzeniu się z istniejącego już zagłębienia podłoża, ale obciążwszy je, powodują dalsze jego zapadanie się. To zagłębienie trzeba sobie wyobrażać jako posiadające brzegi wschodni i zachodni płaskie, zwolna się zapadające ku osi. Oś jednak jest zanurzona wcale głęboko. Partja osiowa wypadłaby gdzieś na linię, łączącą Bochnię z wschodnim brzegiem krystallinikum tatrzańskiego. Szczegółami tego zakłęśnięcia są nie tylko takie fakta, jak konserwacja najwyższej płaszczowiny grupy średniej, t. j. płaszczowiny wiśnickiej, lub wkraczanie po linii Dunajca tortonu w głąb Karpat aż po Nowy Sącz i Szaflary, ale ponadto też pojawianie się w najgłębszej, osiowej części zakłęśnięcia skał młodych magmowych w okolicy Rzegociny i Szczawnicy w Pieninach. Występują one w ten sposób w miejscach, gdzie to poprzeczne obniżenie przecina poprzecznie najważniejsze i najgłębsze w swem znaczeniu powierzchnie strukturalne, dzielące od siebie główne człony tektoniczne, mianowicie wychodzącą w powietrze powierzchnię nasunięcia grupy płaszczowinowej magórskiej na grupę średnią i grupy pienińsko-podhalańskiej na grupę magórską. Jest to, mojem zdaniem, jedyne prawdopodobne wyjaśnienie tego ostatniego zjawiska. Głębsze zapadnięcie poprzeczne w tej części Karpat, jak widzieliśmy, nie istnieje i na osi tego najpoważniejszego zakłęśnięcia właśnie pojawiają się skały magmowe w miejscu, gdzie ono trawersuje najważniejsze rozerwania strukturalne, najważniejsze i najgłębiej sięgające, pierwszorzędne powierzchnie nasunięć.

Nie potrzebuję też dodawać, że fakt występowania u brzegu Karpat helweckiego zakłęśnięcia na odcinku Wieliczka—Bochnia, w którym się przygotowuje formacja solna Wieliczki i Bochni należy do tegoż samego splotu zjawisk tektonicznych.

C. Kuźniar udzielił mi do dyspozycji swego bardzo szczegółowego i dokładnego zdjęcia w mapie rękopiśmiennej, obejmującej okolice tak nazwanego przez niego okna Wiśniowej. W omawianiu stosun-

ków tektonicznych tej okolicy, idę śladem rozważań i materiału C. Kuźniara¹¹³. Siodło, stanowiące grzbiet między doliną Raby i Stradomki o biegu WSW—ENE, będące wedle wywodów powyższych zachodnim ramieniem płaszczowiny Wiśnicza, wynurza się ku południowemu zachodowi. Kulminacja tego wynurzenia przypada mniej więcej na kotlinę Lipnika—Wiśniowej, odsłaniając brzeg płaszczowiny wraz z jego inwentarzem stratygraficznym. Pokazuje się tu u podstawy kreda, w północnej części obramowania okiennego w typie śląskim, w południowej zaś w typie zbliżonym do kredy „inoceramowej“ z przejściami między obu postaciami. Nad kredą leży eocen, złożony przeważnie z piaskowców ciężkowickich z podrzędnymi wkładkami pstrych łupków, poczem łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie zapadliska szczyrzyckiego, łączącego się, jak mówiliśmy wyżej, z oligocenem wschodniej części płaszczowiny wiśnickiej, sięgającej ku wschodowi aż poza Biecz.

Pod tą serją w oknie pojawia się serja jednostki głębszej, którą oczywista może być tylko płaszczowina wielicka, względnie wschodnie jej przedłużenie, płaszczowina Brzanka—Liwocz—Dobrotyn. Tu obserwował Kuźniar dolną kredę w facji śląskiej, eocen przeważnie łupkowy bez znaczniejszych wkładek piaskowców ciężkowickich, łupków menilitowych i piaskowców krośnieńskich.

Jest uderzającym, że płaszczowina wielicka, sądząc przynajmniej z opisów, nie posiada tam, gdzie jest na powierzchni odkryta, z oligocenu warstw krośnieńskich. Łupki menilitowe są wprawdzie stąd podawane, a przynajmniej utwory do tychże podobne. Zdaje mi się jednak, że przeważnie będą to warstwy czarnorzeckie lub nawet istebniańskie, które w rozmaitych czasach mieszano z łupkami menilitowymi tak, iż nie wydaje mi się wykluczone, że płaszczowina wielicka, przynajmniej w przeważnej swej części, jest pozbawiona nie tylko warstw krośnieńskich, ale całego oligocenu. Płaszczowina wielicka została w Rzeszotarach przewiercona już w głębokości 200 m,¹¹⁴ poczem nastąpiła tam serja łupkowych i piaszczystych utworów, jak wspominałem, już bez miocenu w stropie, a którą to serję, spoczywającą na jurze krakowskiej i innych utworach podłoża autochtonicznego, zaliczam na podstawie podobieństwa petrograficznego do warstw krośnieńskich.

Zatem obszar sedymentacyjny płaszczowiny wielickiej był najprawdopodobniej wynurzony w górnej części naszego oligocenu, wtedy, gdy na północy, na podłożu autochtonicznym wyżej wspomnianem,

¹¹³ Posiedzenia naukowe P. I. G. Nr. 5 i 7 (1923—1924). — ¹¹⁴ Petrascheck w Verhandlungen d. Geol. R.-A. 1909.

i na południu, w rejonie osadzania się utworów płaszczowiny wiśni-ckiej, pozostało jeszcze morze oligoceńskie.

Pas północny morza „krośnieńskiego“ przykrywa już autochton przedmurzowy, jak mówiłem wyżej, już to za pośrednictwem łupków menilitowych, jak to na Górnym Śląsku wykazywał Michael, już — dalej za pośrednictwem pstręgo eocenu, co wynikało z pewnem prawdopodobieństwem z rozważań stosunków Śląska cieszyńskiego, już też niejednokrotnie wprost na karbonie, lub, jak w Rzeszotarach, w 795 m wiercenia, na jurze krakowskiej. Takie utworzenie łęku z warstw dotąd nie pokrytych przez utwory morskie przez długie czasy, bo nawet prawdopodobnie przez czasy górnej kredy, wymaga powstania łęku — w tym wypadku brzeżnego karpackiego, — któremu jednak musi odpowiadać w bezpośrednim od południa sąsiedztwie forma siodłowa, któraby się wznosiła hypsometrycznie wyżej. Otóż tem siodłem, ograniczającym od południa łęk brzeżny „krośnieński“ na południe od Krakowa, było nie co innego, jak wypiętrzająca się już w oligocenie zwolna płaszczowina wielicka. To, jak sądzę, tłumaczy nam dostatecznie, dlaczego i w jaki sposób partja przedmurza została już w oligocenie zajęta w obręb strefy fałdowań karpackich.

Ponieważ w Rzeszotarach miocen helwecki nie pokrywa już warstw krośnieńskich, można wnioskować, że w helwecie podłużna oś tej synkliny brzeżnej wypada na obszar nieco dalej ku południowi posunięty niż dzisiejsza Wieliczka i Bochnia, przynajmniej o tyle dalej ku południowi, ile tego wymaga sfałdowanie helwetu wielickiego.

Jak już wspomniałem, płaszczowina wielicka posiada u swego czoła skłębienie czołowe szeregu fałdów, a może nawet odrębnych płaszczowin, jak poucza przykład podany wyżej płaszczowiny lednickiej (zachodniej brzeżnej), co w efekcie końcowym wyraża się kulminacją kredy, przeważnie dolnej, u północnego brzegu płaszczowiny, gdy część jej południowa wykazuje eocen w przewodzie, jeżeli nie wyłącznie. W tej formie możemy ją śledzić w nieprzerwanym ciągu u północnego brzegu Karpat aż po okolice Woźnik i Witanowic, na północ od Wadowic — na mapie Tietzego. Na jej krańcu południowym między Myślenicami, Lanckoroną a Wadowicami pojawia się wedle tejże mapy i opisów Tietzego ponownie serja wysadów kredowych wśród utworów paleogenu. Wprawdzie mapa Tietzego kończy w tym pasie wystąpienia kredy dolnej na dolinie Skawinki na wschodzie, jednakże już własne, jakkolwiek tylko dorywcze spostrzeżenia, poczynione w Jasienicy i Bysinie na zachód od Myślenic stwierdziły, że i tu występuje

kreda dolna śląska. Wynika z tego, że na zachód od Myślenic istnieje przedłużenie północnego brzegu płaszczowiny wiśnickiej.

W okolicy Kalwarji i Lanckorony widać bardzo wyraźnie, że tu płaszczowina wiśnicka nasuwa się na wielicką.

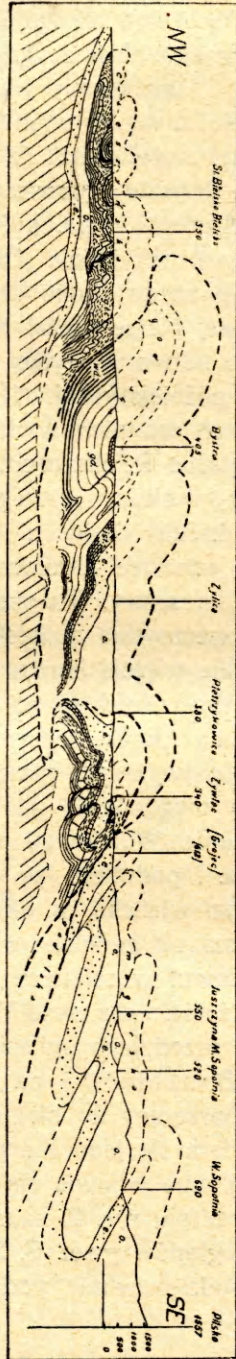
Nie ulega znów żadnej wątpliwości, że brzeg płaszczowiny wiśnickiej ku zachodowi przez Berwałd i Jaroszowice łączy się z orograficznym brzegiem Beskidów śląskich na południe od Inwałdu, Andrychowa, Bielska, Ustronia, Bystrzycy w dolinie Olzy, zaś po stronie czeskiej okolic Ostrawicy, Frenštatu, aż do okolic Valašsko-Meziříči. Tu na Śląsku cała serja kredy śląskiej bierze udział w budowie tej płaszczowiny. Jej budowę możemy sobie odtworzyć tylko na podstawie prac dawniejszych Hoheneggera, i późniejszych Uhliga, Paula i Tauscha. Manuskryptowe mapy trzech ostatnich wymienionych autorów, rozpowszechnione przez Geologische Reichsanstalt w Wiedniu, wprowadzają do map Hoheneggerowskich szereg uzupełnień i sprostowań. Wedle tych materiałów kreda śląska z warstwami istebniańskimi w stropie sięga w tej jednostce tektonicznej daleko na południe od Jabłonkowa, Istebnej i Kamesznicy. Tu nasuwają się na tę jednostkę, którą tu będę nazywał płaszczowiną godulską, płaszczowiny magórskie.

W ten sposób powstaje pojęcie bardzo wielkiej jednostki tektonicznej, płaszczowiny godulsko-wiśnickiej, na którą na całej jej długości, mniej więcej od południka Gorlic poczynając ku zachodowi, jest od południa nasunięty zespół najwyższych płaszczowin fliszowych tej części Karpat, płaszczowin grupy magórskiej.

Podobnie, jak w oknie Wiśniowej, płaszczowina ta jest jeszcze rozdarta w okolicy Żywca. I podobnie jak w oknie Wiśniowej pojawia się pod nią płaszczowina wielicka, w oknie żywieckim pojawia się również płaszczowina niższa od godulsko-wiśnickiej.

Okolice Żywca opracował w ostatnich latach S. Sokołowski, który podobnie jak C. Kuźniar dla okna Wiśniowej, użyczył mi swego manuskryptowego zdjęcia przed jego ogłoszeniem. Wedle tegoż, na zachód od Żywca, między Buczkowicami na północy, a Radziechowym na południu następnie poprzeczny do biegu karpackiego wysad antyklinalny, na którym rozdziela się jednolita pokrywa płaszczowiny godulsko-wiśnickiej, a w jej dnie pojawia się płaszczowina niższa, której skład jest widoczny z przekroju ryc. 2, nakreślonego do tej pracy stosownie do powyższych poglądów przez S. Sokołowskiego, za co mu niniejszem składam podziękowanie, podobnie jak za wykonanie rysunków ryc. 2, 3, 4, 6.

Ryc. 2. Objasnienie: *d. t. c.* = dolne łupki ciész., *w. c.* = wapień ciész., *g. t. c.* = górne łupki ciész., *wd.* = w. wierzowskie, *gd.* = w. godulskie, *ist.* = w. istebniańskie, *e* = eocen, *o* = oligocen, *czarne* = ciészynity (schematycznie).



Pod Juraszowem wysad antyklinalny okna, który dotąd miał kierunek prawie NS z lekkim tylko odchyleniem na południu ku E, nagle skręca, przybierając kierunek SW—NE. W tem miejscu następuje także lokalnie przechylenie wsteczne ku południowi. Po przerwie na rzece Sole pojawia się on ponownie na południe od Żywca na Grojcu, którego opisy znamy z prac Hoheneggera i późniejszej Szajnoch y¹¹⁵. Tu tworzy on wyższą łuskę, na którą nasuwa się płaszczowina magórska.

Muszę wyjaśnić, dlaczego dałem na powyższym profilu wyraz pogładowi, że wysad okna cieszyńskiego nie należy do płaszczowiny godulsko-wiśnickiej, lecz do głębszej, leżącej pod tamtą.

Po pierwsze wysad ma swą własną kredę górną istebniańską, transgredującą bardzo wyraźnie na oddziałach niższych ze zlepieńcami w spągu, co w płaszczowinie godulskiej tak wyraźnie, mimo przyjętej w części stratygraficznej penakordancji warstw istebniańskich, jednak nigdzie się nie zaznacza. Podnosiłem natomiast w rozdziale stratygraficznym, iż w płaszczowinie cieszyńskiej, podścielającej na północy pod postacią porozrywanych i zlamowanych strzępów płaszczowinę godulską, znany jest fakt transgredowania górnokredowych piaskowców z Baszki i warstw frydeckich na kredzie dolnej, bez pośrednictwa całego szeregu ogniów kredy średniej. Zatem fakt posiadania własnej niejako kredy górnej, na którą się dopiero nasuwa dolna, należąca do płaszczowiny godulskiej, już przemawia za istnieniem tu płaszczowiny głębszej.

Po drugie znów wiemy z całego rozprzestrzenienia płaszczowiny godulskiej, iż nigdzie warstwy jej nie są przebite przez cieszynity, a już najmniej na południowym jej krańcu. Natomiast w płaszczowinie cieszyńskiej są one po prostu właściwością facjalną. A właśnie w wysadzie okna żywieckiego są one znane. Te względy przemawiają, moim zdaniem, za poglądem, że w wysadzie siodłowym żywieckim mamy do czynienia z rozdarciem płaszczowiny godulskiej i wychodzeniem z pod niej płaszczowiny cieszyńskiej.

Fakt kolanowatego zgięcia wysadu w okolicy Radziechowy—Juraszów jest oczywiście w związku z napieraniem płaszczowiny magórskiej na brzeg południowy płaszczowiny godulsko-wiśnickiej, który się musi swym biegiem dostroić do kierunku brzegu płaszczowiny magórskiej. Ciekawsza jest jednak sprawa biegu wysadu żywieckiego NWN—SES. Gdy patrzymy na mapę geologiczną Karpat śląskich, dostrzeżemy

¹¹⁵ Kosmos 1884.

bez trudności, że ten zagadkowy, poprzeczny do biegu fałdów kierunek nie jest jednak tu odosobniony. Najpotężniejszym drugim objawem tego rzędu jest niewątpliwie kompleks zjawisk tektonicznych, wiążących się z doliną Olzy. Wedle map Hoheneggera i Uhliga płaszczowina godulska, a raczej jej odcinek po zachodniej stronie Olzy nie jest pełnym homologiem odcinka po stronie wschodniej tej rzeki. Strona zachodnia przy biegu ogólnym, równoległym mniej więcej do doliny Olzy, posiada zapad ku zachodowi, nasuwa się zatem na trzeciorzęd doliny Olzy, gdy część wschodnia zapada pod ten trzeciorzęd.

Zatem odcinek płaszczowiny godulskiej po zachodniej stronie Olzy nasuwa się na odcinek wschodni. Jakkolwiek nasunięcie to jest prawdopodobnie nieznaczne, jednak ono istnieje, a jego sens tektoniczny jest nie inny niż w wysadzie okna żywieckiego. Tu i tam wymagane jest posunięcie lub jakaś składowa o kierunku z południowego zachodu ku północnemu wschodowi. Tu i tam jest zapadnięcie skrzydła wschodniego i nasunięcie na nie skrzydła zachodniego.

Różnica między wysadem żywieckim a wysadem doliny Olzy jest natury ilościowej, przyczem wysad doliny Olzy jest potężniejszy niż okna żywieckiego, albowiem pojawia się w dolinie Olzy już nie płaszczowina, lecz autochtoniczny trzeciorzęd, na który jest nasunięta nie tylko płaszczowina godulska, lecz także płaszczowina cieszyńska pod nią. Ta ostatnia, jako od korzeni w zupełności oderwana pod naciskiem płaszczowiny godulskiej jest ku południowi wylaminowana i zgarnięta u czoła tamtej.

O strukturze detalicznej płaszczowiny cieszyńskiej nie wiele możemy powiedzieć bez poprzedniej kontroli i nieraz bardzo daleko idących uzupełnień. Nie można bowiem zapominać, że badania, na których zmuszeni jesteśmy jeszcze dziś się opierać, pochodzą z epoki, w której zjawisk tektonicznych tego rodzaju, z jakimi tu mamy do czynienia, nigdzie jeszcze nie umiano rozwiązywać w ten sposób, jak dziś. Stąd też wszelkie, bardzo nieraz oczywiste płyty wapieni cieszyńskich, nasunięte na warstwy młodsze, usiłowano kartograficznie przedstawić tak, jakoby one zakorzeniały się u spodu.

Mimo to z interpretacji nowszej mapy tektonicznej Becka¹¹⁶ po stronie czeskiej wynika, że możemy tu wyróżnić co najmniej dwie łuski nasunięte jedna nad drugą, na które dopiero jest nasunięta płaszczowina godulska. Ten pogląd znalazł zwój wyraz także i w schematycznym rysunku ryc. 2.

¹¹⁶ Jahrbuch d. Geol. R.-A. 1914.

Płaszczowina cieszyńska nie jest zatem pojęciem jednostkowym, lecz raczej zbiorowym, jest jednostką, jak się w podobnych wypadkach wyrażam, wyższego rzędu, a raczej może rzędu średniego, gdyż oczywiście, wedle tego, co pisałem wyżej, należy ona do zespołu jeszcze wyższego rodzaju, t. j. do zespołu grupy średniej. Ma ona ponad sobą płaszczowinę godulsko-wiśnicką.

Ale pod tą samą płaszczowiną bezpośrednio leży na odcinku Gdów—Wadowice płaszczowina wielicka, w tym samym stosunku bezpośrednim jak płaszczowina cieszyńska. Płaszczowina wielicka została przewiercona w Rzeszotarach już w dwustu metrach, pod nią zaś był już tylko autochton. Mało jest zatem prawdopodobne, by płaszczowina cieszyńska była od wielickiej niższa i ciągnęła się pod tą ostatnią ku wschodowi. W okolicy Wadowic u czoła nieprzerwanego płaszczowiny godulsko-wiśnickiej widnieje zaledwie kilka płyt dolno-kredowych, spoczywających jako strzępy większej jakiejś całości na trzeciorzędzie autochtonicznym. Te płyty, leżące podobnie jak płaszczowina wielicka i cieszyńska, i na tym samym trzeciorzędzie autochtonicznym, co obie powyższe płaszczowiny, wskazują chyba na to, iż są one zarówno częściami płaszczowiny wielickiej, jak i cieszyńskiej, czyli innymi słowy, płaszczowina wielicka jest wprost dalszym ciągiem cieszyńskiej. Możemy zatem mówić o płaszczowinie wielicko-cieszyńskiej.

Trudności w takim stawianiu sprawy nie widzę żadnej. Nawet jeżeli płaszczowinę wielicko-cieszyńską będziemy uważali za dalszy ciąg płaszczowiny Brzanka—Liwocz, nie doznamy sprzeciwu nawet rozważając stronę stratygraficzną. Wprawdzie w płaszczowinie cieszyńskiej jest reprezentowana kreda najniższa, gdy w liwoczańskiej co najwyżej Barrémien—Aptien, jednakże, jak wykazywał już Uhlig, jest to tylko częścią przytoczonej w ustępie stratygraficznym reguły, stosującej się do całej grupy średniej.

Na Morawach w okolicy Valašskiego Meziříči płaszczowiny grupy magórskiej wysuwają się zupełnie na brzeg łańcuchów karpaccich, tworząc tu wypiętrzenia czołowe Karpat. Ten fakt jest również tylko dalszym ciągiem rozwoju zjawisk, zaobserwowanych w Karpatach polskich. Widzieliśmy tam bowiem, że na brzegu leżała najpierw wschodnia grupa brzeźna, następnie czołowe wypiętrzenia grupy średniej, później kolejno coraz to głębsze płaszczowiny cząstkowe grupy średniej. Najgłębiej ku południowi posunięta i najwyższa w tym zespole płaszczowina wiśnicko-godulska wysuwa się wyjątkowo na brzeg Karpat w depresji bocheńskiej, następnie zaś powrotnie cofa się w głąb łańcuchów karpaccich i dopiero koło Valašskiego Meziříči przysuwa się ponownie do

brzegu, gdy dalej na zachód już płaszczowiny magórskie, cofnięte w okolicy Dukli najdalej ku południowi, uderzają bezpośrednio o przedmurze. W tem zachowaniu się płaszczowin fliszowych przebija niewątpliwie duża konsekwencja, która w ostateczności prowadzi do wniosków, że paralelizacja tektoniczna stref tektonicznych naszego fliszu z fliszem, choćby tylko Alp wschodnich, musi z faktem ostatnio podniesionym poważnie się liczyć.

Dalej wynika z tego niedwuznacznie, jak niebezpiecznie bez znajomości choćby tylko w powyższych granicach składu stref tektonicznych porównywać ze sobą np. dwie jednostki brzegu karpackiego z okolic Kossowa, okolic Borysławia, okolic Rzeszowa, Bochni i Cieszyna. Wszędzie w tych wypadkach odnajdziemy bliżej lub dalej od brzegu nad sobą leżące d w i e j e d n o s t k i. Jakże łatwo popaść w błąd, sądząc z tego, że mamy do czynienia ustawicznie z temi samemi d w o m a jednostkami, gdy tymczasem, jak widzieliśmy, mamy do czynienia ciągle z coraz innemi jednostkami.

Ten błąd jednak powtarzali dotąd wszyscy, którzy wydzielali główne strefy tektoniczne w Karpatach fliszowych, a nie uniknął go w swych ostatnich pracach T e i s s e y r e.

Dane, których dostarczyłem, czynią polemikę na ten temat zbędną. Również za zbędne uważam wykazywanie osobne, że podział U h l i g a¹¹⁷, który on do Karpat zastosował, musi uległ modyfikacji w kierunkach wskazanych w powyższych wywodach. Wystarczy nadmienić, że w części średniej Karpat, mniej więcej między Duklą a Nowym Sączem, podział powyższy pokrywa się z podziałem U h l i g a, gdzie grupa nazwana powyżej magórską, odpowiada U h l i g o w s k i e m u pojęciu płaszczowiny beskidzkiej, zaś okolice na północ od brzegu magórskiej położone, pokrywają się z pojęciem płaszczowiny subbeskidzkiej U h l i g a. Jednakże dalszy ciąg obu oddziałów zarówno ku wschodowi, jak ku zachodowi uległ tu zupełnej i zasadniczej modyfikacji. W tym też kierunku należy sprostować moje dawniejsze na ten temat wywody.

Wypada tu jeszcze kilka uwag poświęcić owym wysadom antyklinalnemu, biegnącym w kierunku poprzecznym do biegu ogólnego stref fliszowych. Jeżeli zwrócimy uwagę, że wysad żywiecki biegnie prawie dokładnie w przedłużeniu karbońskiej, płaskiej, ale znacznej antykliny Mszana—Jastrząb, mimowoli nasunie się przypuszczenie, że dwa te zjawiska pozostają ze sobą w związku przyczynowym. Zarówno ten kierunek, jak i kierunek wysadu Olzy są to kierunki wschodnio-sude-

¹¹⁷ Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. Wien 1906.

ckie, które wymagają parę słów wyjaśnienia. Patteisky¹¹⁸ wykazywał w ostatnich czasach, że paleozoiczny kierunek wypiętrzeń o biegu WNW—ESE należy do wcześniejszej fazy niż drugi, o biegu ogólnym NEN—SWS, występującym przede wszystkim wybitnie na nasunięciach orłowskim i michałkowskim, znanych już dawniej, ale sprecyzowanych jako nasunięcia dopiero w roku 1910 przez Mládka¹¹⁹, a opisanych także w roku 1917 przez Brandenbura¹²⁰. Bieg tych ostatnich wypiętrzeń jest właściwie odcinkiem łuku jednej z tych dyslokacyj, które obrzeżają czeskie Moldanubikum od północnego i południowego wschodu. W ten sposób powstają kierunki sudeckie NW—SE i kierunki morawskie SW—NE. Kierunki te już to przecinają się wzajemnie, już też w miejscach styku dają kierunki interferencyjne. Stąd też widzimy, że z reguły dyslokacje o kierunku sudeckim w swych częściach wschodnich doznają zagięcia w kierunku południowym, przybierając na naszym obszarze nieraz wprost bieg NS. Sprawie tej poświęcę jeszcze nieco miejsca przy omawianiu wschodniej części paleozoikum krakowskiego, tu tylko zaznaczę, że omawiany wyżej wysad górnej Olzy i żywiecki a prawdopodobnie także i depresję poprzeczną Bochni wypada odnieść do tego rzędu zjawisk tektonicznych.

Oczywista znów na przedmurzu w okolicy Krakowa łatwo mi będzie wykazać, iż tu z temi skrętami wschodnio-sudeckimi stykają się kierunki „karpackie“, względnie prakarpackie o przebiegu ogólnym równoleżnikowym jak wspomniany wyżej łęk przedkarpacki. Tylko że, podczas gdy te ostatnie są i były w czasach prakarpackich uformowane w fałdy górskie, jeżeli nie w płaszczowiny, to pierwsze odbijają się za ledwie jako płaskie sfalowania o dużej rozpiętości, a wyjątkowo jako fałdy w rodzaju żywieckiego i doliny Olzy.

2. Wnętrze łańcuchów fliszowych. — Sprawę stref tektonicznych Karpat Wschodnich traktowałem dotąd bardzo ogólnikowo, poruszając za ledwie moment rozpadania się na grupę wschodnią brzeżną i grupę średnią. Jakkolwiek i teraz uważam za zbędne opisywanie poszczególnych członów tektonicznych, skoro opisy szczegółowe świeżej daty, jakoteż zestawienia kartograficzne są ogólnie znane i dostępne, to jednak niektóre uwagi na ten temat wydają mi się konieczne.

Już załączona do niniejszej pracy mapka geologiczna, a jeszcze wyraźniej mapa geologiczna Polski P. I. G. pozwala stwierdzić kilka faktów ogólniejszej natury.

¹¹⁸ Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 1924. — ¹¹⁹ Montanistische Rundschau 1911. —

¹²⁰ Zeitschrift d. Oberschl. Berg- u. H. Ver. 1917, 2—3.

O rozszerzaniu się ku południowemu wschodowi na naszym terytorjum wschodniej grupy brzeżnej już wspominałem poprzednio. W miejscu, gdzie jej szerokość przekracza już 20 km, w okolicy Bystrzycy Sototwińskiej, występuje na jaw w całej pełni zjawisko tektoniczne, należące do najtrudniejszych do wyjaśnienia w Karpatach, t. j. płaszczowina Słobody Rungurskiej.

Kompleks faktów zarówno natury stratygraficznej, jak tektonicznej, składających się na istotę tego zjawiska skupiał na sobie uwagę wszystkich badaczy, którzy nad tą okolicą pracowali, jeżeli wymienimy tylko Paula, Tietzego, Zuberera, Szajnochę, Limanowskiego, w późniejszych zaś czasach przede wszystkim Świderskiego, następnie Cizancourta, Bruderera i W. Teisseyre'a. Pierwszym, który te zjawiska interpretował tektonicznie, zgodnie z nowymi poglądami był Limanowski¹²¹, jak to zaznaczyłem już w słowach wstępnych niniejszej pracy. Następnie J. Łomnicki¹²² poruszył część tego problemu w okolicy Nadwórny, poczem Siegfried¹²³ usiłował dać wyjaśnienie tektoniczne tejże samej okolicy, podobnie jak i ja w dwa lata później.

Dopiero jednakże podstawowa praca B. Świderskiego¹²⁴, który w przeciągu sześciu lat dokonał rekordowego dla naszych Karpat szczegółowego zdjęcia obszaru około 1000 km², postawiła sprawę w należytym świetle. Świderski wyróżnił tu od dołu do góry płaszczowinę pokucką, odpowiadającą w przeważnej części wyróżnionej przeze mnie jednostce fałdów miejscowych, uzasadniając jej charakter płaszczowinowy, następnie płaszczowinę słobódzką, obejmującą wydzielone przeze mnie jako fałd miejscowy siodło Słobody Rungurskiej i kompleks warstw, zaczynający się od zlepieńców słobódzkich poza tem siodłem, wreszcie płaszczowinę skolską w identycznym rozumieniu, jak ja ją pojmowałem na podstawie analizy map Zuberera w r. 1914¹²⁵, lecz oczywiście z uwzględnieniem nowych faktów, zdobytych przez siebie w tak znacznej ilości.

Jeżeli wyniki moich wydzieleni od takichże Świderskiego różnią się tylko o płaszczowinę słobódzką, jest to zasługą wyłączną Zuberera, na którego pracach się opierałem. Jeżeli zaś dalej nie broniłem wobec poglądów Świderskiego przynależności jego płaszczowiny

¹²¹ Kosmos 1905. — ¹²² Sprawozdanie Kom. Fiz. Ak. Um. 1911. — ¹²³ Petroleum 1912. — ¹²⁴ Biuletyn Stac. Geol. Borysław 7. 1925. — ¹²⁵ Archiwum Nauk. Lwów.

słobódzkiej do fałdów pokuckich, to przede wszystkim dlatego, iż autor ten, operując olbrzymią masą nagromadzonych przez siebie faktów, tak „czysto“ pod każdym względem, a przede wszystkim pod względem tektonicznym sprawę postawił, że szanse dyskusji z mej strony były znikome. W ostatnich czasach podjął dyskusję na ten temat Bruderer¹²⁶, nie można zresztą powiedzieć, żeby osiągnął w swym wystąpieniu wiele sukcesu. Zebrał on jednak dość znaczną ilość spostrzeżeń ciekawych. Do tych zaliczyłbym stwierdzenie wtrąceń stratygraficznych zlepieńców „słobódzkich“ w części czołowej jednostki pokuckiej w dolinie Rybnicy koło Kossowa, lub prawie równoczesne zanikanie ku południowi zlepieńców płaszczowiny słobódzkiej Świderskiego i wtrąceń zlepieńców dolnych u podstawy „pokuckiej“ tej płaszczowiny, lub podniesienie znanego zresztą geologom pracującym w Bitkowie faktu, iż u podstawy kompleksu dobrotowskiego fałdu wglębnego istnieje poziom zlepieńcowy kilkumetrowej miąższości. Stąd przypuszczenie, że zlepienie te są wkładkami stratygraficznymi, jest, o ile tyczy Bitkowa, zupełnie słuszne i jeszcze ciekawsze w związku z faktem, iż zlepienie te i piaskowce nummulitowe wyklinowują się w Bitkowie ku południowi tak, że trzeci ku południowi fałd wtórny (gazowy) nie zawiera ich już wcale.

Obok tego jednak daje Bruderer wyraz poglądom, na które trudno się nam zgodzić. Do takich zaliczam takie ułożenie serji stratygraficznej, gdzie między serją dobrotowsko-słobódzką a łupkami menilitowemi pojawia się formacja solna wieku oligoceńskiego. Ma ona tworzyć jądro siodła Medwedzicy i została nawiercona w poszukiwaniu za naftą w Luczy. Punktem wyjścia jest dla Bruderera właściwie okolica Tekuczy, która mi osobiście jest znana. Wątpię bardzo, czy łupki menilitowe tej okolicy można będzie poczytać za co innego, niż pokrywę, należącą do systemu wyższych nasunięć bitkowskich, snujących się w szczątkach wedle mapy Świderskiego u północnego brzegu masy skolskiej, zaś formację solną za co innego niż za helwet, ukazującą się w oknie, jak to interpretuje Świderski.

Myślę jednakże, że z faktami, zebranymi powyżej przez Bruderera, jak marnienie zlepieńców, zachowanych w synklinach między antyklinami pokuckimi aż do łęku między siodłami Karmatury i Brusnego włącznie, jak też z faktem wkładek zlepieńcowych i ich zanikania ku południowi w kopalni bitkowskiej trzeba się poważnie liczyć.

¹²⁶ Sprawozdanie P. I. G. 1926.

Z drugiej strony fakt zachowania się samodzielnego zlepieńców slobódzkich wraz z ich pokrywą, jako odrębnej jednostki tektonicznej o własnym stylu został przez Świderskiego tak silnie i szczegółowo ugruntowany, że nie może on ulegać najmniejszej wątpliwości.

Taki istnieje, przynajmniej wedle mego zdania, stan faktyczny tej sprawy i na dobre w tym stanie, zatem jako kwestję na tym jedynym punkcie otwartą powinienem ją tu zostawić. Jednakże pewne analogie, brane z zachodniej części Karpat, jak też niektóre fakta z masy obserwacji, podanych przez Świderskiego, nęcą do snucia przypuszczeń.

Mówiłem już tu nieraz o tem, że płaszczowiny karpackie nie odkłuwają się od podłoża w stałych poziomach. Wszakże w zachodnich Karpatach śląskich odkłucie następuje na granicy między jurą a dolną kredą, we wschodniej części Karpat odkłuwają się kreda górna i to prawdopodobnie w różnych poziomach. Nadto są i pewne wypadki szczególne. W Węglówce leży płat bonarowiecki, kredowy, nasunięty nie na warsty krośnieńskie partji odwodowej Kąkolówka—Kopalina, lecz na eocen tejsze płaszczowiny. W swoim czasie wykazywałem, że faktu tego nie można objaśnić inaczej, niż przyjmując odkłucie się oligocenu od eocenu i kredy partji, na którą się nasuwa płaszczowina bonarowiecka. W ten sposób u czoła płaszczowiny chełmsko-czarnorzeckiej, której częścią jest płat bonarowiecki, istnieją dwie płaszczowiny. Jedna, kredowo-eoceńska, wiążąca się na północy z takimiż warstwami płaszczowiny Kąkolówka—Kopalina, będąca zatem jej częścią integralną, druga zaś oligoceńska, odkłuta od pierwszej i zesunięta na niej, jak sukno rozdarte i zesunięte, zmarszczone w fałdy na całej podszewce. Widzimy tu zatem dwie jednostki tektoniczne, należące do jednego i tego samego zespołu stratygraficznego i mające pełne prawo do uważania ich za płaszczowiny, łączące się znów w jeden kompleks tektoniczny na północy.

Jeszcze wybitniejszego przykładu dostarczył Tołwiński¹²⁷ w swem zdjęciu z okolic Liwoczy na północ od Jasła. Widzimy tu strukturę antyklinalną kredy płaszczowiny Brzanka—Liwocz, pokrytej od południa eocenem ciężkowickim i oligocenem złożonym, z łupków menilitowych i warstw krośnieńskich. Otóż owa pokrywa z piaskowcami ciężkowickimi w spągu i na smarze łupków eoceńskich, uzyskuje samodzielną płaszczowinową, odkłuwają się od leżącej w jej spągu kredy

¹²⁷ Prace geograficzne, Lwów 1921.

i nasuwa się aż na oligocen przedpola. Pazdro¹²⁸, który rozpoczął cykl swych badań tej połaci kraju, „leżącej odłogiem od dłuższego szeregu lat“, od kontroli części zdjęcia Tołwińskiego z roku 1920, podaje znakomite potwierdzenie tego faktu, nie ulegającego już teraz żadnej wątpliwości.

Płaszczowiny magórskie okolic Krynicy mają w swym spągu eocen, jako najstarsze piętro, gdy w grupie magórskiej z reguły bierze udział kreda w tworzeniu płaszczowin. Tu zatem, niedaleko od pasma pienińskiego tworzą się płaszczowiny w ten sposób, że kreda górna, która tu niewątpliwie istnieje, gdyż pojawia się zarówno na południu w paśmie pienińskim i na północy w okolicy Nowego Sącza, musi się pod spodem fałdować osobno i wedle swego stylu, gdy eocen odkłuwają się od kredy i tworzy na jej powierzchni samodzielne płaszczowiny, nie ujawniając w swych czołach, wybiegających na powierzchnię, w zupełności kredy.

Przykłady te wystarczą, by na nich można było oprzeć przypuszczenie, że w wypadku płaszczowiny słobódzkiej możemy mieć do czynienia z czemś analogicznym. Z licznych i skrupulatnych obserwacji Świderskiego podnoszę fakta takie, jak samodzielne zachowanie się pokrywy słobódzkiej w siodle Słobody Rungurskiej w potoku Czernienki, gdzie w śródfałdziu łożypki eoceńskie są bezpośrednio nasunięte na przewrócone skrzydło zlepieńców słobódzkich. W wysadzie Poharczyny notuje Świderski, że na łożypkach eoceńskich bezpośrednio leżą warstwy dobrotowskie przy zupełnem prawie zredukowaniu zlepieńców słobódzkich. W Luczy ropy solne leżą pod zlepieńcami bez pośrednictwa łupków menilitowych. Istnienie anormalnych tektonicznych kontaktów pomiędzy zlepieńcami i łupkami menilitowemi, występującemi w ich spągu, podaje Świderski jako regułę dla płaszczowiny słobódzkiej.

Stąd z wszelkiemi zastrzeżeniami i podkreślając prowizoryczność i zupełną bezpretensjonalność tej hipotezy wysuwam myśl, czy tą drogą nie dadzą się pogodzić owe sprzeczności, wynikające z zestawienia wyników fundamentalnej pracy Świderskiego i spostrzeżeń Bruderera. Dodam tylko, że nawiązanie tego rodzaju stawiania sprawy do stosunków po zachodniej stronie Prutu, a więc do stosunków w okolicy, będącej przedłużeniem zachodniem strefy płaszczowiny słobódzkiej ku północnemu zachodowi, dla zrozumienia budowy tych okolic jest raczej ułatwieniem niż utrudnieniem. Jak już zaznaczyłem w roku 1914,

¹²⁸ Kosmos 1926.

fałszywa antyklina Potoków koło Nadwórnej wychodzi ku wschodowi w powietrze, ku północnemu zachodowi zaś się zanurza. Ponieważ pod Dobrotowem siodło słobódzkie również w kierunku północno-zachodnim się zanurza, więc fałszywe siodło a raczej fałd leżący Potoków jest wyższą dygatacją płaszczowiny słobódzkiej. Fałd ten posiada normalne jądro ze zlepieńców słobódzkich z nieznaczną tylko wkładką łupków menilitowych, widocznych w Hwoździe, a warstwy dobrotowskie posiada on po obu stronach, a zatem i po stronie południowo-zachodniej, n. p. paręset metrów na SW od p. 522 Cipciury. Równocześnie ku północnemu zachodowi znikają jeszcze przed Starunią zlepieńce słobódzkie, by się już nie pojawić na bardzo długiej przestrzeni bo dopiero w okolicy Truskawca i Drohobycza, gdzie znów odgrywają ważniejszą rolę. Ponieważ fałdy płaszczowiny słobódzkiej w tym kierunku nie ustają, więc jest bardzo słuszny wniosek, że w kierunku północno-zachodnim strefa tektoniczna słobódzka trwa dalej, ale bez interkalacji w zespole startygraficznym zlepieńców słobódzkich. Znaczy to, że w kierunku północno-zachodnim nie przedłużał się wał prakarpacki w czasie tworzenia się zlepieńców słobódzkich, względnie warstw dobrotowskich i dopiero w okolicy Drohobycza i Truskawca istniał jego ekwiwalent.

Nadto zauważamy tu inne jeszcze zjawisko. Mianowicie podobnie, jak na północny zachód od doliny Luczy płaszczowina słobódzka odkłuwia się najwyraźniej na granicy między zlepieńcami słobódzkiemi a menilitami, porywając niejako u swego dna lokalnie górną część łupków menilitowych lub ich strzępy, zazębiające się z warstwami zlepieńca słobódzkiego, podobnie też dalej na NW, gdzie już zlepieńców słobódzkich niema, łupki menilitowe w tej strefie albo zupełnie nie są znane, lub też w szczątkach wyjątkowych, których przynależność nie jest zbyt pewna.

Widzimy zatem, że w kierunku północno-zachodnim następuje coraz wybitniejsze usamodzielnianie się płaszczowiny słobódzkiej z odkłuciem jej od starszego podłoża powyżej granicy górnej łupków menilitowych. Odwrotnie natomiast w kierunku przeciwnym. Tu jednolita od zachodu pokrywa płaszczowiny słobódzkiej rozrywa się palczasto w kierunku południowo-wschodnim, wkraczając w łęki pokuckie.

Paleogeograficznie zjawisko to da się łatwo wytłumaczyć w ten sposób, że łańcuchy prakarpackie, które dostarczały materiałów zlepieńca słobódzkiego, były ułożone w tym samym sensie, jak dzisiejsze łańcuchy pokuckie. Najwyższy z nich i najdalej ku SE sięgający leżał na północy, dwa do trzech zaś równoległe za nim ku południowi. Ku północnemu zachodowi zaś zbiegały się one w jeden łańcuch północny,

który zatem ku południowemu wschodowi anastomozował na 2—3 ramiona. Natomiast ku NW, w okolicy dzisiejszej Nadwórny rozwijało się prawdopodobnie lub tylko podnosiło w górę jeszcze jedno ramie południowe, które dostarczyło zlepieńców dzisiejszemu fałdowi Potoków a następnie nasunęło się jako dygitacja wyższa na zagłębiającą się ku NW dygitację niższą Słobody Rungurskiej. Dalej ku NW w okolicy, odpowiadającej dzisiejszej Bystrzycy Sołotwińskiej, te łańcuchy prakarpackie zanurzyły się pod powierzchnią morza.

Na terenie dzisiejszych łańcuchów pokuckich, oczywiście w ich pierwotnym, niewyruszonem położeniu, łańcuchy prakarpackie wykonywały ruchy w czasie osadzania się kredy górnej i późniejszego paleogenu zupełnie analogiczne i równoczesne z ruchami w innych częściach Karpat. Wynurzały się w szeregach równoległych wysp, dostarczając materiału zlepieńcom warstw inoceramowych i piaskowca jamneńskiego, następnie malały prawie do minimum w eocenie dolnym, poczem znów wznosiły się w eocenie średnim, dając początek piaskowców i zlepieńców wygodzko-pasieczniańskich. W eocenie górnym erozja słabnie a na całym obszarze Karpat ustala się faza coraz spokojniejsza, która osiąga swe maksimum podczas osadzania się łupków menilitowych. Nie da się może powiedzieć, czy w tych ostatnich czasach łańcuchy prakarpackie sterczały ponad powierzchnię wód, w których osadzały się łupki menilitowe, a tylko erozja była zredukowana do minimum, czy też były one zanurzone w zupełności. Wykazałoby to dokładniejsze studjum zlepieńców słobódzkich, o ileby się w nich znalazły poważniejsze odłamy mas skalnych karpackich aż do menilitów włącznie. Występowanie to nie jest jednak nigdzie dość wyraźnie podkreślane. Raczej mówi się tu wyłącznie o starych, zielonych łupkach krystalicznych, podobnie jak w kredzie i eocenie, i o dolomitach, prawdopodobnie permsko-trjasowych, nadto o wapieniach górno-jurajskich. Dziś zatem wypada przyjmując, że i w oligocenie przedślóbódzkim łańcuchy te sterczały, tylko erozja była minimalna.

W okresie pomenilitowym następuje tu jednak ponowne obudzenie się ruchów tak, że znów mamy — i tym razem bardzo potężne — osady, pochodzące ze skruszenia łańcuchów prakarpackich. Powtarza się to rytmicznie podczas osadzania się warstw dobrotowskich, gdy pod koniec tego okresu znów następuje tu uspokojenie, ciągnące się prawdopodobnie przez dolną część miocenu (czerwone łupki). Ruchy ożywiają się w miocenie średnim (formacja solonośna), przygotowując już mający nastąpić paroksyzm głównego zdarzenia tektonicznego tych okolic w związku z resztą Karpat.

Wtedy następuje fałdowanie, ale z dokładnem uwzględnieniem zróżnicowania z jednej strony petrograficznego, z drugiej zaś podłoża prakarpackiego, które zresztą przedysponowało, jak widzieliśmy, stosunki petrograficzne. Tu zwracam uwagę na jeden moment, którego dotąd nie uwydatniałem. Z poprzednich wywodów wynika, że może z wyjątkiem łupków menilitowych, co jednak jest prawdopodobne, ale pewniej już z wyjątkiem warstw krośnieńsko-dobrotowskich, nie mieliśmy ani w tej części Karpat, ani też w innych analogicznych odcinkach, a przedewszystkiem w części zachodniej grupy średniej na zachód od Sanoka jednolitego i nieprzerwanego w sensie poprzecznym płaszcza osadów fliszowych, lecz przeciwnie, istniała tu w miejscach obniżonych, najprawdopodobniej synklinalnych Prakarpat pełnia osadów od kredy aż do dolnej części oligocenu, lecz te pasy synklinalne były oddzielone pasami lądowemi bez osadów morskich.

Gdybyśmy chcieli przyjąć, że przeciwnie, od kredy poczynając, cały obszar otrzymał jednolitą pokrywę osadów, niepoprzerywaną lukami lądowemi, to musimy zapomnieć o smugach materiałów diastroficznych, powtarzających się w szerszych granicach uparcie w tych samych miejscach przez szereg po sobie następujących epok geologicznych. Smugi te istnieją nie tylko w miejscach, gdzie strefa fliszowa zbliża się do dziś jeszcze sterczących resztek łańcuchów prakarpackich, ale także we wnętrzu, zaś ich powstanie wymaga jako *conditio sine qua non* — istnienia tyle razy lądu, ile razy one w zespołach stratygraficznych dają się stwierdzić. A ponieważ od kredy do oligocenu są one stale zastąpione, oczywiście z rozmaitem nasileniem, więc też i lądy te stale musiały istnieć. Jeżeli zaś lądy istniały stale, to musiały one również oddzielać miejsca sedymentacji stref fliszowych.

W ten też sposób były w północnej części dzisiejszych Karpat pokuckich pasma zlepieńców słobódzkich, ukazujące się w dzisiejszych łąkach między fałdami pokuckiem, od siebie pooddzielane, łączyły się zaś w jednolitą pokrywę ku północnemu zachodowi tam, gdzie zanurzały się pasma prakarpackie a osady jednej synkliny miały możność zlewania się z osadami drugiej.

W ten sposób w części północno-zachodniej od dzisiejszych łańcuchów pokuckich powstała jednolita pokrywa zlepieńców słobódzkich, która ku SE rozbijała się na trzy języki — zdaje się w tym kierunku zwolna marniejąca.

W czasie górotwórczego paroksyzmu pohelweckiego, jak już wyżej zaznaczyłem, następuje sfałdowanie, jednakże z uwzględnieniem różnic zespołowych w petrografii: Oczywiście tkwiące w głębi fałdy prakarpackie dofałdowują się wedle swego pierwotnego planu założonego — rzecz jasna — już co najmniej w hercynikum. Natomiast osady fliszowe, posiadające swoje predyspozycje petrograficzne, a co za tem idzie, swoistą odporność na tangencjalne ruchy, przybierają swój plan samodzielny. Oczywiście, że plan ten jest reminiscencją starych założeń prakarpackich. Bo nie zapominamy, że wedle tych założeń formowała się paleogeografia pasów lądowych i stref osadowych, a także i petrograficzny skład owych stref, który znów jest podstawą odporności stref sedymentacyjnych na nacisk górotwórczy.

Przedewszystkiem widzimy tedy, że najpierw następuje usamodzielnienie się tektoniczne pokrywy fliszowej od fałdującego się wedle swych starych założeń podłoża prakarpackiego. Usamodzielnienie to objawia się przedewszystkiem w falcie odkłucia. Zastanowimy się później nad ewentualnościami możliwymi w stosunku do podłoża: czy podłoże wyprzedza pokrywę fliszową czy też odwrotnie. Na razie wystarcza nam fakt odkłucia fliszu i jego ruchów do pewnego stopnia samodzielnych.

Ale zróżnicowanie to odnosi się nie tylko do stosunku fliszu do podłoża prakarpackiego, ale i do stosunków w obrębie samej pokrywy fliszowej, która nie jest homogeniczną, lecz rozpada się na zespoły podrzędne, które w stosunku do siebie przy warunkach temu sprzyjających mogą się zachować znów do pewnego stopnia samodzielnie względem siebie. Przykłady takiego zachowania z rozmaitych części Karpat podawałem powyżej.

W ten właśnie sposób jestem skłonny wyjaśniać zjawisko płaszczowiny słobódzkiej. Jednostką przemożną w tej części Karpat, dyktującą niejako sposób zachowania innym mniejszym, podrzędnym, jest — jak wykazuje mapa — płaszczowina skolska. Jej ogromna masa bardzo szeroka, nawet w formach dziś na powierzchni widzialnych, i rozciągająca się na znacznej długości jest pierwotnie formą sedymentacyjnie synklinalną. To znaczy, że osadzała się ona w ogromnej synklinie, wypierającej od południa do antyklin prakarpackich brzeżnych. Jej największa szerokość przypadała akuratnie w miejscu, gdzie łańcuchy prakarpackie macierzyste dla fliszu pokuckiego zapadały w głąb ku północnemu zachodowi, jak to podnosiłem wyżej. Nic więc dziwnego, że przy naporze górotwórczym, idącym od południowego zachodu, wyparta naprzód ze swego miejsca, rozpoczęła ze swej strony wypierać osady na swem przedpolu. I tu zetknęła się z masą bardzo w sobie

niejednorodną, należącą do dwóch omawianych wyżej cykli sedymentacyjnych, kredowo-oligocenińskiego i oligoceniško-miocenińskiego. Spowodowała ona wśród tej różnorodnej masy zróżnicowanie tektoniczne, które objawiło się tak, iż grupa dolna osadów, kredowo-menilitowa rozpoczęła się fałdować wedle odmiennej modły niż wyższa, oligoceniško-miocenińska. Nastąpiło odklucie tej ostatniej od pierwszej. To odklucie miało największe szanse tam, gdzie pokrywa była cała, niezróżnicowana na części składowe, a zatem bezpośrednio tam, gdzie ku północnemu zachodowi zapadały się w głąb łańcuchy prapokuckie, czyli na NW od doliny dzisiejszej Luczy. Można tu uczynić porównanie z dłonią i palcami. Na północnym-zachodzie była jednolita masa podobna do dłoni, która w kierunku SE wysyłała palce w synkliny między łańcuchami prapokuckimi. Dłoń posunęła się pod naciskiem płaszczowiny skolskiej en bloc ku NE, gdy palce uwięzione wśród łańcuchów pokuckich, mogły zaledwie tylko częściowo dać wyraz owej samodzielności, podyktowanej przez swój skład petrograficzny.

W ten sposób „jądro“ fałdu Słobody Rungurskiej, złożone z cyklu kredowo-oligocenińskiego należy do płaszczowiny pokuckiej, gdy pokrywa jego słobódzko-dobrotowsko-miocenińska tworzy tu samodzielną płaszczowinę słobódzką. Dostaliśmy zatem obraz identyczny np. z Liwocza z wymienionych przykładów. I tam również jądro kredowe, należące do płaszczowiny Brzanka—Liwocz, fałduje się samodzielnie, gdy jego ongiś integralna pokrywa ciężkowicko-oligocenińska tworzy samodzielną płaszczowinę, zluźnioną i wędrującą pod naporem dalej na przedpole niż kreda.

H. de Cizancourt¹²⁹ wykazuje, że płaszczowina słobódzka posiada ku północy jeszcze jeden element składowy w ten sposób, iż w przekroju Prutu siodło, względnie łuska Słobody Rungurskiej sięga aż po Łanczyn, na N zaś od niej istnieje jeszcze łuska Petranki, sięgająca aż poza Peczeniżyn. Ku zachodowi zaś między Nadworną a Bolechowem przed „nasunięciem brzeźnem“ na południe od łusek Petranki i Słobody Rungurskiej—Nadworny rozwija się nowy element płaszczowiny słobódzkiej — łuska Strutyna, w obrębie której leżą miejscowości Starunia, Sołotwina, Roźniatów, Dolina i Bolechów. Te człony płaszczowiny słobódzkiej, jak wykazuje de Cizancourt, różnią się między sobą dość nieznacznie odchyleniami facjalnymi w obrębie czerwonych łupków a znamienne dla wszystkich razem jest niezależność tektoniczna serji: warstwy dobrotowskie — łupki czerwone — formacja

¹²⁹ Biuletyn Stacji Geol. Borysław 12 (1925).

solonośna, tworząca płaszczowinę, od serji starszego cyklu. Między Grabowcem na północ od Nadwórny a Baliczami na NE od Bolechowa rozciąga się wedle de Cizancourta na północ od strefy, zajętej przez płaszczowinę słobódzką, zapadnięta i pofałdowana strefa autochtonu, do której od północy przypiera już strefa płasko leżącego tortonu.

W okolicy Truskawca i Drohobycza wymienia de Cizancourt¹⁸⁰ w tej strefie przedkarpackiej tylko fałdy truskawieckie, nasuwające się na autochton i będące prawdopodobnie przedłużeniem strefy słobódzkiej ku zachodowi.

Do miejsca rozprzestrzenienia się płaszczowiny słobódzkiej przypiera od południowego zachodu szereg struktur fałdowych, z których jedne ujawniają się na powierzchni, nie różniąc się niczem od innych fałdów brzegu karpackiego, inne natomiast, jak np. znany fałd wgłębny borysławski roponośny lub takież bitkowski są ukryte głęboko i są znane tylko dzięki wierceniom za ropą. Jaki jest ich stosunek do płaszczowiny słobódzkiej, i jaki jest ich wzajemny stosunek między sobą?

Na to pytanie literatura daje dość liczne i dość rozmaite odpowiedzi, jednakże, do ostatecznego zadowalniającego wyjaśnienia tych kwestyj zapewne wiele jeszcze czasu upłynie. Dzięki pracy Świderskiego¹⁸¹ w związku z przytoczonymi wywodami de Cizancourta, możemy z dość znacznym prawdopodobieństwem utrzymywać, że na odcinku między wschodnią naszą granicą a Bolechowem istniejąca płaszczowina słobódzka jest jednostką wyższą, niż płaszczowina pokucka. Ale już wgłębny element bitkowski jest jednostką bardziej w głąb Karpat wsuniętą niż najbardziej na północ wysunięte siodła płaszczowiny pokuckiej. Nieznaczna wkładka zlepieńców słobódzkich, znikająca ku południowi zupełnie, kazałaby paralelizować bitkowskie fałdy wgłębne, zaledwie z południowymi antyklinami płaszczowiny pokuckiej. Zatem fałdy wgłębne bitkowskie, ponieważ są nasunięte ku NE jako wewnętrzniejsze, muszą leżeć nad płaszczowiną pokucką, podobnie jak wgłębny fałd borysławski wedle ostatnich przekrojów de Cizancourta¹⁸² zdaje się leżeć na strefie truskawieckiej, będącej prawdopodobnie przedłużeniem strefy słobódzkiej.

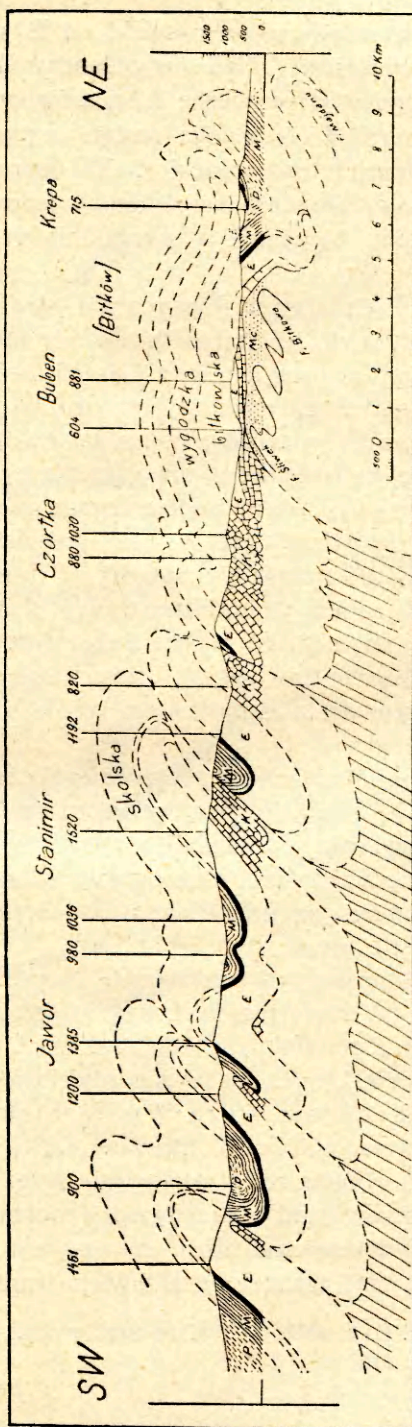
Nie mamy natomiast powodu realnego do przypuszczeń, jakoby fałd borysławski był w stosunku do nasuwającej się od południa płaszczowiny mrażnickiej, czy jak ją nazywa Tołwiński, skiby orowskiej, czemś innym, niż są fałdy pokuckie względem płaszczowiny skolskiej.

¹⁸⁰ Kosmos 1926. — ¹⁸¹ Biuletyn Stacji Geol. Bor. 7 i Bulletin Ac. Sc. Cracov. 1925. — ¹⁸² Zob. 130.

Pozatem nie mam zamiaru wyliczać wydzielone jednostki grupy średniej, gdyż w tym względzie wyreczy mnie mapa. Wydzielenia obejmują dotąd tylko skłębienia czołowe tej jednostki, gdzie wychodzą na powierzchnię kredowe podstawy skib. Natomiast łańcuchy głębsze depresji odwodowej, na południowy zachód od ciżby fałdów czołowych utworzone z paleogenu, gdzie kreda już się nie pojawia, są pod względem tektonicznym bardzo mało znane. Dlatego ilustruję tylko przekrojem ryc. 3, stosunki brzegu karpackiego okolic Bitkowa wedle prac Bujalskiego.

Jeżeli na mapie przypatrujemy się brzegowi zewnętrznemu grupy średniej między Rzeszowem a wschodnią granicą kraju, widzimy nie tylko, że istnieje tu skupienie wystąpień kredy, tłómaczące się wychodzeniem na powierzchnię podstaw poszczególnych fałdów, ale ponadto, że fałdy te są między doliną Strwiąża a Rzeszowem najsilniej ściśnięte i ponasuwane na siebie tak, iż w licznych wypadkach łęki pomiędzy nimi są zupełnie wytarte albo co najmniej silnie zredukowane. Natomiast odtąd ku wschodowi pęk tych partyj czołowych coraz bardziej się rozszerza, fałdy, względnie łuski się rozchodzą. Świadczy to o tem, iż w części zachodniej zmarszczenie było znacznie, około 3-krotnie intensywniejsze niż w części wschodniej, gdzie na ogół coraz bardziej słabnie. Widzieliśmy, że drobna w porównaniu z resztą łańcucha struktura fałdów pokuckich jest uwarunkowana nie oporem spiętrzającym, lecz warunkami paleogeograficznymi łańcuchów prapokuckich.

Już w roku 1914 zauważyłem, że między Bystrzycą Nadworniańską a Kosmaczem na wschodzie istnieje ogromna depresja, w którą się wciska płaszczowina skolska grupy średniej i w której się następnie dzięki obniżeniu zachowuje przed wpływami erozji. Otóż ta duża depresja wypada na przedłużenie linii Teisseyre'a Kowalówka—Smykowiec, która wszakże nie jest synkliną. Zbliżające się ku Karpatom paleozoikum podolskie nie powoduje żadnej wybitniejszej dewiacji kierunków fałdów, którąby bez naciągania można było od tego zbliżania uzależnić. Wszakże dziś rozporządzamy na tym odcinku nowymi zdjęciami, których wyniki zasadnicze już większym zmianom ulec nie mogą. Jak daleki jestem od tego, by wpływ Podola w tym wypadku nie doceniać, tak z drugiej strony podniesione wyżej momenta, jak brak zagęszczenia widocznego u skib w miarę ich zbliżania się do „Horstu“, a następnie brak wybitnej dewiacji kierunków fałdów nakazuje ostrożność, by nie popaść w drugą skrajność i tego wpływu nie przeceniać. Dlatego podnoszę z naciskiem, że pierwszym widocznym objawem, który można powiązać z faktem zbliżania się tej części Karpat do anty-



Ryc. 3. K: kreda (Crétacé), E: eocen (Eocène), M: niższa część oligocenu (Oligocène inf.), P: wyższa część oligocenu, warstwy krośnieńskie (polaniczne i dobrotowskie) (Oligoc. supér., couches de Polanica et de Dobrotów), Mc: Miocen solonośny (Miocène salif.).

kliny podolskiej jest pojawianie się na wschód od Bystrzycy Sołotwińskiej wypiętrzeń prapokuckich. Odtąd ku północnemu zachodowi zaznacza się zaledwie fragmenty nieznaczone łańcuchów brzeźnych prakarpackich a dopiero na zachód od Sanoka nastąpi znów silne wynurzenie łańcuchów wewnętrznych prakarpackich. Ta depresja prakarpacka da się chyba odnieść do synkliny wołyńskiej z jednej strony, a depresji panońskiej między zachodnią a wschodnią grupą krystaliczną z drugiej.

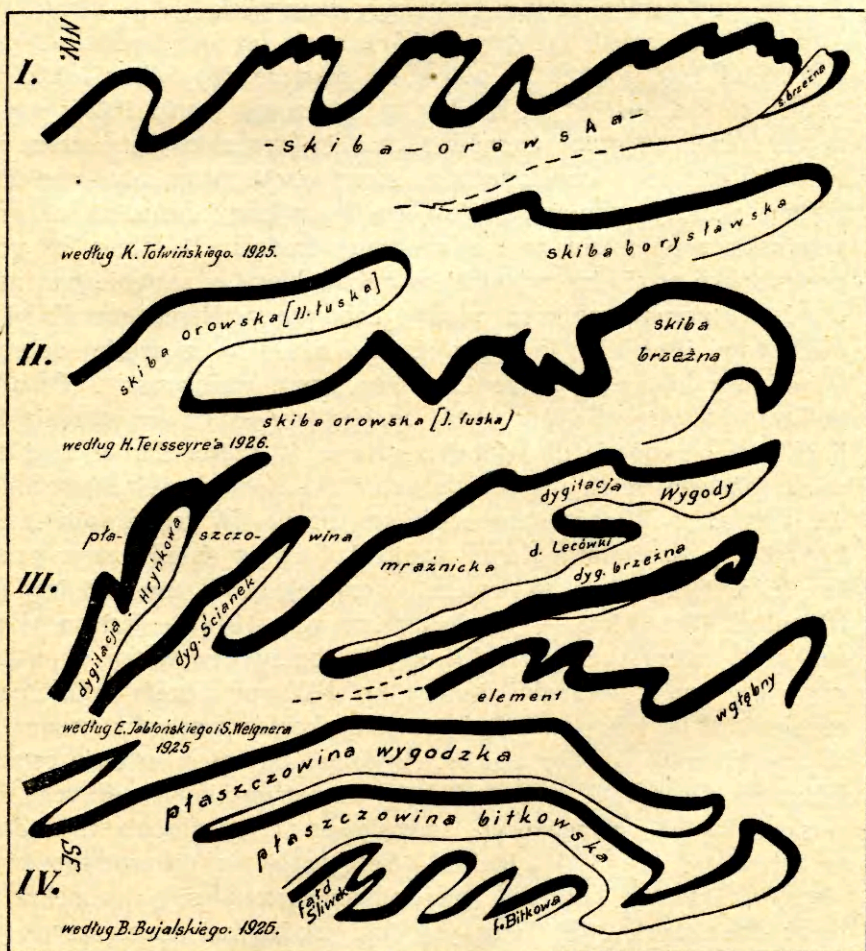
Pokrywa fliszowa notuje w swej petrografii skutki owych wynurzeń łańcuchów prapokuckich, lecz tektonika pohelwecka je raczej maskuje niż uwydatnia, jak zaznaczyłem wyżej. Jeżeli weźmiemy kierunek fałdu bitkowskiego wgłębnego, wynurzającego się w okolicy Rypnego z jednej strony, a kierunek łańcuchów pokuckich z drugiej strony, to można zauważyć, że miejsce pod płaszczowiną skolską tej okolicy, gdzieby się te dwa kierunki zbiegały, byłoby wgięte łagodnym łukiem ku wnętrzu Karpat. Można by się domyślać, że ten łuk jest dostosowaniem się tych głębokich łańcuchów do antykliny podolskiej. Trzeba przyznać jednakże, że ta dewiacja, dająca na stukilometrowej długości łuk o wysokości 10 km, daje miarę wpływu prawie znikomego.

W ryc. 4. daję schematyczne rysunki stosunków budowy brzegu karpackiego między Bitkowem a Borysławiem wedle badaczy, pracujących na tym odcinku.

Do grupy średniej należy wedle poprzedniego zestawienia, następująca ku południowi płaszczowina czarnohorska Świderskiego i następna ku południowi płaszczowina Pietrosu, wydzielona przeze mnie w r. 1914. Tu docieram do problemu bardzo ważnego dla wschodniej części Karpat, któremu już jednak z powodu braku miejsca, bardzo mało mogę poświęcić uwagi.

Chodzi o „trzon krystaliczny“ wschodnich Karpat. Wedle swego położenia, na południu od strefy fliszowej, był on przez wszystkich badaczy paralelizowany z „trzonami“ zachodnich Karpat a w najlepszym wypadku ze strefą pienińską. Opracowany zdjęciowo głównie przez dwóch naszych rodaków Zapałowicza¹³³ i Herbicha¹³⁴, uznany za płaszczowinę przez Limanowskiego, nazwany następnie przez Uhliga¹³⁵ płaszczowiną bukowińską, został ostatecznie przez tegoż ostatniego sparalelizowany z płaszczowinami wierchowemi (hochtatrisch) Tatr. Jednakże określając strefy tektoniczne fliszu, zauważyłem, że taką paralelizacją popełniano stale błąd zasadniczy, albowiem warunki tektoniczne,

¹³³ Jahrbuch d. Geol. R.-A. 1886. — ¹³⁴ Das Szeklerland. Budapest 1878. — ¹³⁵ Sitzber. Ak. Wiss. Wien 1907.



Ryc. 4. I. Borysław-Schodnica. II. wzdłuż Sukieli (le long de la riv. Sukiel).
III. Między Świcą a Łomnicą (Entre les riv. Świca et Łomnica). IV. Bitków.

wśród których „trzon“ marmaroski występuje, wcale do takich wniosków nie uprawniają. Za taką tezę przemawia tego rodzaju ujmowanie faktów, iż trzon marmaroski czyli raczej płaszczowina bukowińska leży na południe od strefy fliszowej, a przynajmniej od znacznej jej części, podobnie jak trzony tatrzańskie grupy. I jeżeli tylko ten wzgląd weźmiemy pod uwagę, to teza ma pozory słuszności.

Jeżeli już jednak zapytamy, które strefy tektoniczne fliszu leżą na północ od Tatr, a które na północ od płaszczowiny bukowińskiej, teza od razu zachwieje. Już bowiem z załączonej mapki Polski wynika, że na północ od grupy trzonów zachodnio-karpackich leży strefa podhalańsko-pienińska, otwierająca się swym wschodnim zakończeniem do kotliny słowacko-panońskiej. Jest ona ku północy nasunięta na grupę magórską płaszczowin, ta zaś na grupę średnią. Podobnie jak grupa podhalańsko-pienińska uchodziła w swoim biegu w zagłębieniu panońskie, czyni to i grupa magórska między Laborczą a Hernadem. Dalej ku wschodowi istnieje tylko grupa średnia i w jej właśnie obrębie, jako integralna część jej zespołu, leży „trzon marmaroski“. Opolski wykazał, jak wspominałem wyżej, że bieg kredowego wypiętrzenia okolic Cisnej, stosuje się do ogólnej reguły w tej części Karpat, iż mianowicie łańcuchy ścieśnione na zachodzie, ku południowemu wschodowi się rozchodzą. Widać to na załączonej mapie. W ten sposób „trzon“ krystaliczny wschodnich Karpat wchodzi swym biegiem w grupę średnią. Ujawni się to jeszcze jaskrawiej, jeżeli uwzględnimy jego tektonikę. Mianowicie — jak wykazałem w r. 1914 — jest on w stosunku do północnych stref fliszowych zbudowany w ten sposób, że gdy jego koniec zachodni, tonący ku NW pod fliszem, wykazuje co najwyżej słabe tylko nasunięcie na flisz, koniec wschodni posunął się w tym kierunku bardzo daleko. Wykonał on zatem w fazie ostatniej fałdowań karpackich ruch taki, jak zewnętrzny koniec sprzuchy koła w stosunku do wewnętrznego, przysiosowego, przy obrocie koła. Został on zatem swą częścią wschodnią odchylony od pierwotnego swego kierunku, zatem w położeniu pierwotnym dostrajał się najzupełniej do biegu dzisiejszych stref fliszowych, tak, jak to dziś jeszcze czyni jego brzeg południowy.

Pozatem po jego stronie południowej pojawiają się warstwy krośnieńskie, identyczne z takimiż grupy średniej, które obserwowałem w dolinie Izy. Eocen wapienno-nummulitowy, znany z południowych zboczy, istniał także niewątpliwie przynajmniej w części grupy średniej, jak o tem świadczy wspomniany przezemnie wyżej blok wapienia nummulitowego z okolic Wańkowej.

Bardzo ważnego poparcia tezy o przynależności „trzonu“ marmaroskiego do grupy średniej dostarcza jej skład petrograficzny, jakkolwiek wiadomości nasze pod tym względem są skąpe. Posewitz¹⁸⁶ podaje w roku 1894 stąd istnienie dwóch grup skał krystalicznych. Dolną, o wyższym stopniu metamorfizmu, budującą np. grupę Pop Iwan, zbudowaną z drobnoziarnistego gnejsu, obfitującego w bioryt, który wskutek częstego występowania ziarn ortoklazu przybiera charakter gnejsu oczkowego, tak rozpowszechnionego w zachodniej części grupy średniej, i górną o niższym stopniu metamorfizmu, zbudowaną z łupków mikowych z łupkami chlorytowemi, wapiennymi i fyllitami.

Prof. Kreutz wykazuje niżej, że szary gnejs marmaroski jest bardzo kwaśnym i alkalicznym i że w Tatrach gnejsów takich nie znajdujemy.

Przytoczone argumenty wystarczają, mojem zdaniem, w zupełności, by stwierdzić, iż „trzon marmaroski“ należy tektonicznie do grupy średniej. Nie jest on niczem innym, niż fałdem prakarpackim grupy średniej, który odmiennie od innych takich stwierdzanych deduktywnie na podstawie rozpatrywania stosunków paleogeograficznych, wynurzył się z pod fliszu na powierzchnię. Zachowuje się on pozatem analogicznie do łańcuchów prapokuckich, zapada podobnie jak one ku północnemu zachodowi i wynurzał się ponad powierzchnię morza przez długie okresy cyklu kredowo-oligocenińskiego, zaczynając od okolicy dzisiejszego Sanoka, skąd ku zachodowi rozpadał się na szereg ramion, które uwarunkowały dzisiejszą tektonikę tej okolicy omówioną wyżej.

Jako przykład budowy łańcuchów grupy średniej przytaczam diagram okolic Węglówki koło Krosna (ryc. 5 na str. 97). Budowę tych okolic opisałem w r. 1921, poruszyłem ogólnikowo przy omawianiu brzegu karpackiego, zaś główne strefy tektoniczne są widoczne na załączonej mapie.

W południowej części diagramu widać siodło krośnieńsko-potockie, wspomniane kilkakrotnie, na którego części wschodniej można obserwować zanikanie ku E średniooceńskich piaskowców ciężkowickich; część środkową zajmuje synklina, w której środku leży Korczyzna, zaś część północna jest zajęta przez wypiętrzenie płaszczowinowe chełmsko-czarnorzeckie z nasunięciem kredy na eocen a bez oligocenu, o czym wspominałem wyżej. Pod eocenem leży tu kreda z roponośną antykliną Węglówki. Na samej północy widać płat bonarowiecki, należący do nasunięcia chełmsko-czarnorzeckiego.

Grupa m a g ó r s k a zajmuje w punktach zasadniczych względem

¹⁸⁶ Erläuterungen z. geol. Spezialkarte v. Ungarn.

poprzedniej średniej tosamo stanowisko, co średnia względem wschodniej, brzeżnej. Taksamo jest nasunięta na średnią, jak ta ostatnia na brzeżną, taksamo jest w stosunku do średniej położona ku zachodowi w ten sposób, że jej wschodnia część nasuwa się na grupę poprzednią, zaś zachodnia na przedmurze w okolicy na zachód od Val. Meziříči bez widocznego pośrednictwa grupy bezpośrednio niższej. Widzimy tu zatem tensam jednolity plan dla całości Karpat fliszowych en gros i en détail, co nas utwierdza w przekonaniu, że ten plan, jakkolwiek w wielu szczegółach wymaga znacznych uzupełnień a prawdopodobnie i sprostowań, jako bardzo konsekwentny jest też i słuszny.

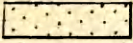
W znajomości tektoniki tego obszaru istnieją tu może największe z całych Karpat luki. Cały obszar między Sączem a zachodnią granicą Państwa wymaga opracowania. Mam pewne dane, że na tym obszarze obok wydzielanego dotąd oligocenu da się również wydzielić eocen a nawet i kreda, co stwierdziłem wbrew dotychczasowym poglądom np. w okolicy Mszany Dolnej.

Znacznie lepiej jest poznany odcinek wschodni, położony na E od Sącza. Tu między Grybowem a Duklą jest cały szereg potężnych skib z całą serją od kredy do oligocenu, nasuniętych na siebie dachówkowato z południowego zachodu ku północnemu wschodowi. Między niemi dadzą się wyróżnić trzy grupy, oznaczone na szkicach tektonicznych 6-7-8 liczbami 2 a, 2 b i 2 c. Ta ostatnia grupa sięgała daleko dalej na północ, została jednak zniszczona przez erozję. Szczątki jej odkrył niedawno Tołwiński (płaszczowina jasielska) na północ od Jasła, sięgają one jednak daleko dalej na północ w postaci porozrywanych płatów eocenu i oligocenu, leżących na warstwach krośnieńskich, ostatnie na północ od Brzostka, w odległości przeszło 20 km od zwartego brzegu nasuniętej skiby. Ku zachodowi od Gorlic północny brzeg tej grupy biegnie przez Grybów, Rajbrot na S od Bochni, następnie przez Tymbark, Myślenice, na S od Lanckorony, na południe od Żywca, na S od Jabłonkowa na Śląsku, a następnie koło Val. Meziříči na Morawie dochodzi do kontaktu tej jednostki z przedmurzem.

W ten sposób jednostka ta odpowiadałaby odcinkowi Uhliga „beskidische Decke“ aż po rzekę Laborzec na wschodzie, jednakże bez obszaru kredy śląskiej, który, jak nadmieniałem poprzednio, należy organicznie do grupy średniej. Główna jednak różnica między moim poglądem a poglądem Uhliga dotyczy rozprzestrzenienia się tej grupy tektonicznej ku wschodowi. Podczas gdy Uhlig prowadzi ją nieprzerwanym ciągiem od polskich Karpat zachodnich aż na Bukowinę i dalej, wedle mych dociekań, grupa ta nie przekracza na wschód doliny La-

KROSNO WĘGLÓWKA

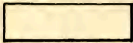
1:75000.

par
J. Nowak

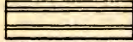
Couches de Krosno



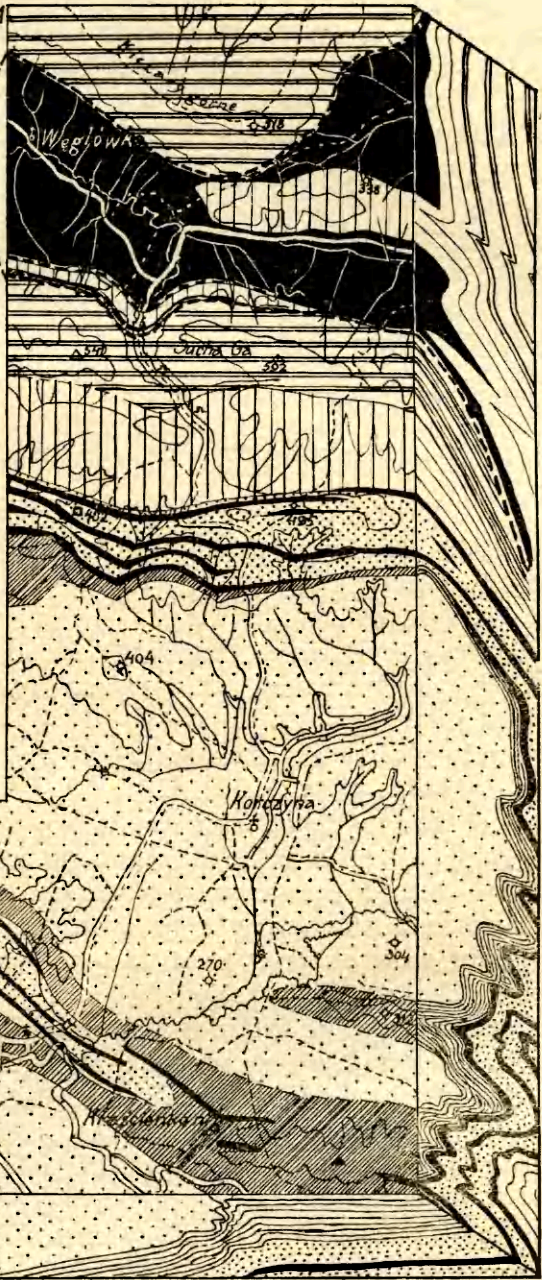
Schistes menilitiques

Couches verts
à hiéroglyph.

Grès de Cieżkowice

Schistes rouges
et vertsCouches de Czarnorzeki
probabl Paléocène

Crétacé

Oligocène
Éocène

Ryc. 5.

borcy, zaś dalej ku wschodowi mamy bezpośrednie przedłużenie naszej grupy średniej, względnie jej części składowych. Pogląd ten wypowiedziany przezemnie już dawniej, znalazł świeżo potwierdzenie ze strony kolegów czeskich (Kettner — Hynie — Kodym 1925¹⁸⁷), którzy stwierdzili, iż w okolicy Medzilaborca biegi jednostek tektonicznych, należących już, jak sądzę, do grupy średniej, skierowują się NNW—SSE. Łańcuchy te w tej okolicy nigdzie nie zostały ku wschodowi przekroczone przez naszą grupę magórską. Występowanie tu łupków menilitowych, przechodzenie piaskowców „magórskich“ w krośnieńskie warstwy, świadczy również, że rozwój petrograficzny tego zespołu różni się od zespołu magórskiego sensu stricto ograniczonego do Karpat zachodnich.

D) Prakarpaty i związek z Karpatami.

1. Skały krystaliczne*.

Wśród skał krystalicznych Polski południowej możemy wyróżnić następujące cztery grupy:

- 1) skały „przedmurza“ Karpat,
- 2) skały krystaliczne „Prakarpaty“, dziś na powierzchni niewidocznych, które dały materiał do wytworzenia osadowych utworów karpackich,
- 3) skały karpackich trzonów krystalicznych,
- 4) północne głazy narzutowe.

W notatce niniejszej, zwracamy uwagę na trzy pierwsze kategorie skał, a w szczególności idzie nam o stosunek skał prakarpackich do skał krystalicznych przedmurza i gór trzonowych; ograniczamy się przytem do charakterystyki najogólniejszej tych utworów, pozostawiając sobie na później podanie danych szczegółowych, oraz uwzględnienie dotychczasowej literatury. Zestawienie niżej podane jest z natury rzeczy bardzo niezupełne i dorywcze, zrobione na życzenie prof. J. Nowaka, dla ułatwienia dyskusji w przedmiocie tu poruszonym.

Przedstawiamy najpierw stan naszych wiadomości o krystalinikum przedmurza karpackiego, zwłaszcza jego części najbardziej do Karpat zbliżonych. Następuje wyliczenie punktów z fliszu karpackiego, z których autor artykułu posiada materiał „egzotyczny“, z krótką jego charakterystyką petrograficzną, przyczem cały szereg skał i miejscowości został

¹⁸⁷ l. c.

* Rozdział ten pochodzi z pod pióra prof. Stefana Kreutza.

pominięty jako jeszcze dostatecznie nie opracowanych. Literatura została uwzględniona dorywczo, gdyż tylko przez autopsję można tu sobie należyty wytworzyć obraz. Po krótkich uwagach o krystalicznych skałach gór trzonowych wypowiadamy szereg nasuwających się nam z rozważanego materiału wniosków.

I. Przedmurze Karpat.

1) O charakterze krystalinikum przedmurza naszych Karpat można wnioskować tylko pośrednio na podstawie badania głązów egzotycznych, skał oraz minerałów, z których składają się arkozy, piaskowce i inne utwory osadowe.

Arkozy krakowskie składają się przeważnie ze skaleni alkalicznych i kwarcu (Z. Rutowski). Skały pierwotne, które im dały początek, musiały zatem zawierać przedewszystkiem skalenie alkaliczne.

Wśród egzotycznych otoczków krystalicznych, znalezionych w węglu kamiennym koło Grodzca, badanych mikroskopowo przez K. Maślankiewicza (opis w pracy W. Żelechowskiego¹⁸⁸) znajdują się ze skał krystalicznych głębinowych granity ortoklazowe, oraz biały granit. Granity zdają się być dla otoczków, znajdujących w węglu Zagłębia Śląsko-Polskiego bardzo charakterystyczne i zostały opisane przez F. Römera w dużych bryłach z obszaru katowickiego, D. Stura z obszaru Dąbrowy, Ch. E. Weissa z obszaru rybnickiego, bytomskiego i czernickiego, wreszcie przez Güricha z obszaru bytomskiego (przyczone według Żelechowskiego).

Niezwykle sumienne badania triasowych piaskowców starachowickich i piaskowca szydłowieckiego, wykonane przez Wł. Pawlicę¹³⁹, wykazały, że skałami pierwotnymi były tu „granitowo-syjenitowe skały alkaliczne, intruzyjne pnie granitowo-norytowe, tudzież powłoki gnejsów i łupków krystalicznych“.

Wymieniony autor przypuszcza, że terenem, który dostarczył tego materiału, „mogła być tylko płyta wołyńsko-ukraińska, albo tarcza skandynawska, zawierająca w swym składzie zarówno skały granitowo-alkaliczne, jak intruzyjne pnie gabrowo-norytowe, tudzież powłoki gnejsów i łupków krystalicznych. Piaskowiec tumliński pochodzi, według Wł. Pawlicy, z terenów krystalicznych, które obok skał granitowych i metamorficznych, posiadały jakieś skały typu diabazowo-bazaltowego. Autor przypuszcza, że leżały one na południe lub południowo-wschód od dzisiejszej Polski.

¹⁸⁸ Rocznik P. I. G. III. 1926, 88. — ¹³⁹ Sprawozdania P. I. G. 1920 r.

Na podstawie niżej podanych spostrzeżeń nasuwa się jednak przypuszczenie, że skał tych należy szukać znacznie bliżej.

Dalej ku wschodowi napotykamy kambryjskie kwarcyty (bezskaleniowe?), lecz zawierające dużo turmalinów, cyrkonu i t. d. i wreszcie piaskowce trembowelskie. — W tych ostatnich piaskowcach dostrzegamy wśród skał tylko skałenie potasowe (mikroklin i ortoklaz) — oraz albit (S. Kuhl).

Prof. Tokarski¹⁴⁰ wnioskuje na podstawie analiz utworów pelitycznych, związanych z piaskowcem trembowelskim, że utwory te można uważać za pochodne granitów wołyńskich; w każdym więc razie musimy przyjąć, że materiał do utworzenia skał omawianych dały granity szeregu alkalicznego.

Dodatkowo zauważę, że badania płytek cienkich kredowego piaskowca z Żurawna nie pozwoliło jeszcze narazie na wnioski o materiale, który dostarczył kwarcowych ziarenek. Oprócz kwarcytów prawie czarnych, dostrzegamy tu otoczone kwarcytowe skały ciemno-brunatne, zabarwione przez substancje organiczne. W płytkach cienkich kwarcyty te przypominają w sposób łudzący nasze menility.

II. Obszary fliszowe.

A. Krystalinikum fliszowe.

1. Krystalinikum „wrosłe“ napotkano w granicach Polski w otworze wiertniczym w Rzeszotarach, około 10 km ku pd.-wsch. od Krakowa. Według protokołu wiertniczego, podanego przez W. Petraschecka, osiągnięto tu w głębokości 830 m rozłożony „łupek zielony“, 833 do 838 m „łupki chlorytowe zawierające wapień“, 838—840·32 m muskowitzowy gnejs czerwony, w którym zaprzestano wiercenie.

Wśród odłamków skalnych, wydobytych z otworu świdrowego z głębokości 833—840 m, użyczonych mi z Zakładu Geologicznego U. J. uprzejmie przez prof. Szajnochę rozpoznajemy skały następujące:

1) Granitowy gnejs muskowitzowy z czerwonym skałeniem, pochodzący z poziomu spodniego. Zawiera on oprócz kwarcu i muskowitzu, masowo występujący, wielokrotnie zbliźniaczony kwaśny skaień, w którym rozpoznajemy albitowy oligoklaz, zawierający przeciętnie 10 do 12% *an*.

2) Ciemny łupek chlorytowy tworzący zwarte partie z wtrąconemi weń warstwami szaro-zielonawego wapienia krystalicznego, sfałdowanego wraz z chlorytem.

¹⁴⁰ Kosmos 1926.

3) Skąła jasno-zielona, w której rozpoznajemy większe osobniki chlorytu, kwarczec, resztki skaleni i duęo stosunkowo zoizytu, oraz leukoksen. Charakterystyczne wykształcenie pseudomorfoz po pierwotnych minerałach (przebieg dawnych śladów łupliwości), wraz z całym zespołem minerałów prowadzi do wniosku, że mamy tu do czynienia z amfibolitem, który uległ przeobrażeniu się w łupek chlorytowy.

4) Szary wapień krystaliczny, graniczący bezpośrednio ze skąłą poprzednią i tworzący najwidoczniej w niej wkładki. Wzdłuż granicy obu utworów występuje zoizyt w skale zielonej, licznie i w dużych stosunkowo kryształach.

5) Łupek chlorytowo-muskowitowy, silnie sprasowany wraz z wapieniem.

Uderzająca jest zmienność utworów, występujących w przekroju zaledwie kilkumetrowej miąższości.

Wymienione skały, chociaż silnie sprasowane i uległe dynamometamorfizmowi, wykazują stosunkowo niski stopień metamorfozy regionalnej i pochodzą z piętra średniego (mezo, piętro II), częściowo zaś z piętra najwyższego (epi, piętro I). Są to zmienione skały magmowe, częściowo zaś osadowe. Gnejs czerwony powstał, jak się zdaje, z granitu; w chlorytową skąłą przeobraziły się zaś jakieś skały typu diabazowego, które poprzednio zmieniły się w łupek amfibolowy. Po okresie znacznego obniżenia się terenu, w którym skały rozważane znalazły się w piętrze II, nastąpił ruch odwrotny, a materiał skalny, leżący ponad gnejsami, znalazł się w strefie metamorficznej I (górznej) i w części przeobraził się w chloryt, dostosowując się do nowych warunków. Cały zespół skał tu odkrytych, świadczy o braku trwałej równowagi w krystalinikum rzeszotarskim.

Gnejsy czerwone odgrywają dużą rolę w Górach Kruszcowych.

B. Bryły i okruchy luźne.

Część zachodnia grupy średniej. O krystalinikum Prakarpac wnosimy (z wyjątkiem wiercenia w Rzeszotarach), z brył egzotycznych oraz z drobniejszych składników skał fliszowych, przedewszystkiem zaś z samych ziarn piaskowca. Dotychczasowe spostrzeżenia wykazują, że w materiale piaskowców fliszowych znajduje my te same elementy mineralne, co w bryłach i głązach „egzotycznych“, które zatem nie są „obce“ otoczeniu. W północnej części fliszu karpackiego znajdują się, według wzmianek w literaturze, czerwone gnejsy jako bryły egzotyczne. W. P. e-

tr a s c h e c k przypuszcza, że czerwony gnejs egzotyczny z okolicy Bochni należy wiązać z gnejssem rzeszotarskim.

Poniżej wyliczamy kolejno znane nam egzotyki z poszczególnych facyj.

W piaskowcach stoków Glinnego, należącego do płaszczowiny godulskiej, tuż nad Węgierską Górką (w lesie Barańskim) znajdują się nagromadzenia krystalicznych głązów egzotycznych, z których wymieniamy: 1) granitowe gnejsy biotyto-muskowitowe, o dużych jasnych skaleniach. Skalenie tych gnejsów są alkaliczne, przeważa ortoklaz, mikroklin, obecnym jest też kwaśny plagioklaz, zawierający 10% *an*. Biotyt gnejsów jest czerwony.

2) Bardzo oryginalny granit mikroklinowy.

3) Granulit biały, o strukturze przetakowej, podobnej do granulitów z Göttweih, lecz o oryginalnym i charakterystycznym, bardzo subtelnie zbliżonym skaleniu. W złożu omawianem nie spotkałem egzotyków skał osadowych.

Bardziej ku północy, w sąsiedztwie Radziechowej, znalazłem luźny okaz zlepieńca z czerwonym fyllitem i łupkiem serycytowym.

W niewielkiej odległości od wyżej wspomnianego punktu po drugiej jednak stronie Baraniej Góry, występują zlepieńce i egzotyki, opisane ostatnio przez Wł. Szajnochę¹⁴¹, z którego pracy przytaczamy następujący wykaz: 1) muskowitowy gnejs gruboziarnisty, z ziarnami białego skalenia (Augengneiss niemieckich petrografów), gnejs ciemniejszy, granityt i granit gruboziarnisty z czerwonym skaleniem, dalej czarny kwarcyt, czarne rogowce z materją bitumiczną i t. d.

Szczególnie charakterystycznym dla tego obszaru zdaje się być, z pomiędzy skał krystalicznych, serycytowy gnejs z dużymi skaleniami potasowemi, występującymi najczęściej w formie mikroklinu. Towarzystający muskowitowi biotyt ma w cienkich płytkach barwę czerwoną. Gnejs ten przypomina swym wyglądem niekiedy gnejsy morawskie z Bittesch.

Na podstawie tych skał metamorficznych trzeba przypuścić, że podczas tworzenia się warstw istebniańskich erodowane było krystalinikum wyższego poziomu, niż utwory krystaliczne, z którego pochodzą egzotyki z Węgierskiej Górki.

Dalej ku wschodowi, w okolicy Kalwarji, w partjach czołowych płaszczowiny godulskiej występuje:

1. Granit bugajski, występujący jeszcze dziś w blokach osiagających ponad 2 m w przekroju, jest skałą odmienną od znanych nam

¹⁴¹ Szajnocha: II Rocznik P. T. G. 1925.

granitów Polski. — Występuje w dwu odmianach: Szarej i czerwonej (zależnie od barwy skalenia), przechodzących w sposób ciągły jedna w drugą w obrębie tego samego głazu, i wykazujących tylko nieznaczne różnice chemiczne. Skała wykazuje miejscami rozwój ziarn równomierny, przechodzi jednak często w skałę gruboziarnistą, lub przybiera rozwój zbliżony do granitu porfirowego. Skalenie, czerwone i białe, występują obok siebie. Rozpoznajemy: ortoklaz, pertyt, mikroklin i plagioklaz, o budowie pasowej, zawierający około 20% *an.* (Oligoklaz). Oligoklaz tkwi często w skaleniu potasowym. Biotyt jest „czerwony“, kwarciec często niebieskawy. Ze składników ubocznych wyróżniają się: Cyrkon z aureolami, turmalin, apatyt i t. d. Charakterystyczną jest znaczna ilość ZrO_2 w skałe. Skład chemiczny oraz stosunek tego granitu — do kilku granitów, które tu mogą wchodzić pod uwagę, przedstawiamy w tabliczce I (str. 111). Wykazuje ona, że jest to granit bardzo wyraźnie różniący się od tatrzańskigo — stojący pod względem swego składu chemicznego, pomiędzy granitami wołyńskimi a sudeckimi.

2. W zlepieńcu, występującym opodal, znajdujemy łupek serycycytowy i gnejsy podobne do opisanych poniżej z pod Woźnik. Z Solców pod Lanckoroną pochodzi (od Dra Rychlickiego) egzotyczny granit porfirowy, wykazujący wiele cech wspólnych z granitem bugajskim z małą tylko ilością kwarcu. Z tegoż punktu: porfir kwarcowy, w którym duże prakryształły skalenia i kwarcu tkwią w mikrogranitowym cieście skalnem.

3. Podobny do bugajskiego granit występuje w formie egzotyku w Solcach, pod Lanckoroną i w Zarzycach Wielkich. Ze zlepieńca ciężkowickiego z Solców pochodzi duży okaz normalnego czerwonego porfiru z prakryształami skalenia i kwarcu (okazy od Dra Rychlickiego)

4. Gruszów, Skrzydlna, stok Ciecienia. Egzotyki w piaskowcu: a) Mikropegmatyt i porfir granitowy, zupełnie podobny do porfiru granitowego z Kinzingthal w Czarnym Lesie (Schwarzwald). Skalenie, ortoklaz, pertyt, albit o 4% *an.* b) gnejs granitowy ze skaleniem potasowym (mikroklinem) i oligoklazem, zawierającym 20% *an.* Biotyt czerwony, gdy nie zwiertzały, czyni podobieństwo do granitu bugajskiego jeszcze większem: nasuwa się przypuszczenie, że jest to granit tego samego typu, tylko zmetamorfizowany.

5. Piaskowiec kredowy z Ciężkowic (płaszczowina wiśnicka) zawiera przeważnie skalenie potasowe, ortoklaz, mikroklin i bogaty w sól skaień trójskośny. W piaskowcu tym występują kawałki granitu ortoklazowego (ortoklaz, pertyt, mikroklin, wrostki oligoklazu), białego gra-

nulitu, oraz jakiejś skały wybuchowej typu andezytowego (patrz J. Zerndt¹⁴²).

6. Woźniki (wadowickie, płaszczowina wielicka). W gruboziarnistym zlepieńcu występują obok jasnego (stramberskiego) wapienia gnejsy biotytowe z warstwowo ułożonymi pasami biotyty i zwietrzałego skalenia.

7. Piaskowiec ciężkowicki z Dziekanowic zawiera skalenie potasowe, pertyt, czysty albit (0% *an*), kwarcyt i t. d.

8. Zlepieniec ze Skawy: fyllit czarny, łupek serycytowy (od p. Dra Rychlickiego).

9. Cieklin (koło Jasła). Piaskowiec eoceński. Ortoklaz, biotyty szary.

10. Węglówka (pod Krosnem). Egzotyka ze zlepieńca warstw czarnorzeckich. a) Granit biotytowy. Skalenie: ortoklaz, kwaśny oligoklaz o 16% *an*; biotyty szary. b) gnejs granatowy z czerwonym biotytem, c) łupek serycytowy, d) diabaz, e) zielona skała (tuf diabazowy?), f) kwarcyty, ciemne wapienie (karbońskie), węgiel, wapienie jasno szare i cieliste.

11. Wola Jasienicka koło Brzozowa. Okazy otrzymane za pośrednictwem prof. J. Nowaka.

Granit porfirowy: Ortoklaz z inkludowanymi plagioklazami o budowie pasowej; plagioklaz o 20% *an*, biotyty. Kwarcu mało.

Skały wymienione w tym rozdziale, pochodzące z różnych miejscowości, wykazują znaczne podobieństwo do siebie. Przeważna ich część odznacza się biotytem „czerwonym“, o ile materiał nie jest rozłożony. Granit zbliżony do bugajskiego występuje w różnych odmianach egzotyków i przybiera formy porfirowe (porfir granitowy z Gruszowa i granit z Woli Jasienickiej — występujące w tych okolicach czerwone gnejsy zdają się być magmatycznie do wspomnianych granitów zbliżone). Gnejsy z Woźnik, gdzie brak granitów, wykształceniem są podobne do gnejsu z Węglówki, zupełnie zaś podobne do siebie są łupki serycytowe z nad Skawy, Węglówki i t. d.

Grupa magórska. — Krynica. Granit ze skaleniem zawierającym 10—13% *an*. gnejs albitowy (0%) i gnejs oligoklazowy (19% *an*) (zebrał Prof. Nowak).

Dolina Roztoki Wielkiej, nad Rytrem. 1) Piaskowiec magórski

¹⁴² J. Zerndt. Bull. Ac. d. Sc. de Cracovie 1924.

zawiera większe ziarna mikroklinu, pertytu; plagioklaz o 11% *an*.
2) Granit z czerwonym skalaniem.

W piaskowcu z tej miejscowości występują okruchy skały wylewnej; w cieście skalnym składającym się z trójskośnego skalenia, tkwią tu większe sanidyny (?)

Fliszem magórkim okolicy Krościenka zajmował się St. Małkowski¹⁴³ i znajduje w szlifie obok kwarcu, plagioklazów, biotyту i muskowitzu, mikroklin. Wśród minerałów ciężkich stwierdza znaczną stosunkowo ilość ziarn granatu, mało zaś turmalinu.

W zlepieńcach znajdują się otoczaki skał krystalicznych głębinowych i wylewnych. Otoczaki te ze zbocza Dzwonkówki, były przedmiotem szczegółowego studjum Cz. Jakoby Bykowskiego¹⁴⁴.

Ze skał głębinowych opisuje on gnejs, w szczególności gnejs ortoklazowo-biotytowy, oraz gnejs muskowitzowy. Plagioklasy są przeważnie kwaśne: albit, albit-oligoklaz o 6% do 8% *an*, oligoklaz 13% *an*, stwierdził też gnejs biotytowy z ortoklazem i oligoklazem zawierającym 23% do 24% *an*, oraz gnejs andezynowy o skaleniu zawierającym 31 do 35% *an*. Na szczególniejszą uwagę zasługuje gnejs „oligoklazowo-muskowitzowo-granatowy“, zawierający oligoklaz albitowy o 8% *an* i mikroklin. (Może stąd pochodzi znaczna ilość granatów w piaskowcu). Ze skał wylewnych dostrzeżono: brunatny porfir kwarcowy, ciemny ortofir i porfiry zielonawo-siny. Wobec braku typów tatrzańskich stwierdza Cz. Bykowski, że zlepieńce Dzwonkówki czerpać musiały swój materiał „z jakiegoś prastarego masywu krystalicznego“.

Grupa pienińska. — St. Małkowski¹⁴⁵ wydzielił ciężkie minerały z fliszu „granicznego“ z pod Krościenka. Były to te same minerały, co z sąsiedniego fliszu magórkiego, tylko granat był tu stosunkowo nieliczny na korzyść turmalinu.

Moje spostrzeżenia odnoszą się do przekroju między Czarnym Dunajcem, przez Stare Bystre do Zakopanego. W piaskowcach stwierdzamy tu skalenie alkaliczne, plagioklasy kwaśne, zbliżone do albitu, brak typowego dla Tatr oligoklazu, zawierającego zwykle około 28% *an*. Odnosi się to także do fliszu położonego tuż pod Tatrami (Kozieniec).

Głazy egzotyczne występują w niezwykle wielkiej ilości w fliszowym zlepieńcu w punkcie wskazanym przez V. Uhliga pod Starem Bystrem na pd. od Czarnego Dunajca. — Oprócz szeregu skał, wymienionych już z tego punktu przez V. Uhliga — znalazłem nieznanymi dotychczas, jak się zdaje, z fliszu podhalańskiego granit w dużej, czę-

¹⁴³ Sprawozd. Państw. Inst. Geol. I. II. 17. ¹⁴⁴ Archiwum Pracowni Mineralogicznej Tow. Nauk. Warsz. Tom I, 1926, 123.

ściowo zaokrąglonej bryle, którą poddałem zbadaniu mikroskopowemu. Część chemiczną opracował w Zakł. Mineral. Uniw. Jagiell. p. W. Burian. Granit jest drobnoziarnisty, skalenie alkaliczne potasowe (ortoklaz, pertyt) i albit oliklazowy o 10% *an.* — Występuje myrmekit, zupełnie wyjątkowo skaień o ca. 23% *an.* Biotyt jest czerwony (w odróżnieniu od biotyту granitów tatrzańskich). Jak wykazuje skład mineralogiczny i analiza chemiczna, jest to granit bardzo odmienny od normalnego, biotytowego granitu tatrzańskiego.

Porównanie z granitami innych trzonów wykazuje, że stosunkowo najbardziej jest on podobnym do granitu z Theben, w Małych Karpatach, który wykazuje obok dominującego oligoklazu o 23% *an* obrastający go albit i biotyt czerwony.

Różnica jest jednakże wyraźna i granit nasz zbliża się o wiele bardziej do granitu bugajskiego, jak to widać z liczb przytoczonych w tabelce.

Oprócz granitu znajdujemy w zlepieńcach Starego Bystrego oryginalną ciemno-szarą skałę drobnoziarnistą, o wyglądzie kontaktowego rogownika (hornfelsu), która jest niewątpliwie zmienionym (prawdopodobnie pod wpływem jakiejś magmy) piaskowcem.

Ze skał wylewnych dystregamy bardzo tu pospolite otoczone kawałki czerwonego porfiru i ciemnego i zielonego porfirytu, skał wspomnianych już z tego miejsca przez V. Uhliga. Porfir czerwony jest skałą mocno kwaśną; jako prakryształy wykształciły się jednak wyłącznie skalenie (sanidyny). Porfir ten różni się bardzo od porfiru z okolicy Lanckorony (z Zarzyc).

Zasługuje tu też na uwagę czerwony piaskowiec egzotyczny.

Część środkowa grupy średniej. 1) Maślankiewicz badał egzotyka fałdu Babickiego (Dębica—Łopuchowa—Czudec—Lubenia). Z pracy jego (nieogłoszonej) przytaczamy tu dane następujące:

W części zachodniej fałdu (Stasiówka, Łopuchowa) przeważają łupki chlorytowe, chlorytowo-łyszczkowe i biotytowe, rzadziej zdarzają się grupy ze skaleniem alkalicznym, mikroclin, ortoklaz, pertyt. W Stasiówce znalazł też K. Maślankiewicz granulit (składniki: kwarciec, albit, muskowit).

Ze skał typu granitowego występują tu tylko pegmatyty, bogate w mikrolin, ortoklaz oraz pertyt. Rzadkie są oligoklazowe granity białe.

Na południe od linii kolejowej Dębica—Ropczyce znajduje się wielka ilość skał wylewnych w formie egzotyków a to: 1) porfiry biotytowe i augitowe, kwarcowe i bez kwarcu. 2) porfiryty amfibolowe

(koło Łopuchowej). 3) Dyabazy oliwinowe i bez oliwinu. 4) Skały typu andezytowego.

Odrębne stanowisko zajmuje skała, przedstawiająca się jako liparytyczna brekcja wulkaniczna, związana z jakimś piaskowcem o spoiwie chlorytowo-serycytowem. Wśród egzotyków zdarza się węgiel w okruchach i bryłach.

We wschodniej części antykliny zwiększa się częstość występowania białych granitów oligoklazowych, w jednym miejscu znaleziono granit mikrolinowy.

Miejsce łupków chlorytowo-łyszczykowych zajmują tu zielone i popielate fyllity, charakterystyczne dla części wschodniej naszych Karpat. Pegmetyty i skałz wylewne nikną ku wschodowi.

2) Krościenko pod Chyrowem (okazy od Dr. Rychlickiego). Ze zlepieńca eoceńskiego. Muskowitowy granit szary, z miejscowymi skupieniami biotyту. Skałek: ortoklaz i oligoklaz o 20% *an*, biotyt ciemno-szary, rudy żelaza, dużo stosunkowo turmalinu (barwy: różowy i zielony).

Ciemny andezyt (?) amfibolowy, podobny w płycie cienkiej do niektórych skał z Rzegociny. Duże prakryształy bardzo zasadowego skalenia (ca. 70% *an*), o budowie pasowej i czarną obwódką obwiedzione pseudomorfozy po amfibolu tkwią w zbitej masie nierozpuszczalnej ciasta skalnego. — Oryginalność stanowią tkwiące w cieście skalnem, prócz rud, płatki czerwonego minerału (idyngsytu?).

Oprócz tego: ciemny wapień bogaty w skamieniałości (węglowy) i duży okaz czerwonego jaspisu, tkwiącego w zmienionym (skrzemionkowaciałym) ciemnym wapieniu. W wapieniu tym znajdują się kryształy skalenia, jest on zatem zmieniony kontaktowo działaniem jakiejś magmy.

Ze zlepieńca kredowego pochodzą: łupek biotytowy, drobno-baszkowy, skały piaskowcowe z ciemną miką.

W teje miejscowości, w ławicy piaskowców znalazł się ciemny łupek (gnejs) kwarcowo-biotytowy, zmieniony amfibolit?).

Według badań Paula i Tietzego, oraz szczegółowych studjów R. Zuber a w Karpatach wschodnich można odróżnić dwie prowincje fliszowe, różniące się materiałem: północną, scharakteryzowaną obecnością egzotyków „zielonych“ skał znanych z Dobrudży, oraz południową marmaroską wytworzoną przez skały znajdujące się w krystalicznym trzonie Karpat wschodnich. Spostrzeżenia moje, jak wiele poprzednich, potwierdzają pogląd wyżej wyrażony.

Na całym północnym obszarze mamy stale pojawiające się jako

egzotyka, łupki zielone lub czerwone t. zw. fyllity (słabo zmetamorfizowane) i długi szereg skał osadowych, występujących wraz z temi fyllitami w zmiennych stosunkach nie zawsze jednak obok siebie równocześnie. Mamy tu czarne kwarcytowe łupki, podobne jak rozpowszechnione w części zachodniej kraju, kwarcyty szare i czerwone jasno-żółte, dolomity, ciemne łupki ilaste, piaskowce, wapienie jasne i t. d. Do rzadkości należy łupek serycytowy.

Z typowemi dla tej części kraju „łupkami zielonemi“, przedstawiającemi się jako fyllity lub piaszczyste, zbite utwory, wiążą się tu bardzo często żyły kwarcowe albo kwarcowo-chlorytowe. Żyłowy ten kwarc, o bardzo charakterystycznym wykształceniu, odegrał wraz z łupkami czarnemi i t. d. dużą rolę przy tworzeniu się fliszu, rozpoznajemy te ziarna n. p. w każdej prawie płycie cienkiej piaskowców okolic Borysławia.

W porównaniu z egzotykami części zachodniej brak tu zupełny normalnych granitów, gnejsów i t. d.

W ciągu ubiegłych dwu lat zdołałem jednak odszukać w utworach tych pewne krystalinika, które okazały się całkiem odmiennemi od napotkanych w zachodniej części naszych Karpat.

W szczególności występują w zlepieńcach słobódzkich (Ostów pod Delatynem) znaczne ilości brył pegmatytu, złożonego z kwarcu, cielisto-różowego skalenia, który jest czystym albitem, i często z chlorytu. — Bryły te osiągają rozmiary 40—50 cm w przekroju. Pegmatyt ten wciska się w szczeliny zmienionych skał zielonych diabazowych (zmieszanych nieraz z piaskiem), i w bryły jaspisu. Pegmatyt ten znajduje się i „Na Potokach“ koło Nadwórnej, lecz tu w małej ilości.

W zlepieńcach truskawieckich, w starym konglomeracie występującym jako egzotyki, dostrzegamy często, oprócz żył chlorytowo-kwarcowych cielistej barwy porfiry granitowe i mikropegmatyty. W tejsze skale zdarzają się też i okruchy typowego diabazu i tufu diabazowego.

Wspomniane wyżej porfiry granitowe i granity porfirowe znajdujemy w indentyicznym rozwoju w masywie Cameni¹⁴⁶ w Rumunji; Żyły kwarcowe i pegmatyty albitowe (albit cielisto-różowa!) z chlorytem tworzą charakterystyczną aureolę całego szeregu masywów dobrudzkich. Ze względu na dostrzeżoną przez K. Maślankiewicza brekcję wulkaniczną (patrz str. 107) warto zwrócić uwagę, że brekcje i tufity porfirowe występują wedle D. M. Cadere w Cameni.

¹⁴⁶ D. M. Cadere: Rocile eruptive dela Camena, Dobrogea, pod. Tulcea — Anuarul Institutului geolog. al Romaniei, Vol. X, 1921—1924.

Tak więc istnieje uzasadnione przypuszczenie, że w tej części prakarpat, erozji uległa tylko facjes aureolowa trzonów granitowych, zawierająca prócz skał osadowych i zielonej pokrywy, aureolowe porfiry granitowe i żyły pegmatytu.

W płaszczowinie Pietrosa napotykamy zlepieńce, zawierające łupki mikowe i fyllity (w okolicy Podupisk nad Czeremoszem). Materiał ten przypomina mocno skały krystaliczne trzonu marmaroskiego, nasunięte na flisz płaszczowiny Pietrosa.

III. „Trzony“ karpackie.

a) Trzon tatrzański. Skałą dominującą jest granit oligoklazowy z brunatno-szarym biotytem. Oligoklaz zawiera przeciętnie 28% *an*. Ilość biotyту nieco zmieniona, zwiększa się ku granicy północnej, zdając się wskazywać brzeg masy granitowej. Granit ten nazywa się „normalnym“ tatrzańskim, dla odróżnienia od muskowitowego granitu mikroklinowo-albitowego, występującego w czapach Czerwonych Wierchów (Kopy Kondrackiej, Małołączniaka) i ciągnącego się w Tatrach Zachodnich — szerokim dość pasem, obejmującym Smreczański, Bystrą i Wołowiec, ku południowemu wschodowi. Skład chemiczny tego granitu jest prawie identyczny z porfirodoidowym gnejssem karpackim z Ostrego Wierchu (okolice Dobszyny), analizowanym przez p. Nytkównę w Zakł. Min. Uniw. Jagiell.

Z pod białego granitu występuje w kotłach północnych części Tatr omawianej, granit „normalny“. Masyw Rohaczy składa się znowu z granitu ciemnego.

Charakter ogólny granitu „normalnego“ sodowo-wapienny ortoklaz ma znaczenie zupełnie podrzędne, często brak go zupełnie.

Granit ten wciska się w pokrywę łupków jako intruzja. Gnejsy są zwykle bardziej zasadowe od granitu, chociaż niektóre z nich zawierają skałki podobny do granitowego, t. j. oligoklaz o 28% *an*, a różnią się tylko znacznie większą zawartością biotyту. Gnejsy injekowane przez biały granit, zawierają oligoklaz, który ma 20 do 23% *anortytu*.

W serji łupków znajdujemy z reguły skalenie, albo takie, jak w granicie normalnym, albo bardziej zasadowe. Znaczną rolę odgrywają w tej serji skał, prócz gnejsów, skały, które zdają się być zmienionymi diabazami i tufami diabazowymi (silnie zmetamorfizowane zlepieńce), dalej zmienione skały osadowe, łupki ilaste i łupki węglowe, zmienione na łupki biotytowe z granatami i sylimanitem, wreszcie łupki grafitowe¹⁴⁷

¹⁴⁷ St. Kreutz, Rozprawy Akad. Um. 1911, N. J. F. M. 1917 i Sprawozd. Kom. Fizj. Akad. Um. 1917.

oraz margle, zmienione w skały wapienno-krzemianowe z Garłucha, opisane przez Wł. Pawlicę¹⁴⁸.

Linje, w których na powierzchni stykają się z sobą granit biały i granit biotytowy, oraz granica między granitem ciemnym i pasem łupków po południowej stronie Tatr zachodnich mają w rzucie na mapie kierunek NW—SE i są w ogólnych zarysach, równoległe do przechodzącej przez Garłuch grzbietowej linii Wysokich Tatr.

Jest rzeczą godną uwagi, że biotyty gnejsów i łupków Tatr zachodnich, ma w odróżnieniu od granitowego, w świetle przechodzącem barwę czerwoną. Jak z tego szkicu widzimy, granity tatrzańskie nie są tymi, które dostarczyły materiału do wytworzenia się naszych piaskowców fliszowych, bogatych w skalenie potasowe i kwaśne plagioklasy. Materiał ten musi pochodzić z innego masywu, nie istniejącego już na powierzchni.

b) Trzon marmaroski. Nasunięte na flisz krystalinikum nad źródłami Czeremosza tworzy zaledwie wąski skrawek, w którym różniamy tylko:

- 1) fyllity zielone i ciemne fyllity grafitowe,
- 2) łupki kwarcytowe.

Oprócz tego występuje też sporadycznie jakaś gruboziarnista skała złożona z wielkich partyj białego kwarcu i serycytu.

Okaz szarego gnejsu marmaroskiego, zebrany w dolinie Cisy, okazuje się w płycie cienkiej bardzo kwaśnym i alkalicznym. Duże pertyty i mikrokliny, ortoklaz, myrmekit, dalej albit, dużo kwarcu, mało stosunkowo miki, wykształconej jako muskowiit, oraz ślady przeobrażonych biotytyw. Nie mogąc poruszać tu petrografii tych gnejsów, zaznaczę tylko, że w Tatrach gnejsów takich nie znajdujemy, gdy alkaliczne gnejsy mikroklinowo-pertytowe znamy — jak mówiłem wyżej — z całej zachodniej części grupy średniej.

Z przedstawionych wyżej stosunków, wynikają wnioski następujące:

1) Egzotyki z fliszu Karpat polskich strefy średniej w części zachodniej różnią się zasadniczo od egzotyków z części wschodniej. W części zachodniej zasadniczą rolę odgrywają granity i gnejsy, których brak jest zupełny w części wschodniej. Podczas tworzenia się fliszu ulegały zatem na zachodzie erozji także dolne piętra skał metamorficznych, podczas gdy na wschodzie erozja dotknęła tylko piętra najwyższe (I), krusząc słabo zmetamorfizowane zielone i czerwone fyllity, często wraz z bardzo słabo zmienionymi piaszczystymi „zieleńcami“.

¹⁴⁸ Rozprawy Ak. Um. 1918.

2) Według dotychczasowych spostrzeżeń w tworzeniu się osadowych skał przedmurza przeważną rolę odgrywały, jako materiał okruczowy, alkaliczne skały krystaliczne, bogate w skalenie potasowe lub sodowe. Uwzględniając charakter odkrytego wierceniem gnejsu z Rzeszotar, wielkość egzotyków z Grodzca, fakt, że według twierdzenia W. Pawlicy materiał okruczowy piaskowców triasowych starachowickich nie zdradza swem zachowaniem się odbycia dalekiej drogi, wreszcie skład chemiczny i mineralogiczny granitów prakarpackich sądzimy, że te trzony krystaliczne nie były zbyt odległe od przedmurza dzisiejszych Karpat.

3) Granity „prakarpackie“ różnią się bardzo znacznie od tatrzańskich i tworzą typ odrębny, zbliżający się raczej do granitów przedmurza niż do granitów tatrzańskich, jak to wynika z tabeli I i II.

TABLICA I*)
Stosunki cząsteczkowe.

Granit	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	SiO ₂ % wag.	
Kosista (anal. Wł. Pawlica)	1	4·1	3·4	1·1	67·84	
Uhrocie Kasprowe (anal. Wł. Pawlica)	1	3·8	3·6	1·9	67·35	
Małe Karpaty (anal. Radziszewski)	1	2·2	2·2	0·8	69·48	
Sudety	Bärenndorf (anal. Herz)	1	1·9	1·3	1·0	71·7
	Heidelberg	1	1·1	1·1	1·0	72·2
Bugaj (anal. St. Kreutz)	1	1·3	0·6	0·2	72·0	
Stare Bystre (anal. W. Burian)	1	1·18	0·2	0·6	73·42	
Wołyń śred. czerw. granit	1	0·8	0·4	0·2	74·3	

*) Dane powyższe, przytoczone według J. Morozewicza i P. Radziszewskiego z wyjątkiem liczb odnoszących się do granitów prakarpackich: z Bugaja (anal. St. Kreutz) i Starego Bystrego (anal. W. Burian).

TABLICA II.

Granit	si	al	fm	c	alk	k	mg	
Granity tatrzańskie	od 280 do 340	od 38 do 42	od 13 do 22	od 15 do 17	od 20 do 28			
Uhrocie Kasprowe	280	41	19	17	23	0·21	0·49	
Kosista	292 ¹ / ₂	42	14	17 ¹ / ₂	26 ¹ / ₂	0·19	0·40	
Roztoka (Z. Rozen)	309	39	22·5	16·6	22	0·21	0·29	
Wolfstal	303	39	21	13	27	0·31	0·33	
Smreczyński Wierch	327	42	24	13 ¹ / ₂	20 ¹ / ₂	0·28	0·38	
Kościelec (szary trondhjemit, J. Tokarski)	374	48	10	12	30	0·30	0·55	
Sudety {	Bärndorf	352	41	18 ¹ / ₂	12 ¹ / ₂	28	0·35	0·52
	Heidelberg	352	39	22	13	26	0·47	0·50
Bugaj	368	42	20	8	30	0·43	0·24	
Stare Bystre	391	39	22	4	35	0·43	0·46	
Wołyń (granit czerwony)	426	44 ¹ / ₂	11	7 ¹ / ₂	37	0·55	0·18	

Granity zachodniej części grupy średniej zdają się być pokrewne sobie, zawierają obok znacznych ilości skalenia potasowego, oligoklaz, zawierający około 20% *an* (14—20%).

Granit strefy magórskiej zawiera plagioklaz bardziej kwaśny.

Granit ze strefy pienińskiej, ze Starego Bystrego jest skałą kwaśną i alkaliczną. W podanej na str. 111 tabelce, znajduje się on tuż obok granitu bugajskiego, do którego pod względem chemicznym najwięcej wykazuje podobieństwa.

Notujemy fakt, że idąc od Tatr na zachód, spotykamy granity kwa-

śniejsze (Morozewicz, Tokarski), w szczególności jest takim według analizy P. Radziszewskiego granit Małych Karpat z Wolfsthalu, należący do pasma trzonu zewnętrznego.

Stwierdzamy teraz, że granity prakarpackie znajdujące się po północnej stronie Tatr, są jeszcze kwaśniejsze i bardziej alkaliczne.

4) Podczas tworzenia się fliszu karpackiego w różnych punktach ulegały erozji różne piętra skał krystalicznych Prakarpat. W niektórych punktach gromadzą się same granity, w innych występują jako egzotyki same gnejsy i skały mniej zmetamorfizowane. Głęboki poziom skał erodowanych (dolne piętro metamorfizmu) wskazują granulity i gnejsy granatowe. Oto wykaz miejscowości, w których skały te stwierdzono w strefie średniej: 1) Węgierska Górka (Glinne), 2) Ciężkowice (J. Zerndt), 3) Węglówka (gnejs granatowy), 4) Dzwonkówka (strefa magórska, gnejs granatowy, Cz. Bykowski), 5) Stasiówka (K. Maślankiewicz). 6) Wśród egzotyków w węglu: Grodziec (Maślankiewicz-Żelechowski), zresztą często w śląsko-polskiem zagłębiu (F. Römer, D. Stur, Ch. S. Weiss, Gürich).

5) Wśród egzotyków strefy średniej i magórskiej w części zachodniej, przeważają ze znacznych głębín pochodzące skały metamorficzne (piętro III, obok II-go i I-go, najwyższego). Skały, wykryte wierceniem w Rzeszotarach, należą do piętra najwyższego (piętra I), a częściowo średniego (II). Granity i gnejsy egzotyczne obszaru wymienionego przypominają raczej skały moldanubskie (wysoki stopień metamorfizmu, silna pneumatoliza, częstość turmalinu). Przypominające swym wykształceniem typ „morawski“ krystalinikum Rzeszotar może być związane z jakąś linią tektoniczną (np. granica krystalinikum prakarpackiego).

6) Egzotyczne skały krystaliczne z okolic Baraniej Góry (po obu stronach) różnią się od egzotyków, pochodzących z sąsiednich (od wschodu) terenów facji średniej i magórskiej.

Egzotyki z warstw istebniańskich Węgierskiej Górki pochodzą z głębszego poziomu (III) niż z warstw istebniańskich doliny górnej Olzy (przeważnie II).

Można wykazać, że w podobnych warunkach, jak w Rzeszotarach, na brzegu N grupy średniej, w grupie wschodniej brzeżnej, w obrębie płaszczowiny słobódzkiej, występują miejscowo oprócz pospolitego kwarcu żyłowego pegmatyty, złożone z kwarcu, cielistego albitu, muskowitu, a często także z chlorytu i wiążące się genetycznie z żyłami kwarcowo-chlorytowymi i kwarcowymi. Identyczne pegmatyty rozpowszechnione są w Dobrudży.

W starym zlepieńcu truskawieckim znajdują się kawałki otoczone z porfiru granitowego i mikropegmatytu, łudzaco podobne do skał z masywu z Cameni, Tulcea. Stąd przypuszczenie, że skały egzotyczne Karpat tego regionu należały do pasma, wiążącego się z masywem wyżej wymienionym.

7) Badania egzotyków i piaskowców fliszowych wykazują, że wśród Prakarpat istniała ożywiona działalność wulkaniczna. Egzotyczne porfiry występują: w okolicy Lanckorony, w Zarzycach, w okolicy Starego Bystrego, Dzwonkówki i Łopuchowej w pasie na południe od linii Dębica—Ropczyce (fałd babicki), ortofir: Dzwonkówka, skały typu andezytowego: Ciężkowice, Krościenko pod Chyrowem; fałd babicki. Diabazy lub skały zbliżone: Węglówka pod Krosnem. Bliżej nieoznaczona skała wylewna znajduje się w piaskowcu doliny Roztoki Wielkiej; fałd babicki, Truskawiec. Tu należy wymienić też skały występujące w okolicy Bochni.

W r. 1925 otrzymałem od p. Inż. Jossego okaz ciemnego migdałowca, znalezione jako okaz luźny w Bestwinie na pd. od Dziedzic, wraz z kawałkami zmienionego wapienia (cieszyńskiego). Skała ta jest bardzo zbliżona do tatrzańskiego limburgitu i wiąże się niewątpliwie z cieszynitami.

Wł. Pawlica wymienia amfibol bazaltowy u piaskowców tumlińskich.

Granitowe porfiry i skały granitowo-porfirowe znamy z Truskawca, Gruszowa, Woli Jasienickiej.

Pegmatyty: zlepieńce z płaszczowiny słobódzkiej z pod Nadwórnej, i z doliny Osławy; z płaszczowiny Kąkolówka—Kopalina. Granit bugajski przybiera miejscami wykształcenie gruboziarniste.

8) Łupki „zielone“ w facji wschodniej mają zwykle inne wykształcenie, niż w części zachodniej, gdzie przybierają często charakter łupków chlorytowych.

9) Na wielkiej przestrzeni obszaru karpackiego znajdują się ciemne łupki kwarcytowe jako egzotyki. Łupki takie, pochodzące ze starej pokrywy paleozoicznej, znajdują się też w piaskowcu permskim Tatr, który powstał niewątpliwie z materiału tatrzańskiego, bezpośrednio do tego piaskowca przyległego. Z tegoż piaskowca Cz. Kuźniar opisał otoczaki rogowcowe z resztkami igieł gąbek.

10) Niektóre charakterystyczne typy skał, jak np. porfir granitowy z Gruszowa są bardzo podobne do typów, spotykanych w masywach waryscyjskich.

2. Skały osadowe.

Dla odtworzenia pierwotnej budowy Prakarpat, przynajmniej do wieku hercyńskiego wstecz, nie wystarczy podać wedle znanego materiału zlepieńcowego, które części Prakarpat były kolejno w ciągu epok geologicznych zalewane przez morza, w jaki sposób morza te łączyły się z morzami przedmurzowymi i jaki był plan łądów i mórz. Jeżeli oznaczymy kolejno miejsca wystąpień poszczególnych systemów geologicznych, jak je w zlepieńcach znajdujemy, na mapie Karpat dzisiejszych, otrzymamy obraz niezrozumiały. Wewnątrz Karpat pasy osadów morskich będą się ze sobą stykały, mimo, że należą do osadów rozmaitych panwi, a zrozumienie sensu tych rozmieszczeń, a zwłaszcza związku z odpowiednimi zjawiskami, widocznymi dobrze na przedmurzu, będzie niemożliwe. Powodem tego jest tektonika fliszu pohelwecka.

Gdybyśmy np. mapy geologiczne „Atlasu geologicznego“, cześci podolskiej, ułożyli w pasy równoleżnikowe, a następnie jeden pas ponasuwali na drugi w ten sposób, żeby się te pasy do połowy przykrywały i z tego obrazu chcieli odtworzyć przynajmniej w zarysach plan budowy, to plan ten równoleżnikowo byłby słuszny, zaś w kierunku południkowym byłby w wielu wypadkach niezrozumiały, a w wynikach rozważań takiego planu często można zejść na manowce. Doświadczenie takie jest bardzo pouczające.

W Karpatach pasma zlepieńców i osadów drobniejszych, aż do utworów pelitycznych, dadzą się w bardzo grubych oczywiście zarysach odtworzyć. Dadzą się też odtworzyć miejsca zasięgu — znów w granicach bardzo niedostatecznych, ale jednak mówiących wiele — rozmieszczenia osadów pohercyńskich, a nawet przedhercyńskich. Jednakże obraz, który w ten sposób otrzymamy, będzie żywo przypominał owe ponasuwane na siebie pasy map podolskich ze wszystkimi niedogodnościami i niebezpieczeństwami dla wniosków.

Dlatego trzeba te pasy, dachówkowato na siebie zachodzące, porozsuwać do położenia, jeżeli nie pierwotnego, to przynajmniej do niego zbliżonego.

W tym celu oczywiście najlepiej byłoby wiedzieć, jak daleko poszczególne płaszczowiny są nasunięte jedna na drugą. Metodycznie jest to osiągalne, jakkolwiek na pozór wydaje się, że — conajmniej — bez wierceń, nieraz bardzo głębokich, nie da się to skutecznie. Zanim jednakże odpowiednie prace zostaną wykonane, wiele jeszcze czasu upłynie, gdyż trzeba tu specjalnych zdjęć statystyczno-petrograficznych, które następnie porozmieszczane na mapach, dadzą obraz równych so-

bie osadów, gdzie odległości będzie można mierzyć i oceniać dość dokładnie rozległość partyj, zakrytych nasunięciem.

W obecnym stanie znajomości rzeczy można się tylko do owego pierwotnego planu rozmieszczenia osadów zbliżyć w ten sposób, że zdecydujemy się narysować mapę, gdzie przyjmiemy jako zasadę, że jednostki, które wymienialiśmy jako płaszczołyny na siebie ponasuwane, cofniemy w kierunku odwrotnym do kierunku nasunięcia w zasadzie o tyle, ile wynosi nasunięcie dziś widoczne z intersekcji mapy lub z pomocą wierceń stwierdzone.

Obraz ten zapewne nie będzie równy obrazowi pierwotnemu, ale do niego nas zbliży, będzie czemś pośredniem między stanem pierwotnym a obecnym. Efekt jest najciekawszy dla partyj wewnętrznych łuku karpackiego, gdyż na ostatniej ku wnętrzu jednostce cofniętej wstecz, wskutek sumowania się cofnięć składowych, ogólna wielkość deformacji poziomych i ich znaczenie bardzo się już uwydatnia.

Na mapach w ten właśnie sposób, z przyjęciem takiej zasady skonstruowanych przedstawiam stosunki paleogeograficzne Prakarpat. Na przedmurzach są równocześnie zaznaczone zarysy planów tektonicznych, dla wszelkiej pewności, z pominięciem wszystkich, może nawet słusznie domniemywanych dyzlokacyj a z pozostawieniem tylko kierunków dyzlokacyj widocznych i dobrze sprecyzowanych, a przede wszystkim najważniejszych wedle mego mniemania. Nad temi kartami pracuję od szeregu lat, niektóre z nich przed kilkoma laty oddałem do druku, żadna jednak dotąd nie została wydana. Oczywiście, że załączone do pracy niniejszej, przynoszą pewien postęp w stosunku do wykonanych dawniej, które się jednak zapewne później od nich ukażą.

Obszerniejsze uwagi o rozmieszczeniu skał krystalicznych w Prakarpatach podał w poprzednim rozdziale prof. Kreutz. Tu wypada tylko jeszcze podkreślić, iż wedle danych prof. Kreutza zachodnia część grupy średniej, od okolic Sanoka poczynając, ujawnia skały krystaliczne o wyższym stopniu metamorfizmu. Jest to zachodnia część tych łańcuchów grupy średniej, które na wschód od Sanoka się zanurzają stale, jak wynika z wywodów w poprzednich rozdziałach, by znów wznosić się we wschodniej części naszych Karpat w grupie prapokuckiej i marmaroskiej, którą to ostatnią, jak wykazywałem, musimy uważać za bezpośrednie przedłużenie owych łańcuchów, zagłębiających się na E od Sanoka.

Tylko jedna grupa marmaroska wznosi się znów tak silnie, że ujawnia gnejsy o silniejszym stopniu metamorfizmu, gdy grupa prapokucka wykazuje skały zielone o słabszym metamorfizmie, przebite tylko

żyłami aplitowemi. Jak wykazują mapy paleogeograficzne ryc. 6, 7 i 8, Prakarpaty krystaliczne musimy uważać w ich całości za system łańcuchów okalających jako Sudety Mesetę Moldanubską od NE i jako łańcuchy równoległe do trzonów Karpat zachodnich od południowego wschodu. Ku wschodowi na naszym terytorjum oba te ramiona zbiegają się, dając hercyńsko-prakarpacką wirgację zachodnią. Ramię południowe łączy się z Alpami.

Zewnętrzne strony obu ramion okazują pokrycie skałami zielonemi o niższym stopniu metamorfizmu, na wschód od Sanoka oba te pasy łupków krystalicznych wyższych zlewają się w jeden, dopiero „trzon marmaroski“, wynurzający się z pod spodu, ale mający na grzbiecie jeszcze również resztki pokrywy wyższej grupy krystalicznej, dzieli je ponownie na dwa ramiona (wirgacja prakarpacka wschodnia), z których północne wedle wszelkiego prawdopodobieństwa łączy się z Dobrudżą jako łańcuch sudecko-prakarpacko-dobrudzki, gdy południowe połączy się ku wschodowi z odgałęzieniem rodniańskim lub Apusenami, ku zachodowi zaś z Alpami. Ten pas, jak wynika z przedstawienia prof. Kreutz'a, z treścią petrograficzną odmienną od tatrzańskiej, znajduje swoje przedłużenie na zachodzie najprawdopodobniej w masywie Małych Karpat a z niemi w t. zw. masywach starokrystalicznych Alp, względnie w krystalicznych jądrach płaszczowin pennińskich lub gryzońskich. Parautochtoniczne, średnio-kredowe fałdy Pieńin reprezentują, podobnie jak w Alpach, wschodnio-alpejską dolną grupę (skałkową), gdy krystalinikum Tatr może być wedle tego analogiem dopiero starokrystalicznego jądra Tyrolidów, zaś płaszczowiny osadowe tatrzańskie odpowiadają najwyższym płaszczowinom alpejskim.

W każdym razie musimy w dalszych rozważaniach liczyć się poważnie z faktem, że podczas tworzenia się osadów fliszu istnieją bardzo potężne łańcuchy krystaliczne o odmiennym wykształceniu petrograficznym, w sobie jeszcze bardzo zróżnicowane i różniące się wybitnie od równowiekowych, a może nawet młodszych częściowo łańcuchów krystalicznych tatrzańskich.

F. E. Suess przypuszcza, iż wiek zmetamorfizowanych skał moldanubskich jest prawdopodobnie równy czeskiemu Barrandienowi. O wieku również zmetamorfizowanych skał prakarpackich nie wiemy niczego. Najstarszą, znaną paleontologicznie skałą osadową jest tu dewon, zatem nasze skały metamorficzne nie mogą być młodsze niż sylurskie, co się odnosi przedewszystkiem do przeważnej części łupków krystalicznych. Są wprawdzie znane skały osadowe stare, ale wskutek braku skamielein, nieznanego wieku, jak w autochtonicznym trzeciorzędzie śląskim dro-

bnoziarnisty czerwony piaskowiec lub ciemnoszary kwarcyt. Bardzo rozpowszechnione są lidyty, czarne łupki iłowe, mniej lub więcej zmienione, obok szarych, krzemienistych wapieni i szarogłazów. Skały te jednak dadzą się odnieść bez większych trudności do formacji szarogłazowych dolnych oddziałów dewonu, gdy wyższe są rozwinięte w postaci wapiennej. Sądzę, że znaczna część dobrze zaokrąglonych brył kwarcowych zlepieńców czarnorzeckich a także górno-kredowych i eoceńskich, może pochodzić ze zlepieńców permskich lub karbońskich, gdzie już jednak one były na drugorzędnym łożysku. Prof. Kreutz wspomina wyżej o ciemnych łupkach kwarcytowych, które znajdował jako „egzotyki“ w utworach permskich Tatr.

Jest zatem prawdopodobnem, że przynajmniej górna część prakarpackich łupków krystalicznych, słabiej zmetamorfizowana, jest wieku kambrosylurskiego wraz z pewną częścią skał magmowych, przeważnie głębinowych. Jak wynika z przedstawienia prof. Kreutza, okolice brzegu północnego, brzegu południowego jakoteż miejsca styku ramienia sudecko-dobrudzkiego z ramieniem alpejsko-karpackiem Prakarpat, były często nawiedzane przez pojawianie się skał magmowych bardzo urozmaiconych typów.

Dewon morski średni i górny był na obszarze zewnętrznej części Prakarpat bardzo dobrze reprezentowany. Jest on w facji ciemnoszarych wapieni notowany z licznych punktów północnego zbocza Karpat. Petrascheck podaje go z trzeciorzędu śląskiego autochtonicznego z Leskovca w dolinie Ostrawicy, Hohenegger z tegoż trzeciorzędu doliny Karpentny (Spir. Verneuilli), gdy w Rzeszotarach wiercenie już trafia na krystalinikum bez dewonu. Podobnie brak też dewonu na zachodzie, jak stwierdza wiercenie w Strażowicach, gdy natomiast wiercenie w Austerlitz napotkało wapien i piaskowiec wapnisty, który Petrascheck¹⁴⁸ paralelizuje z dewonem a w warstwach grundzkich okolic Mistelbachu wymienia znów wapien dewoński. Na wschód od Krakowa znajdował go Kropaczek¹⁴⁹ w płaszczowinie Kąkolówka-Kopalina, Wójcik¹⁵⁰ z Kruhela, ja zaś znalazłem go daleko na wschodzie w Synowódzku Wyżnem w facji, przypominającej raczej dewon kielecki niż krakowski.

Morze średniego i górnego dewonu przykrywało już północny brzeg łańcuchów Prakarpat kaledońskich i łączyło się z morzem, które osadziło dewońskie wapienie Krakowskiego, Kieleckiego, synkliny NW zbocza Podola i Pełczy. W ten sposób morze górnego dewonu przy-

¹⁴⁸ Verhandlungen d. Geol. R-A. 1909 str. 266. — ¹⁴⁹ Sprawozdania Kom. Fiz. 1914. — ¹⁵⁰ Tamże, tom 42.

pomina żywo obraz morza miocenińskiego. Przypiera ono od południa do łańcuchów górskich, obrzeżających lądową płytę panońską. Mamy więc w Prakarpatach górnego dewonu przekrój od południa ku północy: 1) lądowa platforma panońska, 2) szerokie pasmo górskie, 3) dość głęboka synklina przedgórska, 4) szereg dużych wysp: świętokrzyska, podolska i scytyjsko-ukraińska, poczem morze centralnej Rosji. Stosunki te, jak widzimy, są bardzo odległe od typu geosynkliny w pojmowaniu Hall—Dana—Haug, a zbliżają się do typu polygeosynkliny Kordyljerów Ameryki północnej w znaczeniu Schucherta¹⁵¹.

Karbon morski, którego brak w Rzeszotarach stwierdziło wiercenie, znajduje się jednak w płaszczynie wielickiej, znaleziony tu przez Niedźwiedzkiego¹⁵² (płaszczyna zachodnia brzeżna, należąca do grupy płaszczyny wielickiej, w Przebieczanach). To znaczy, że antyklina rzeszotarska, po której stronie S układała się płaszczyna wielicka, miała po stronie SW pokrycie karbonu dolnego morskiego, w Zwierniku na SW od Pilzna i Trzemosznej został on znaleziony¹⁵³ w płaszczynie Chełm—Czarnorzeki, tak samo u zachodniego końca płaszczyny Kąkolówka—Kopalina (Kropaczek) i wreszcie także u zachodniego końca skłębienia czołowego grupy średniej znalazł go Wójcik w Kruhelu, koło Przemyśla.

To znaczy, że na wschód od Rzeszotar wkracza z północnego zachodu morze karbońskie, które daje odnogę, sięgającą w głąb brzegu prakarpackiego. Wszystkie inne strefy antyklinalne prakarpackie, które dały początek płaszczynom grupy średniej aż po spiętrzenie czołowe (dziś koło Przemyśla) włącznie, zanurzały się w kierunku północno-zachodnim pod powierzchnię tego morza, którego przeciwległym brzegiem były zbocza gór Świętokrzyskich. Po stronie północnej tych gór odkrył Samsonowicz¹⁵⁴ również ślad istnienia tego morza. Jak widzimy, morze karbońskie oznacza zacieśnienie granic morskich w stosunku do morza górnodewońskiego. Na ryc. 6 podałem w przybliżeniu zasięg morza (całe kreski skośne) i lądów (niekreskowane) w epoce karbońskiej. Zasięg formacji produktywnej (kreski przerywane) przypiera w zasadzie od południa do brzegów morskich. Dalej ku południowi sięgały utwory kulmowe, które wreszcie dotykały do krystalinikum dostarczającego materiałów osadowych. Uważam za zbędne wyliczanie miejscowości bardzo licznych, znanych już z literatury dawniejszej, w których resztki karbonu produktywnego w skałach „egzotycznych“ zostały znalezione.

¹⁵¹ Bulletin Geol. Soc. America 1923, str. 195—201. — ¹⁵² l. c. str. 41. —

¹⁵³ Uhlig, Jahrbuch d. Geol. R.-A. 1888. — ¹⁵⁴ Posiedzenia nauk. P. I. G. 12.

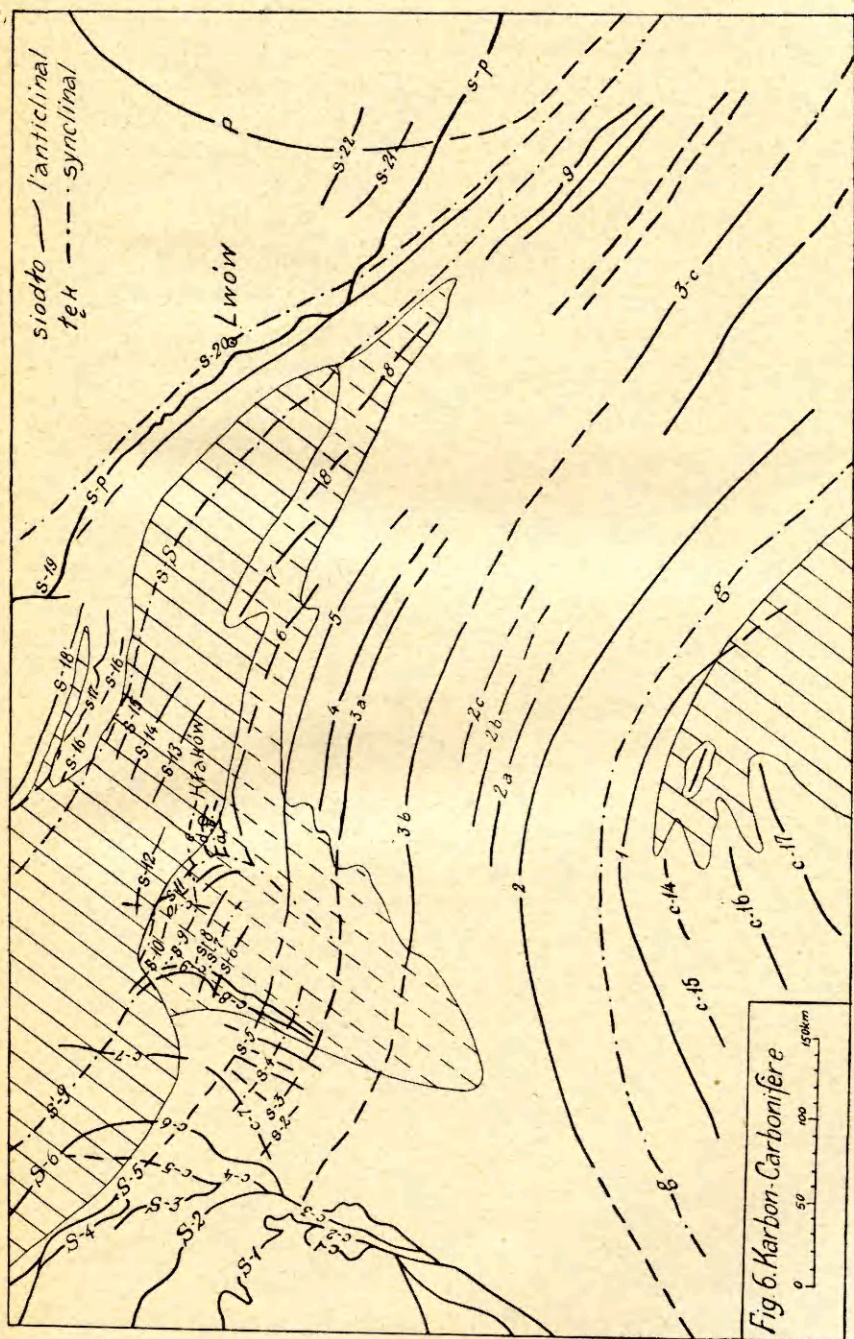
Widzimy, że obraz paleogeograficzny w karbonie doznaje dość daleko sięgających zmian. Zamiast odnogi morskiej dewonu górnego w bramie Morawskiej, widzimy już tylko osady karbonu produktywnego względnie kulmu, zaś po stronie południowej łańcuchów prakarpaccich pojawia się morze, którego faunę opisał Frech¹⁵⁵.

Więc przekrój od południa ku północy przedstawia się teraz następująco: 1) Platforma panońska zanurzona pod powierzchnię morza, przynajmniej w części północnej. 2) Szerokie pasmo górskie, ale wiążące się na większych przestrzeniach z przyległemi lądami, co, mutatis mutandis, przypomina znacznie późniejszy obraz epoki dolnego i średniego miocenu. 3) Synklina przedgórska. 4) Szereg wysp, jak w dewonie, lecz terytorjalnie i hypsometrycznie powiększonych. Wogóle zwiększona amplituda w stosunku plus lądowego i minus morskiego (odwrotnie do Suessowskiego sposobu określenia plus i minus), oczywista jako skutek ruchów górotwórczych hercyńskich.

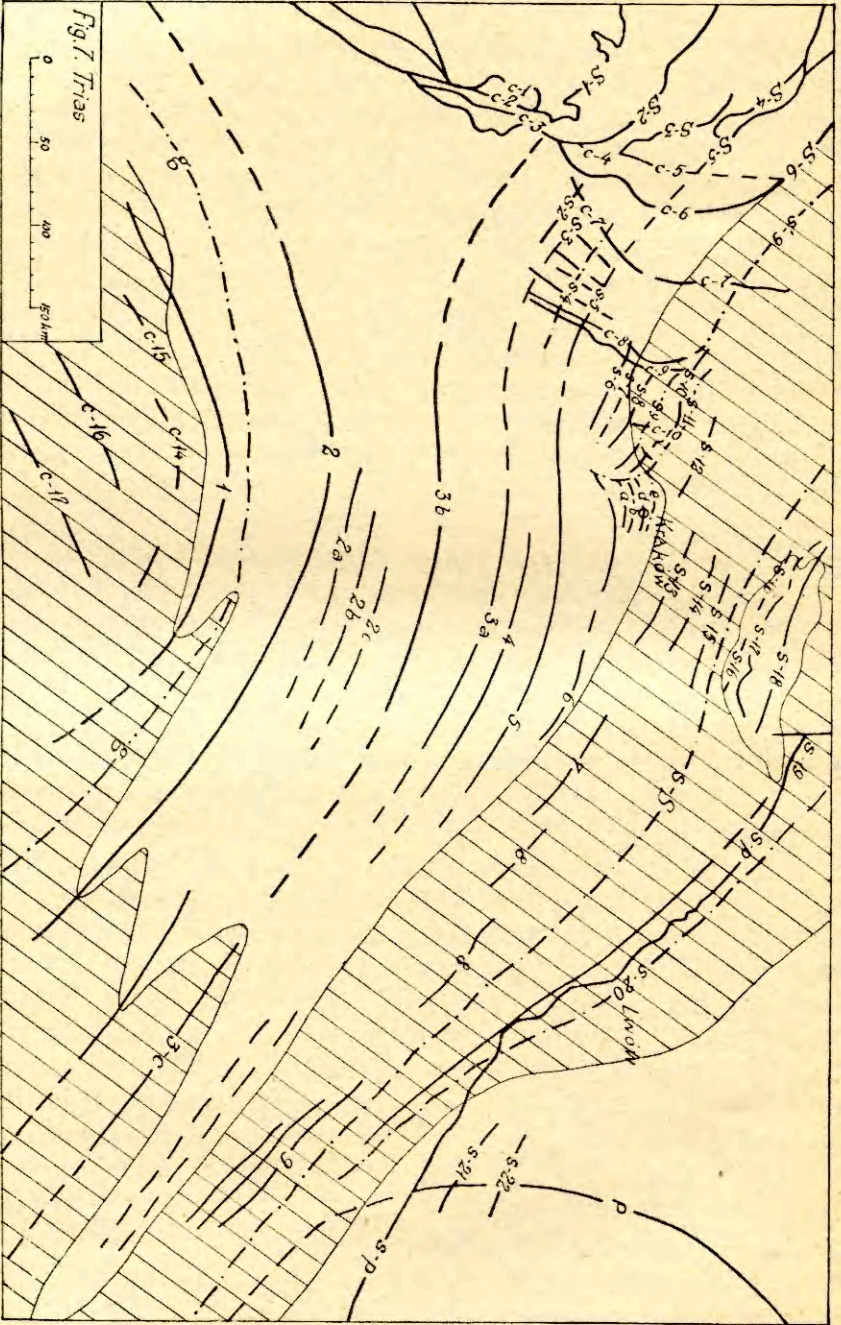
Szkic ryc. 6 ilustruje te stosunki. Zwracam jednak uwagę, że szkic ten jest, o ile chodzi o przedmurze, nieco anachronistyczny, gdyż obejmuje tu również niektóre efekty ruchów późniejszych; można jednak przypuszczać, że zostały one przygotowane przez analogiczne ruchy już w epokach wcześniejszych. Łączy on także stosunki dolnego karbonu z karbonem górnym, mimo iż wiemy, że od karbonu dolnego do górnego następują zmiany na niekorzyść morza.

Perm zostawia na terenie prakarpaccim, jak wszędzie w tej części Europy, osady lądowe pod postacią — najczęściej — zlepieńców, jak karniowickie z Kruhela, opisane przez Wójcika, a złożone znów z wapienia, dolomitów, jaspisów i piaskowców, czyli posiadające już w permie skały „egzotyczne“. Jeżeli taki zlepieniec jest rozbity na swe składniki, to nic nie można powiedzieć o istnieniu lub nieistnieniu permu. Taki zaś fakt zachodzi najczęściej, z tego powodu trudno jest zdać sobie sprawę z rozmieszczenia lądów i mórz w naszym obszarze w epoce permskiej. Jeżeli w wierceniu rzeszotańskim serja zlepieńca z łupku mikowego i kwarcu 819—833 m jest istotnie permem, jak przypuszcza Petrascheck¹⁵⁶, w takim razie, mając do dyspozycji punkta, jak Marmaroskie, Kruhel koło Przemyśla, góry Świętokrzyskie, Tatry, Rzeszotary i Krakowskie, nie pomylimy się może uważając, zgodnie z powszechną opinią, że osady naszego prakarpacciego permu, znane właściwie tylko z miejsc podgórszych hercynidów, są produktem niwelacji gór hercyńskich. W miejscach nieco niższych, jak w Krakowskim, za-

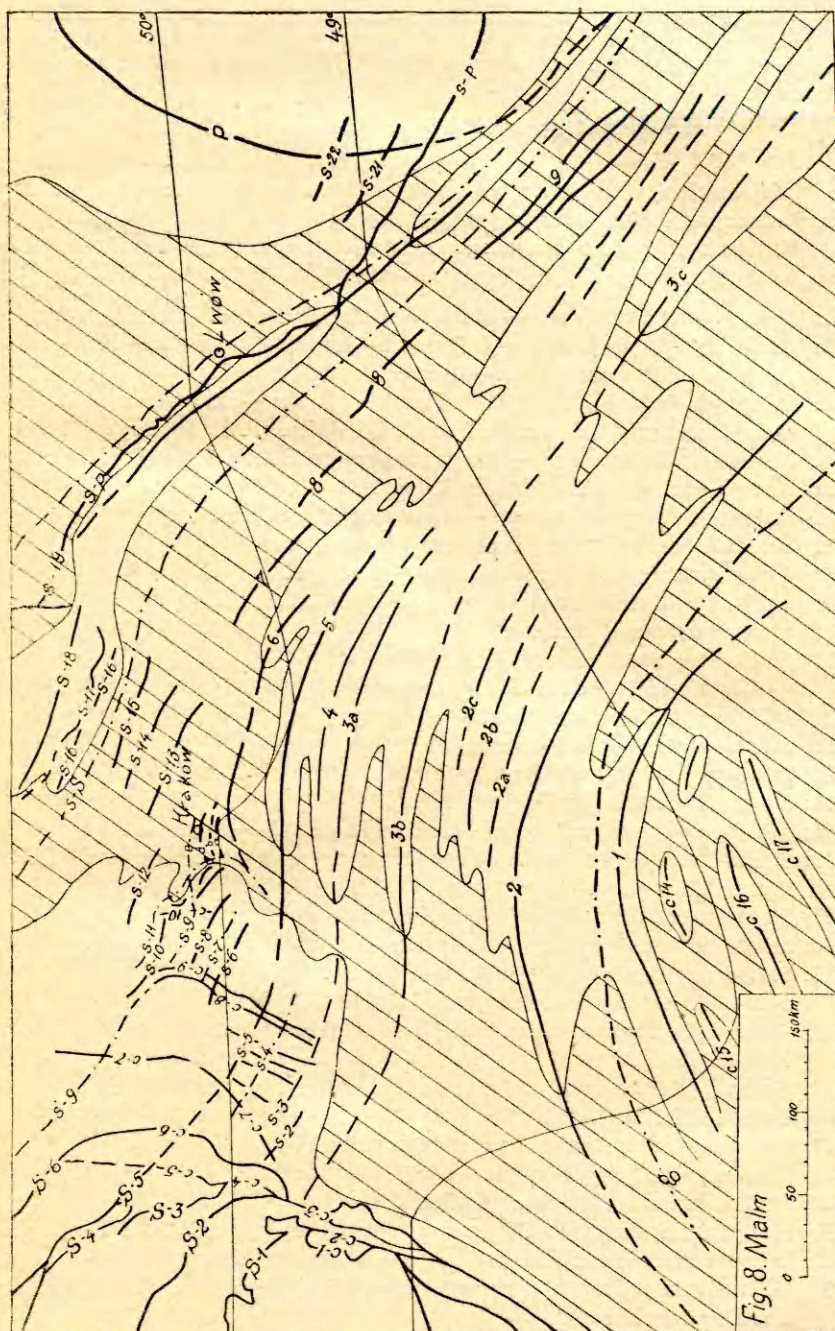
¹⁵⁵ Földtani Közlöny 1906. — ¹⁵⁶ Verhandlungen d. Geol. R-A. 1909.



Ryc. 6. Łądy i morza w epoce karboniferyjnej.



Ryc. 7. Lądy i morza w epoce triasowej.



Ryc. 8. Łądy i morza w epoce jury.

Objaśnienie ryc. 6, 7, 8. — *Explication des fig. 6, 7, 8.*

Linje grube, ciągłe: osi stref antyklinalnych, kreska-kropka: osi stref synklinalnych.

Traits forts: axes des zones anticlinales, traits interrompus par des points: axes des zones synclinales.

Miejsca cieniowane linjami skośnemi: morze, miejsca białe: łąd. Linje skośne przerywane: karbońska formacja produktywna.

Hachures obliques continues: Extension des mers, dtto discontinues: Extension du Carbonifère productif, blanc: continent.

S-1: Brzeg N Moldanubikum — Bord N du Moldanubique. (Tschécoslovaquie).

S-2: Strefa zapadnięta Josefov—Č. Trebova—Jevičko—Boskowitz—Krumlov.

Zone de faille entre Josefov—Krumlov.

S-3: Fałdy gór Orlické i Bystrické z Uskokiem Bušina—Plissements de montagnes Orlické et Bystrické avec la fracture de Bušin. (F. E. Suess).

S-4: Nasunięcie Eulengebirge—Chevauchement de Eulengebirge (E. Bed erke).

S-5: Brzeg Sudetów — Bordure des Sudètes.

s-1: Strefa zewnętrzna Sudetów. — Zone externe des Sudètes.

s-2: Siodło (anticlinal entre:) Sternberg—Weisskirchen.

s-3: Siodło (anticlinal entre:) Bodenstadt—Hustopeč.

s-4: Siodło (anticlinal entre:) Waltersdorf—Friedland.

s-5: Siodło (anticlinal) Hrabowa.

s-6: Siodło (anticlinal entre:) Mszana—Jastrząb.

s-2—s-6: według P atteiskiego (d'après P atteisky).

s-7: Łęk (synclinal entre:) Rybnik—Pszczyna.

s-8: Siodło między (anticlinal entre:) s-7—s-9.

s-9: Łęk (synclinal entre:) Orzesze—Tychów—Chełm—Chrzanów.

s-10: Siodło (anticlinal de:) Królewska Huta.

s-11: Łęk (synclinal entre:) Bytom—Szczakowa—Brodła—Brzeźnica.

s-12: Strefa antyklinalna w miejscowościach: (zone anticlinale de:) Dziewki, Klucze NE.

s-13: Giebułtowa (anticlinal de Giebułtów).

s-14: Siodło (anticlinal entre:) Góry—Pozory.

s-15: Siodło (anticlinal entre:) Wójcza—Pińczów.

s-13—s-15 według Te isseyre'a (d'après T.)

s-s: Ogólny kierunek synklinorium (direction générale du synclinorium entre:) Nida—Pokucie.

s-16: Siodła autochtoniczne, południowe Świętokrzyskie (anticlinaux autochtones du S de Mt. St. Croix).

s-17: Płaszczowina łagowska (nappe de Łagów).

s-18: Płaszczowina łysogórska (nappe de Łysa Góra).

s-19: Siodło Rachowa (anticlinal de Rachów).

s-P: Fleksura trzeciorzędowa SW Podola (Flexure tertiaire du bord SW de Podolie).

s-20: Łęk (synclinal entre:) Lwów—Lublin—Warszawa—Gdańsk.

s-21, s-22: Siodła podolskie o kierunku karpackim (anticlinaux de Podolie de la direction karpatique).

- P: Wielka antyklina podolska, łukowata z kierunkiem końców łuku SE i NE, przystosowującymi się do kierunków sudeckiego i kaledońskiego (grand anticlinal de Podolie en arc avec des ailes dirigés vers SE et NE en adaptation à la direction sudétique et calédonienne).
- C-1: Brzeg SE Moldanubicum, nasunięcie (ligne du bord SE du Moldanubique en chevauchement).
- C-2: Brzeg SE Moravicum (bord SE du Moravique) d'après F. E. S u e s s.
- C-3: Dyslokacja Bušina (dislocation de Bušin).
- C-5: „ Ramsau („ „ Ramsau).
- C-6: Strefa antyklinalna (zone anticlinal) Praděda (Altvater).
- C-7: Strefa antyklinalna dewonu wśród kulmu (zone anticlinale du dévonien dans le Culm).
- C-7': Uskok opolski wedle Frecha (faille d'Opole, d'après Frech).
- C-8: Nasunięcie ku SE michałkowickie (pli charrié vers le SE de Michałkowice).
- C-9: Idem orłowskie (idem d'Orłowa).
- C-8—C-9: według autorów: (d'après:) Mladék, Brandenburg, Patteisky).
- C-10: Uskok Imieliński według Kowalskiego (Faille d'Imielin d'après K.) in litt.
- C-14: Tatry.
- C-15: Lubochnia.
- C-16: Niżnie Tatry.
- C-17: Vepor—Spisz.
- a: Antyklina (anticlinal): Czernichów—Kurdwanów.
- b: Synklina (synclinal): Łagiewniki—Chrząstowice.
- d: Antyklina (anticlinal): Kajasiówka—Krakus.
- e: Synklina krzeszowicka (synclinal de Krzeszowice).
- 1-9: Rekonstruowane antykliny prakarpackie, predysponujące późniejsze strefy fliszowe, a mianowicie: (Reconstruction des anticlinaux précarpatiques, qui prédisposent les zones tectoniques du flysch, c'est-à-dire:)
- 1: Pieniny.
- G: Wielka synklina magórska (grand synclinal de Magóra).
- 2a-c: Antykliny magórskie (anticlines de Magóra).
- 3 b: Południowa antyklina grupy średniej i jej przedłużenie wschodnie: (l'anticlinal du S du groupe moyen et son prolongement vers le SE).
- 3 c: Antyklina marmaroska (Anticlinal de Marmarosch).
- 3a: Godula—Wiśnicz—Biecz.
- 4: Wieliczka—Brzanka—Liwocz—Odrzykoń.
- 5: Sanok—Czarnorzeki—Chełm.
- 6: Kąkolówka—Kopalina.
- 7: Wiązka fałdów brzeżnych grupy średniej (faisceaux de plis frontaux du groupe moyen).
- 8: NW wschodniej grupy brzeżnej (NW du groupe bordier oriental).
- 9: SE wschodniej grupy brzeżnej (płaszczowiny pokuckie), (SE du groupe bordier oriental, nappe de Pokucie et de Słoboda).

chowują się wapienie słodkowodne karniowickie. Morski cechsztyń znany z gór Świętokrzyskich nie został dotąd ani na obszarach karpackich ani na bezpośrednio do nich przyległych przedpolach odkryty.

Zatem w okresie permskim mamy w południowej części Polski ogólne wynurzenie, jakkolwiek nie można wykluczać, że — jak widzieliśmy — w prastarej panwi przedkarpackiej, mogą się znajdować nie tylko utwory morskiego cechsztyń, ale i permskiej formacji solnej.

Stosunki paleogeograficzne Prakarpat, w epoce triasowej, mogą być odtworzone ze znacznie większą dokładnością niż epok poprzednich, nie tylko dzięki dobrej znajomości tych utworów w Tatrach, Skałkach, Marmaroszy, na przedpolu Prakarpat, ale i w obrębie samych Prakarpat. Odnosi się to przedewszystkiem do średniego ogniw tej formacji, odpowiadającego maksymalnemu, ponownemu zalewowi morza. Rozkład lądów i mórz na obszarze prakarpackim w tym czasie ilustruje ryc. 7.

Uderza w oczy przedewszystkiem fakt, że w okolicy dzisiejszej bramy Morawskiej niema morza triasowego, niema więc tą drogą połączenia północnego obszaru, zajętego przez morze, z obszarami południowymi, wbrew wielu przypuszczeniom idącym w tym kierunku. Wiercenia w Strażowicach i Austerlitz¹⁵⁷ wykazały brak triasu, w Górach Marsowych brak w zlepieńcach materiałów triasowych, podobnie jak w płaszczowinach cieszyńskiej i godulskiej, niema też tej formacji w wierceniu rzeszotarskiem. Dopiero w zlepieńcach płaszczowiny Kąkolówka-Kopanina¹⁵⁸ i dalszej ku wschodowi, w Kruhelu zostaje on na pewno stwierdzony¹⁵⁹. Przypuszczam, że dolomity zlepieńców płaszczowiny słobódzkiej Truskawca i okolic Nadwórny, nie mogą chyba być innego wieku niż triasowego. Natomiast dalej ku SE płaszczowina ta wykazuje tylko skały jurajskie, spoczywające na zielonych skałach krystalicznych; tu zatem morze triasowe oddalało się od brzegu Prakarpat, jednakże tędy musiało istnieć połączenie z morzem oblewającym Dobrudzę.

W związku z oddzieleniem przez łańcuchy prakarpackie w czasie triasu północnego zagłębienia epikontynentalnej facji triasowej od południowej alpejskiej idzie w parze i fakt, że zalew morski zaczyna się na południu wcześniej niż w niecce północnej, gdzie napotykamy dopiero osady rötłu pochodzenia morskiego.

Wskutek zalania całego obszaru na południe od Prakarpat przez morze średniotriasowe obraz paleogeograficzny tej części Europy znowu ulega, i to dość gruntownej zmianie. Mamy tu bowiem

¹⁵⁷ Petrascheck l. c. — ¹⁵⁸ Kropaczek l. c. — ¹⁵⁹ Wójcik l. c.

od południa ku północy tym razem następujący przekrój: 1) Platforma panońska, zanurzona dość głęboko pod powierzchnię morza. 2) Szerokie pasmo górskie, łączące się z grupą lądową czeską z wyspami części dzisiejszych „trzonów“ zachodnio-karpackich, przerwane w środku, a wynurzające się ponownie w Marmaroszy. 3) Synklina przedgórska. 4) Wyspa Świętokrzyska. 5) Ogromny ląd wschodnio-europejski.

Obraz ten z tego przedewszystkiem powodu trzeba uznać za zasadniczo zmieniony, że podczas gdy dotąd łańcuch prakarpacki był stale niejako anneksem północnym lądów, leżących na południu, z morzami głównymi po stronie północnej, w triasie średnim przeciwnie, morza znajdują się na południu, gdy masa lądów istnieje po stronie północnej a obrzeżającą je od południa wyspą jest łańcuch prakarpacki.

Górny trias i lias nie dadzą się na razie na naszym obszarze w swych granicach paleogeograficznie odtworzyć. Wiemy o nich tylko tyle, że oznaczają one zmniejszenie się zasięgu morza do głębszych okolic synklinalnych, co znów przypomina nam stosunki w helwecji. Wiemy na podstawie pewnych fragmentów z okolic łańcucha Kąkolówka-Kopalina, Kruhela i Nadwórnej z jednej strony, zaś ze stosunków w Tatrach, grupie marmaroskiej i na przedmurzu z drugiej strony, że poza znaczną redukcją obszarów morskich obraz paleogeograficzny tych epok nie doznał zasadniczej zmiany w porównaniu z triasem.

Taką zmianę, ale w kierunku odwrotnym, gdy chodzi o rozprzestrzenienie się mórz na naszym obszarze, wprowadzają okresy średniej a zwłaszcza górnej jury. Wynika to z ryc. 8.

Mapka ta uwzględnia wszystkie dotąd znane z literatury wystąpienia bloków górnourajskich w zlepieńcach karpackich, uzupełnione nadto licznymi własnymi spostrzeżeniami. W porównaniu z mapką triasową wybijają się na pierwszy plan przedewszystkiem dwa momenty. Po pierwsze powraca do głosu obniżenie bramy Morawskiej, które w części SW na Morawach zaznacza się już w liasie (Četechovice, Freistadt, Koričan), nie sięga jednak — jak się zdaje — ku północy, gdy już w jurze średniej i górnej połączenie morza południowego, alpejskiego z morzem okolic Krakowa jest zupełne. Stąd idzie ku zachodowi synkliną, oddzielającą łańcuchy (pra-)magórskie od (pra-)godulskowiśnickiego. Po drugie widzimy, że morze synkliny przedkarpackiej czyni zdobycze również i na północnej części łańcuchów prakarpackich, zalewając je w znaczniejszym stopniu niż morze średnio-triasowe. Ważnem jest dalej, iż morze to zdobywa już w doggerze znaczne przestrzenie na lądzie wschodnio-europejskim, a jeszcze w znaczniejszym

stopniu w malmie, gdzie pozostawia na wschodzie zaledwie wyspę południowej części wału scytyjskiego wraz z antykliną podolską. W ten sposób łąd wschodnio-europejski z czasów średnio-triasowych zostaje jako całość rozbity i w naszej części pozostaje po nim tylko szereg wysp, z których jedną jest obszar naszych Prakarpat.

Zatem nasz profil przez Prakarpaty w okresie górnio-jurajskim wygląda następująco: 1) Platforma panońska zanurzona w morzu. 2) Wyspy dzisiejszych trzonów zachodnio-karpackich, wyspy prakarpackie i wyspa (pra)marmaroska. 3) Synklina przedgórska z zalaniem północnej części łańcuchów prakarpackich. 4) Wyspa Świętokrzyska i ukraińsko-podolska. Tu już trudno się dopatrzeć jakiegoś podobieństwa do klasycznej formy geosynklinalnej.

W kredzie dolnej stosunki paleogeograficzne opisywałem wyżej przy omawianiu stratygrafji. Wedle tego obraz z okresu jurajskiego z omówionemi wahaniami rytmicznymi zarysuje się w kredzie dolnej w ten sposób, iż blok łańcuchów prakarpackich, dających jedną dotąd wyspę na zachodzie, rozbije się na tyle wysp, ile było łańcuchów. Znów między Sanokiem a Marmaroszą-Prapokuciem będą się zanurzały, przynajmniej w porównaniu do NW i SE. W tym czasie przeważna część platformy panońskiej jest wynurzona. Natomiast synklina przedkarpacka uzyskuje rysy zaostrome, morze nie dosięga tu zboczy łądu, który się wyłania na północy, obejmując Krakowskie, zatokę Nidziańską, Świętokrzyskie, Wołyń, Podole i wał ukraińsko-scytyjski.

W ten sposób powstaje po raz pierwszy w historii Karpat łuk przedkarpacki, oblany od północy wodami Wealdu, od południa zaś morza karpackiego, z którego sterczą szczątki łańcuchów prakarpackich pod postacią szeregów wysp. Od południa znów łąd panoński.

W tym czasie sterczy zatem łuk prakarpacki na zewnątrz intrakontynentalnej formy morskiej, która w tym wypadku, w tym momencie historii rozwoju długiego bardzo łańcucha zdarzeń geologicznych, kalejdoskopowo niemal się zmieniających, przybiera kształty geosynkliny w znaczeniu H a u g a. Część północna tej geosynkliny, to prastara synklina, ułożona z dawien dawna między łańcuchem dobrudzko-sudeckim a formą o naturze antyklinalnej, Świętokrzyskie-Podole południowe, poza którą formuje się dalej ku NE walna synklina Nizniów-Lwów-Lublin-Warszawa-Gdańsk, tak dobrze uwydatniająca się na załączonej mapie geologicznej. Wody części północnej tej mezogeosynkliny w znaczeniu S c h u c h e r t a, od triasu zaczynając, zwolna wdzierają się w czasach coraz nowszych zalewów morskich w obręb jej części południo-

wej, którą jest nie co innego, niż stare antyklinorium prakarpaccie, sterczące teraz archipelagiem wysp.

W cenie, jak wywoziłem, ta właśnie część południowa geosynkliny dolnokredowej podnosi się jako geantyklina w znaczeniu Hauga, a obszar morza w związku z tem zdarzeniem, przenosi się na starą synklinę przedkarpaccą, ale i na ów wał przedkarpaccy krakowsko-świętokrzysko-wołyńsko-podolski. Widzimy tu niezmiernie bliską analogię ze stosunkami, które nastąpią po fazie górotwórczej pohelweckiej, gdzie morze tortońskie ustąpi z obszaru „geantykliny“, lecz nie ograniczy się wyłącznie do wypełnienia synkliny przedkarpacciej, przenosząc się także na obszar jej przedpola, przedtem wynurzonego (eocen-oligocen). Przyczynę mechaniczną tego zjawiska łatwo sobie wyobrazić i nie jest nią jakaś tajemnicza wędrówka geosynkliny. Na skutek nacisku tangencjalnego po albienie fałdy prakarpaccie, które są płaszczowinami, jak świadczy o tem wiele wskazówek, a przede wszystkim niesymetryczność budowy ze stromiznami po stronie północnej — nasuwają się na synklinę na ich przedpolu. Od wielkości efektu nasunięcia po powierzchni, wznoszącej się ku N, zależy z jednej strony wielkość wzniesienia się nasuwającej się płaszczowiny, a z drugiej wielkość zapadnięcia się synkliny, na którą nasunięcie następuje. Oczywiście, że miara bezwzględna podniesienia antyklinalnego jest większa niż zapadnięcia synklinalnego, bowiem podniesienie ma nad sobą przestrzeń wolną, gdy zapadnięcie musi wyprzeć masy pod niem leżące i pokonać ich opór, co jednak nie zmienia zasadniczo układu, w którym wielka antyklina musi mieć wielką synklinę i naodwrot. Więc nasuwająca się wielka antyklina w pierwszej fazie pociągnie za sobą większe obszary dla uformowania z nich synkliny, ze zburzeniem chwilowem równowagi izostatycznej. Jednakże faza górotwórcza jest hysterezą w stosunku do działającej sekularnie tendencji do równowagi izostatycznej, przyczem części synkliny, stojące dalej od obciążenia nowo nasuniętymi masami, odkształcają się i podnoszą zwolna z powrotem, gdy przeciwnie część synkliny „zasunięta“ wraz z ciężacemi na niej masami nasuniętymi, wzniesionemi chwilowo za wysoko, zapadają się stosownie do wielkości nowego obciążenia.

Miary wielkości tego splotu zjawisk dostarcza nam zachowanie się morza, które jest w tych wypadkach sondą, zgłębnikiem wielkości powstałych w ten sposób zapadłisk, a zatem i wypiętrzeń, pozostających z niemi, jak widzimy, w związku przyczynowym. Jeżeli nasunięcie jest bardzo znaczne, to i synklina podległa nasunięciu, jest również wielka, i wtedy morze wdziera się do niej i wypełnia ją. Z tego wynika nie-

zmierna bierność tą drogą powstałych „geosynklin“ w stosunku do rozgrywających się procesów górotwórczych. Są one zaledwie nikłym miernikiem wielkości zjawiska, nigdy zaś przyczyną, ani jego całości, ani też któregośkolwiek z jego ogniw składowych.

Następuje zalew górnokredowy. O jego początku nie mamy dokładniejszych wiadomości. Wedle mego przypuszczenia, uzasadnionego w części stratygraficznej, zalew ten zaczyna się prawdopodobnie od turonu, obejmując czas aż do najwyższej kredy. Stosunki paleogeograficzne wykazują ponownie zasadnicze zmiany, dające się wyrazić w schemacie przekrojowym, następującym: 1) Dość znaczny łąd płyty pannońskiej, obejmujący jednak tym razem także obszary tatrzańskie i znaczną część siedmiogrodzkich. 2) Szeregi wysp grzbietów prakarpackich, zanurzających się znów między Sanokiem a Pokuciem. 3) Synklina przedkarpacka, łącząca się z ogromnem morzem Europy północnej i wschodniej, prawdopodobnie z jedyną 4) Wyspą Świętokrzyską.

Oznacza to przedewszystkiem zupełne zniknięcie wału przedkarpackiego z czasów kredy dolnej, zaś wyspy karpackie obrzeżają teraz łąd południowy. Wśród niejednostajnie rytmicznych ruchów, jak to wynika z opisów w części stratygraficznej, największe może pogłębienie mórz wypadnie na epokę kredy mukronatowej. Nie potrzebuję dodawać, że bramą Morawską i na wschodzie komunikują morza obszarów naszych z morzami południowemi.

W paleogenie znajdujemy znów stosunki prawie identyczne z takiemiż w kredzie dolnej, gdzie na północy pojawia się ów wał przedkarpacki krakowsko-świętokrzysko-podolski, morza osiągają brzegowiska względnie szersze niż w kredzie dolnej, ale są na ogół płytsze.

Neogen przypomina stosunki albieńsko-cenomańskie z pewnemi zmianami i z możliwością odtworzenia etapów. Mianowicie w dolnym miocenie prawie ogólne wynurzenie obszaru karpackiego wraz z przedpolami, może z wyjątkiem synkliny przedkarpackiej, w helwecie następuje podnoszenie się łańcuchów, uwydatniające się najpierw i najsilniej na południu. Ale tu musi już przyjść do głosu moment krytyczny tektonicznego zróżnicowania starych trzonów prakarpackich i pokrywy fliszowej. Odkłucie następuje nie tylko między temi, tak różniącemi się od siebie elementami strukturalnemi, ale i w obrębie samej pokrywy fliszowej, jak widzieliśmy na tyłu przykładach wyliczonych poprzednio.

Przypatrzmy się mechanizmowi tego zdarzenia. Łozin ski¹⁶⁰ w roku

¹⁶⁰ Geol. Rundschau.

1919 wykazywał, iż platforma panońska nie jest wcale depresją o charakterze synklinálním, lecz jest „elementem pozytywnym“ w sensie Wilisa. Wyżej widzieliśmy zachowanie się tej płyty w stosunku do zalewów morskich i wynurzeń z całą gamą zmienności. Łoziński w tej samej pracy wykazał nadto potrzebę zróżnicowania poprzecznego tej płyty, jakoteż zastosował do naszych Karpat ideę Brandesa¹⁶¹ t. zw. Vergitterung — struktury siatkowej, gdzie elementy tektoniczne krzyżują się z elementami podłużnymi. W budowie całokształtu płyty panońskiej, obramionej fliszem, istnieją trzy główne części składowe: 1) zachodnia grupa trzonowa, 2) grupa siedmiogrodzka, przedzielone od siebie 3) niżem Alföldu. Obie pierwsze grupy same w sobie mają budowę niezmiernie bogatą i urozmaiconą w przeszłości geologicznej, jednakże w stosunku do dziejów fliszu zwłaszcza w ostatniej fazie rozwojowej jego tektoniki, odgrywają one rolę już spojonej jednostki wyższego rzędu o charakterze płytowym i antyklinalnym, gdy Alföld przy charakterze również płytowym zachowuje się jak synklina, zawarta między tamtymi dwiema antyklinami.

Jeżeli zwrócimy uwagę na brzeg północny grupy magórskiej na mapce geologicznej między rzeką Laborcą na wschodzie a bramą morawską na zachodzie, zauważymy, że jest to łuk karpacki mały, mniejszy od ogólnego łuku karpackiego, o większej wypukłości niż ogólny łuk karpacki, a o rozpiętości mniejszej niż połowa tamtego. Ten łuk magórski posiada w stosunku do łuku karpackiego swoje odrębne stanowisko. Jest on łukiem mniejszym, wpisanym w łuk większy. Odrazu widać, iż łuk magórski wcisnął się w zachodnią część łuku karpackiego jako jednostka indywidualna i spowodował deformację tej części, z dostosowaniem jej do swych stref. Mapa wskazuje również, że i strefa tektoniczna pienińska jest również tylko podrzędną częścią składową jednostki magórskiej w ten sposób pojętej, gdyż swym biegiem dostraja się ona do biegu stref magórskich, a jest małą rozwarością swego łuku w sprzeczności z resztą łuku karpackiego.

Odrazu podnoszę z naciskiem, że skałki dalsze ku wschodowi, jak skałka Homonnej, Užhorodzka, Munkacka i Dołhej są to flankowe wyjscia na powierzchnię stref tektonicznych prakarpackich, należących do grupy średniej, podobnie, jak to wykazywałem dla grupy marmaroskiej. Należą one do strefy zalewu mórz głównie jurajskich, nie należą zaś do strefy tektonicznej łuku pienińskiego.

Powstania samodzielnego łuku magórskiego nie można zrozumieć

¹⁶¹ Die niederländisch-herzynische Vergitterung, 1913 Teubner.

inaczej, niż przez wciśnięcie bloku zachodniej grupy trzonowej w korpus grupy średniej. Wciśnięcie to muszę uznać nie tylko jako widoczne zgniecenie lateralne, ale i jako najeżdżanie w głąbne starych struktur prakarpackich bloku zachodnio-karpackiego na również stare płaszczowiny prakarpackie łańcuchów prakarpackich, dalej na północ położonych. Blok sam w sobie ulega również pomarszczeniu, o czym świadczy wyruszenie trzeciorzędu wypełniającego synkliny między antytklinami składowymi bloku. Z drugiej strony powoduje to niejako przyspieszone posunięcie w stosunku do posunięcia na odcinku synklinálním Alföldu deformację biegów grupy średniej, co się odbija przede wszystkim na płaszczynie najwyższej grupy średniej, t. j. na płaszczynie godulsko-wiśnickiej, która w miejscu najsilniejszego nacisku od południa przekracza jednostki niższe i wysuwa się pod Bochnią aż na sam brzeg łańcucha karpackiego. Odbija się ten nacisk lateralny również i na przedmurzu okolic Krakowa. Niecka o biegu sudeckim Bytom-Szczakowa-Brodła-Brzeźnica (s-11) zostaje między Bołęcinem a Nieporazem (E od Chrzanowa) załamana, przecięta niecką krzeszowicką o kierunku E-W czyli kierunku „karpackim“. Ponieważ nieckę tę wypełnia już kreda górna, musiała ona powstać w czasie fazy górotwórczej średniokredowej, co świadczy o tym, że już w tym czasie rozpoczął się ów nacisk ze strony członów bloku trzonowego zachodnio-karpackiego.

Zaznaczę tylko krótko, iż w sposób identyczny zachowuje się blok antyklinalny wschodni grupy siedmiogrodzkiej. Miałem sposobność obserwować nasunięcie płaszczowiny Rodniańskiej wzdłuż rzeki Sacelu SE od Marmaroszy, aż do okolic na południe od Borsy. Leży ona na płaszczynie bukowińskiej, a ku zachodowi łączy się z płaszczowinami Apuseni. Jestto brzeg północny bloku antyklinalnego siedmiogrodzkiego, najeżdżającego na grupę średnią karpacką podobnie jak na nią najeżdża blok zachodni krystaliczny, nie wychodzący jednak „w powietrze“, tylko ukryty w głębi, pod odkłutymi od niego płaszczowinami fliszu. Ale też w części zachodniej krystalinikum podłoża prakarpackiego, na które się nasuwa blok zachodni, jest również ukryte pod płaszczowinami fliszu, nie wychodząc na wierzch, jak w płaszczynie bukowińskiej.

Odcinek synklinálny platformy panońskiej, Alföld, dotyka do części Karpat, położonej między Sanokiem a Bystrycą Sołotwińską. Przy omawianiu zarówno stratygrafji, jak i stosunków paleogeograficznych tej części wychodziło na jaw, jak statecznie łańcuchy prakarpackie tego odcinka w ciągu całego rozwoju dziejów Prakarpat zanurzały się w głąb

w porównaniu z częścią zachodnią i wschodnią. W ten sposób istnieje depresja, odbijająca się na całej stratygrafii swych utworów. Najcharakterystyczniejszymi utworami tejsze są warstwy popielskie, dlatego będę dla krótkości nazywał tę depresję popielską. Otóż bez trudności można stwierdzić, że depresja popielska nawiązuje terytorjalnie do depresji przedmurza i depresji płyty odwodowej, t. j. do poprzecznej synkliny alföldzkiej. Na przedmurzu depresja ta jest niewątpliwie równoznaczną z formą synkinalną, zamykającą od północnego zachodu podolską formę antyklinalną. Synklina poprzeczna alföldzko-popielsko-wołyńska jest, jak mówiłem wyżej, formą bardzo starą i trawersowała poprzecznie Prakarpaty podobnie, jak trawersuje obecnie Karpaty i jest jako taka efektem płaskiego, fałdowego kurczenia się skorupy ziemskiej. Bieg osi tej synkliny jest równoległy do biegu synkliny morawskiej, od której jest oddzielona antyklina, w swych szczegółach złożoną, ale występującą w stosunku alföldzko-wołyńskiej i morawskiej jako antyklina zachodnio-karpackich gór trzonowych.

Antyklina ta, wzięwszy udział w fałdowaniu alpejsko-karpackim, w jego ostatniej fazie, została jako całość posunięta w kierunku północnym, a może raczej północno-wschodnim i spowodowała wygięcie w łuk łańcuchów swego przedpola, łańcuchów, które, jako sudecko-dobruckie miały kierunek mało tylko wygięty. O tem już w czasie średnio-kredowym zaznaczającym się wygięciu świadczy, jak wspominałem, kierunek członów tektonicznych okolic Krakowa, oznaczonych na szkicach ryc. 6—8 znakami a, b, d, e.

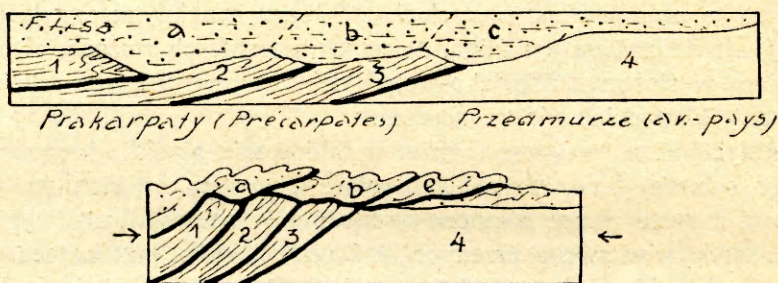
Jeżeli przypomnimy sobie, iż, jak zaznaczyłem wyżej za Patteiskym, na Górnym Śląsku walczą ze sobą krzyżujące się kierunki, zaznaczone na szkicach ryc. 6—8 literami C i S, to zobaczymy, że zasadnicza ilość objawów tektonicznych w naszych Karpatach, jakoteż w ich sąsiedztwie zarówno południowym, jak północnym da się bez jakiegokolwiek sztuczności sprowadzić do tych dwóch kierunków głównych, to jest do pierwszego WNW—ESE i drugiego, mniej więcej SW—NE.

Kierunki te są reakcją skorupy ziemskiej na działanie sił, oczywiście wzdłuż kierunków prostopadłych do tych biegów. Wolno mi tedy utrzymywać, iż w południowej części Polski mamy dwojaki rodzaj fałdowania. Jedne o biegu WNW—ESE, spowodowane naciskiem od strony północno-wschodniej, i drugie o biegu SW—NE, powstałe pod wpływem nacisku od strony NW—SE. Nie wchodzę w tym wypadku w sprawę, czy są to kierunki główne, czy też tylko składowe, raczej wypadkowe jakichś kierunków głównych.

Stwierdzenie tego faktu pozwoli nam nawiązać do zjawisk tekto-

nicznych północnej części Polski i zrozumieć jednolitość i konsekwencję całego mechanizmu tektoniki tego obszaru.

Powróćmy jednak na chwilę jeszcze do Karpat fliszowych. Na podstawie poprzednich wywodów zrozumiemy, iż w czasie przedtortońskim następuje główne fałdowanie, gdzie płaszczowiny prakarpackie pod postacią płaszczowin konserwatywnych, Argandowskich plis de fond, nasuwają się wskutek nacisku od południa na siebie, po swych starych powierzchniach nasunięć, zaś flisz jest zmuszony do odklucia się od podłoża i do utworzenia samodzielnych płaszczowin, wedle schematu ryc. 9.



Ryc. 9.

Rysunek ten jasno uwidacznia, po pierwsze, że musiało nastąpić odklucie fliszu i utworzenie przezeń samodzielnych płaszczowin, po drugie, że płaszczowiny prakarpackie zmuszone również do skrócenia swego przekroju poprzecznego, z położenia pierwotnie płaskiego musiały przyjąć położenie bardziej strome. W ten sposób nastąpiło zwiększenie miąższości na obszarze górotwórczym. W następstwie tego faktu musiało także dojść z jednej strony do pograżenia dolnej części kompleksu sfałdowanego w znaczniejsze głębokości, w wyższe temperatury i większe ciśnienia, z drugiej zaś strony musiało również nastąpić podniesienie powierzchni tego kompleksu, co znów pociągało za sobą regresję morza z obszaru ulegającego sfałdowaniu. W ten prosty i naturalny sposób objaśnia się tu ten ostatni moment procesu, który był słabym punktem Bertrandowskiej teorii mechanicznej powstawania gór, biorącej za punkt wyjścia geosynklinę, jako siedzibę sił twórczych orogenicznych. Rudzki¹⁶² słusznie zapy-

¹⁶² Fizyka ziemi, str. 216.

tuje, dlaczego na tem samym miejscu, w którym przez długi przeciąg czasu tworzyła się zapadlina, potem wszystko dźwiga się w górę? Widzieliśmy wyżej, że to, coby na naszym obszarze można podciągnąć pod pojęcie geosynkliny, w długim łańcuchu rozwojowym da się spostrzec tylko dwukrotnie, t. j. w kredzie dolnej i paleogenie, zresztą obraz obszaru w przeważnej ilości etapów swego rozwoju daleki jest od obrazu, wymaganego przez pojęcie geosynkliny, a jednak trzykrotnie powstają tu góry fałdowe. Powstają one stale w temsamym miejscu a plan każdego paroksyzmu następnego jest powtórzeniem planu poprzedniego, jest jego wykończeniem, z dodatkiem tylko nowych szczegółów.

Mogę powiedzieć, że nawet wielkość zjawiska, mierzona szerokością pasma orogenicznego, pozostaje w zasadzie ta sama, gdyż w miarę, jak kurczą się pod wpływem nacisku lateralnego efekty poprzedniej fazy górotwórczej, a płyta panońska zbliży się tem samem do płyty północnej, to odrazu najbliższa część tej ostatniej zostaje zaanektowana do obszaru górotwórczego. Bijącym w oczy objawem takiej aneksji było dwukrotne utworzenie się na zewnątrz synkliny przedkarpackiej, wału krakowsko-świętokrzysko-podolskiego.

Ten wał, będący dzisiaj przedmurzem Karpat doby przedtortońskiej jak zobaczymy w następnym rozdziale, posiadający swoistą budowę, w wielu wypadkach niezależną od zdarzenia karpackiego, już jednak dwukrotnie utworzył łuk przedkarpacki, zupełnie dostosowany swym przebiegiem do owego zdarzenia. W ten sposób przestał on właściwie należeć do przedmurza, a stał się organiczną częścią składową systemu karpackiego. Nie trudno przewidzieć, że ten wał metakarpacki będzie pierwszą antyklinałą wglębną Nowych Karpat. Przyszła faza ruchów tangencjalnych spowoduje silne wzniesienie antyklinorium dzisiejszych Karpat i wału metakarpackiego a pogłębienie synkliny przedkarpackiej i leżącej na zewnątrz wału metakarpackiego. O ile to pogłębienie będzie dostatecznie wielkie, wkroczy morze, które da początek nowemu fliszowi...

E) Tatry.

Wiele jeszcze trzeba będzie czasu i pracy, aby można było sobie zdać sprawę ze stosunków tektonicznych w krystalinikum tatrzańskim. Niedawne prace Świderskiego¹⁶³ i Tokarskiego¹⁶⁴ dotyczą za-

¹⁶³ Rozprawy Akad. Um. Kraków 41, Bulletin Ac. Sc. Cracov. 1921. —

¹⁶⁴ Kosmos 1926.

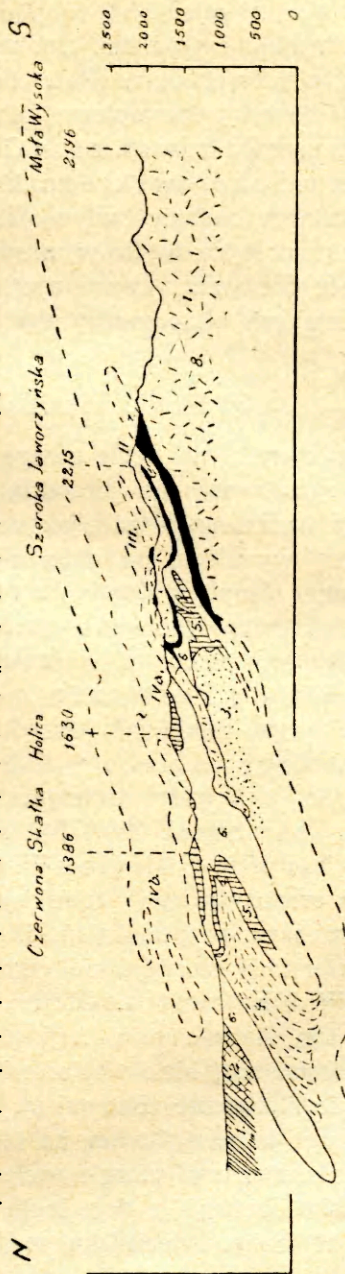
ledwie szczegółów. Od prof. Kreutza w poprzednich ustępach dowiadujemy się dwóch rzeczy, które nas tu mogą interesować. Najpierw prof. Kreutz stwierdza, że skały krystaliczne mają bieg hercyński NW—SE, co świadczy, że są one organiczną częścią łańcuchów prakarpaccich. Jak starałem się wykazać wyżej, należą one jako część składowa do zespołu antyklinalnego bloku trzonowego Karpat zachodnich, w przeciwstawieniu do synkliny morawskiej i synkliny Alföldu. Jako część tej całości zostały one pchnięte ku północy. Pogląd ten jest w sprzeczności z poglądem R a b o w s k i e g o¹⁶⁵, który jest za autochtonizmem trzonu tatrzańskiego, ale tylko w pozornej sprzeczności z głównym argumentem, przemawiającym wedle zdania R. na jego korzyść. R a b o w s k i e g o sprostowanie, iż z wypiętrzenia masywu Tatr na osi transwersalnych podniesień wynika, że stawia on opór nasuwającym się od południa masom, zmuczając je do oskrzydlenia go od wschodu i zachodu jest niewątpliwie słuszne. Widzieliśmy wyżej, że odkłute płaszczowiny Prakarpat, czołgając się jako „sanica miazdząca“, pozostawiają w tyle swe macierzyste łożysko i nietylko powodują odkłuwanie dalszych jednostek fliszowych ku północy, ale swym naciskiem niewątpliwie formują powierzchnię fałdujących się wedle konserwatywnego planu dalszych ku północy jednostek prakarpaccich. Z tego jednak nie wynika zupełnie, że te fałdy prakarpaccie są autochtonicznymi. Nasuwają się one tylko inaczej. Nie możemy też zapominać o czasie. Założenie płaszczowin krystaliników tatrzańskich jest co najmniej hercyńskie. Pokrywa pohercyńska, która tworzy następnie płaszczowiny fazy średnio-kredowej, odkłuwają się w średniej kredzie w sposób identyczny, jak to wykazywałem dla fliszu w fazie pohelweckiej. I tu, podobnie jak w Prakarpatach wykazywałem, następuje retardacja ruchu płaszczowin konserwatywnych w stosunku do płaszczowin odkrytej pokrywy pohercyńskiej, które wskutek tego przekraczają strefy płaszczowin konserwatywnych. I ta właśnie różnica chyżości, jak sądzę, wyżej dostatecznie uzasadniona, powoduje deformację podłoża krystalicznego, zaobserwowaną przez L i m a n o w s k i e g o¹⁶⁶, na której oparł się w swym wywodzie R a b o w s k i. Jeżeli na odwrót pójdziemy za poglądem tego autora o autochtonizmie „trzonu“ tatrzańskiego, nie znajdujemy wytłómaczenia dla całego szeregu zjawisk w strefie fliszowej, podniesionych wyżej.

Oczywiście podnoszę z naciskiem, iż nie rozumiem tego nasunięcia, jakoby ono następowało na pokrywę mezozoiczną lub pome-

¹⁶⁵ Sprawozdanie P. I. G. III. 1925. — ¹⁶⁶ Kosmos 1910.

zozoiczną. Jest to mojem zdaniem, wynikającym zresztą jako konieczność z dotychczasowych wywodów, nasunięcie wgłębne, wedle oddziedziczonego planu kompleksu konserwatywnego na takież prakarpacki. Z przedstawienia profesora Kreutza wynika ponad wszelką wątpliwość, iż (str. 105) u stóp samych Tatr, we fliszu Kozieńca materiał skalny świadczy, że skałami macierzystymi krystalicznymi tego fliszu nie były skały krystaliczne tatrzańskie. Świadczy to chyba o tem, że nasz blok antyklinalny zachodniokarpcki już wraz z gotową pokrywą płaszczowin tatrzańskich wykonał ruch ku północy, odkłął flisz od macierzystego podłoża, z którego tenże czerpał swój diastroficzny materiał skalny i wcisnął się między ten flisz a jego podłoża macierzyste. Nie wykluczam nawet możliwości, że to odkłucie nastąpiło na powierzchni między eocenem nummulitowym a leżącym nad nim fliszem.

Rabowski¹⁶⁷ wykazuje, że północna strona Tatr była osłonięta pokrywą pohercyńską od permu aż po



Ryc. 10. Objasnienie (explication): I. Autochton (Autochtone), II. Fałd leżący Giewontu (Pli couché de Giewont), III. Leżący fałd (pli couché de): Czerwone Wierchy—Szeroka Jaworzynska. IV a. Płaszczowina regłowa dolna (nappe subalpinne infér.), IV b. Płaszczowina regłowa górna (nappe subalpinne supér.). — 1. Flisz podhalański (flysch de Podhale). 2. Eocen nummulitowy (Eocène nummulitique). 3. Kreda wierchowa (Crétacé subalpinne). 4. Jura (Jurassique). 5. Jura (Jurassique). 6. Trias. 7. Perm (Permien). 8. Granit (Granite). (Według Uhliga i Rabowskiego zestawiał S. Sokołowski).

¹⁶⁷ Sprawozdania P. I. G. III. 1925.

gault. Pokrywa ta musi zatem istnieć pod fliszem podhalańskim i zapewne wypełnia synklinię Podhala. Do tematu tego powrócę jeszcze przy omawianiu niektórych szczegółów budowy skałek Pienińskich. Przegląd budowy pokrywy mezozoicznej a raczej pohercyńskiej Tatr, znany ze świeżych prac Rabowskiego i Goetla¹⁶⁸, ilustruję profilem, wykonanym przez p. Sokołowskiego, który w ostatnich latach brał również żywy udział w badaniu budowy Tatr. Przekrój ten wykazuje w jednostkach tektonicznych wedle wymienionych wyżej prac autochtoniczne fałdy leżące Giewontu i Czerwonych Wierchów—Szerokiej Jaworzyńskiej, nad nimi zaś płaszczowiny reglowe dolną i górną.

F) Skałki Pienińskie.

Pas pieniński zwracał na siebie uwagę od najdawniejszych czasów geologii karpackiej zarówno malowniczością krajobrazu, jak niezmiernem urozmaiceniem geologicznego składu, jak wreszcie bardzo dziwną tektoniką, różniącą się wyraziście od otoczenia. Hypotezy o mechanizmie i planie tej tektoniki ulegały i ulegają bardzo licznym zmianom i wahaniom. Od Beyricha hypotezy wyniesienia przez siły wulkaniczne i Neumayra hypotezy przebijania pokrywy fliszowej przez skałki aż do teorii płaszczowinowej Bertranda, a potem Lugeona, Limanowskiego, Uhliga, aż do najnowszych prac Horwita¹⁶⁹, Małkowskiego¹⁷⁰, Rabowskiego¹⁷¹ i Świderskiego¹⁷², zostały prawie wyczerpane możliwości teoretyczne, wśród których tektonika tego obszaru może się obracać.

Wyróżniamy tu dziś za Uhligiem¹⁷³ następujące części składowe: 1) skałki w facji czorsztyńskiej i pienińskiej, 2) osłona skałkowa, 3) flisz graniczny, 4) flisz magórski i podhalański.

Wiek skałek w facji czorsztyńskiej znany z prac Uhliga, Siemiradzkiego¹⁷⁴ i Horwita. Obejmuje on lias górny od piętra *Murchisonae* aż do Aalénieniu w facji margli plamistych i czarnych łupków, nad którymi leżą białe wapień liliowcowe. Potem następują czerwone wapień liliowcowe (Bathonien), na nich zaś wapień czorsztyński, obejmujące kelowaj i tyton, na którym spoczywa Albien, poczem następują górnokredowe margle puchowskie.

Facja pienińska obejmuje u dołu łupki posidononiowe, w których Horwitz znalazł faunę bajocieńską, a które ku górze przechodzą

¹⁶⁸ Tamże. — ¹⁶⁹ Sprawozdanie P. I. G. III., Posiedzenia P. I. G. 8, 9, 14. —

¹⁷⁰ Sprawozdania P. I. G. II. — ¹⁷¹ Tamże III. — ¹⁷² Rocznik Pol. Tow. Geol. 1923. —

¹⁷³ Jahrbuch d. Geol. R.—A. 1890. — ¹⁷⁴ Rozprawy i Wiad. Muz. Dzieduszyckich III.

w wapienie rogowcowe z aptychami wieku górnourajskiego. Potem następuje, jak wykazuje Horwitz, kreda dolna (Barremien, Aptien, Albien), cenoman, którego brak ja podejrzewam. Być może jednak, że bryłowe piaskowce z miką i inoceramami należą nie do skałek, jak przyjmuje Horwitz, lecz do osłony skałkowej i są ekwiwalentem margli puchowskich i warstw inoceramowych fliszu.

Do osłony skałkowej zalicza Horwitz piaszczyste ility z blokami egzotycznymi, opisanymi wyżej, o których utrzymuje prof. Kreutz, iż różnią się od krystalinikum tatrzańskiego. Sądzę, że są one równowiekowymi z warstwami inoceramowymi Karpat fliszowych. Należy przyjąć, że również eocen średni pod postacią zlepieńców sułowskich należy do osłony skałkowej.

Skałka haligowiecka — opisana niedawno przez Horwita i Rabowskiego¹⁷⁵, obejmująca trias średni i górny, lias z wyjątkiem retu i hettangienu, dogger i malm — zajmuje stanowisko najbardziej południowej i ze względu na zawartość triasu posiada też do pewnego stopnia samodzielność tektoniczną.

Mianowicie wspominałem wyżej, iż wedle Rabowskiego¹⁷⁶ tatrzańska serja autochtoniczna strony północnej, obejmująca serję warstw pohercyńskiej pokrywy od permu aż po Albien, tonie ku północy ostatecznie pod fliszem podhalańskim. Sądzę, że ona to właśnie pojawia się w antyklinalnej formie Drużbaków z pod tej pokrywy fliszowej, do niej też należy skałka haligowiecka. W miarę, jak się posuwamy od synkliny podhalańskiej ku północy, gdzie sterczała krystaliczna antyklina prapienińska, napotkamy tu w czasie osadzania się pokrywy pohercyńskiej następujące stosunki. Pokrywa średniego triasu będzie zajmowała najgłębsze części synkliny, a trias skałki haligowieckiej będzie najdalej ku północy wysuniętym, dziś widocznym świadkiem tej pokrywy. Ku południowi będzie się trias ten łączył, oczywista przy odpowiedniej zmianie facjalnej, z autochtonicznym triasem północnej strony dzisiejszych Tatr. Zalew liasowy sięga dalej ku północy na „trzon“ płaszczowiny prapienińskiej. Wyższe oddziały jury osadzają się na liasie w ten sposób, że od południa będziemy mieli fację bardziej odległą od brzegu — pienińską, zaś od północy brzeżną, leżącą w zasadzie wprost na krystalinikum prapienińskim — czorsztyńską.

Uhlig¹⁷⁷ w czterdziestu miejscach swego tekstu wymienia punkty, gdzie obie te facje przechodzą w siebie w ten sposób, że utwory da-

¹⁷⁵ Posiedzenia Nauk. P. I. G. 8. — ¹⁷⁶ Sprawozdania P. I. G. III. (Budowa Tatr...) — ¹⁷⁷ zob. ¹⁷⁸.

nego miejsca z równą słusnością można przydzielić do jednego lub drugiego facjesu. Tak znaczna ilość punktów, wykazujących najściślejsze stosunki między obu facjesami na obszarze nie dłuższym niż 90 km, wyklucza zarówno pomyłkę pod tym względem, jak też inne stosunki między obu postaciami, niż bezpośredniego sąsiedztwa obu obszarów facjalnych. Mieliśmy zatem pokrywę pohercyńską, leżącą w synklinie między antykliną pratatrzańską na południu i prapienińską na północy, a obejmującą mezozoikum aż po Albien włącznie, podobnie jak w Tatrach i całych Karpatach fliszowych. Na północy jura leżała, jak w tylu innych okolicach brzeżnych, przekraczając na hercynikum, bez pośrednictwa triasu.

Horwitz wykazuje, że w facji czorsztyńskiej, a więc bliżej, ku lądowej antyklinie prapienińskiej (1 na ryc. 6—8) brak już w tej pokrywie kredy dolnej. Świadczy to, że już w kredzie dolnej, jak i gdzieś indziej w Karpatach rozpoczynają się wznoszenia, aż wreszcie po albień, znów podobnie jak na całym obszarze karpackim przychodzi do potężnych ruchów górotwórczych. Wtedy odkłuwają się pokrywa pohercyńska od macierzystego krystalinikum hercyńskiego, pozostawiając w tyle poza sobą i przesuwają się pod postacią dwóch płaszczowin, pienińskiej wyższej i czorsztyńskiej niższej. Przypominam, że to odkłucie i spłaszczowanie ma przyczynę zupełnie identyczną jak ta, która spowodowała następnie odkłucie się fliszu od podłoża i utworzenie płaszczowin niezależnych od konserwatywnego typu fałdowań prakarpackich, wedle schematu ryc. 9.

Obecność triasu w głębi synkliny podhalańskiej zaznacza się występowaniem trzeciej płaszczowiny czy tylko wysadu, dygitacji wierzchniej, haligowieckiej. Południowa część synkliny czyli północna część Tatr zatrzymała pokrywę pohercyńską niespłaszczowaną, prawdopodobnie nawet nieodkłątą — autochtoniczną.

Dla transgresji górnokredowej, równoczesnej z inoceramową czy istebniańską reszty Karpat, jak i później dla średniego eocenu, gdyż tu jest miejsce „czułe“ dla zaznaczenia się tej przerwy dolnoeocenińskiej, płaszczowiny pienińska, czorsztyńska i haligowiecka wraz z podłożem prakarpackim, na które nasunięcie tych płaszczowin nastąpiło — są ową „antykliną prakarpacką“ w sensie, używanym powyżej dla podobnych zjawisk w obrębie fliszu. W eocenie górnym (flisz graniczny) nastąpi tu zupełne pokrycie przez morze, które będzie trwać aż do oligocenu włącznie, poczem nastąpi, jak w reszcie Karpat, formowanie antyklinorium, zupełne wynurzenie w miocenie dolnym i średnim, wreszcie nowa faza górotwórcza.

Sprawa ujęcia dalszych losów tej tektoniki, to sprawa sprecyzowania horyzontu, w którym nastąpiło odklucie się fliszu. Stosownie do reguły, którą śledziliśmy na obszarze całych Karpat, odklucie to powinno objąć warstwy od górnej kredy wzwyż, natomiast Pieniny przedgórnokredowe powinny wraz z krystalinikum prapienińskim utworzyć fałdy konserwatywne. Tymczasem odnosi się wrażenie, że może być też inaczej. Ważne spostrzeżenia pod tym względem zawdzięczamy Horwitzowi¹⁷⁸. Podnoszę z jego doświadczeń następujące momenta: znajduje on powierzchnię kontaktu fliszu granicznego i leżącego na nim w zasadzie normalnie, magórskiego, pofałdowaną wtórnie, po drugie znajduje miejsca, gdzie flisz graniczny w stosunku do kredy okazuje samodzielność tektoniczną i wreszcie po trzecie, od północy skałki spoczywają na odwróconej serji osłony skałkowej.

Znaczy to innemi słowy, że po pierwsze odklucia w obrębie fliszu istnieją między serją magórską a fliszem granicznym, który jest zresztą identycznym ze serją łupkowo-piaszczystą warstw hieroglifowych, czy strzałkowych wielu innych okolic rejonu magórskiego, jak podawałem w części stratygraficznej. Podobne odklucia na tej granicy obserwowałem zwłaszcza w okolicy Rabki, gdzie są one wprost regułą. Po drugie odklucie nastąpiło właśnie na granicy owej przerwy następnej, dolnoeocieńskiej, a więc między kredą górną osłony a fliszem granicznym. I ten fakt w dalszej nawet okolicy nie jest odosobnionym, jeżeli sobie przypomnimy to, co podnosiłem przy omawianiu płaszczowin w okolicy Krynicy: wszystkie płaszczowiny zaczynają się tu od eocenu, którym są albo czerwone łupki albo też szare łupki „strzałkowe“ pod piaskowcami magórskimi, a więc odklucie następuje tu w tym samym poziomie i również nie zachwytyje kredy górnej. Po trzecie zaś, jeżeli skałki na północy leżą na osłonie, to znaczy, że płaszczowiny pienińskie raz odkłuwszy się po średniej kredzie i uzyskawszy w ten sposób samodzielność fałdu konserwatywnego, zachowują już tę samodzielność także i przy paroksyźmie następnym, wciągnawszy do swego inwentarza skalnego także kredę górną mimo jej transgresywnego charakteru. Odklucie zaś serji wyższej następuje wzdłuż następnej powierzchni transgresywnej, oddzielającej kredę od eocenu, a może tylko od jego części górnej.

Widzimy więc, że w ten sposób skałki pienińskie niczem nie odbiegają od stylu tektoniki reszty Karpat. Fakt znany nasuwania się ru-

¹⁷⁸ Sprawozd. P. I. G. II. str. 314.

chem wstecznym pasma skałek na zgniecione przedłużenie niecki podhalańskiej na północ od Fatry-Krywania, nie stoi w sprzeczności z tym stylem, chodzi tu bowiem o podsuwanie się jądra krystalicznego konserwatywnego pod pokrywą następnej jednostki konserwatywnej, podobnie jak się fałdował kompleks płaszczowin pienińskich wraz z kredą osłony pod fliszem graniczno-magórskim.

II. PRZEDMURZE KARPAT.

Część I karpacka niniejszej pracy do tego stopnia wyczerpała z góry określony jej rozmiar, iż w omawianiu przedmurza Karpat muszę się z konieczności ograniczyć do podania objaśnienia załączonej mapy bez możliwości wyzyskania bardzo obszernych materiałów faktycznych, zebranych przez naszych badaczy w ciągu choćby tylko ostatniego dziesięciolecia. Mimo to część karpacka została potraktowana w niektórych ustępach w sposób zbyt aforystyczny, bez dyskusji obcych, nieraz bardzo ciekawych i ważkich poglądów. Część przedmurza będzie raczej tylko „wiadomością tymczasową“, podyktowaną ogólnym obrazem załączonej mapy. O dyskusji stratygrafiji, tyle dającej pod względem paleogeograficznym, nie może tu nawet być mowy.

Już przy omawianiu Karpat wielokrotnie nawiązywałem do przedmurza, o ile tego wymagała konieczność, nie wchodząc jednak w szczegóły. Obecnie podkreślę tylko te rysy budowy przedmurza, które uważam dla związku z wywodami w części I za niezbędne do uwydatnienia.

Dotychczasowe wywody wskazują, jaki musimy przyjąć podział przedmurza w kierunku z południa na północ. Wskazywałem, że południowa część przedmurza, ów wał metakarpacki rozpoczął od kredy dolnej swą przynależność do zespołu tektonicznego, karpackiego. Został on wyłączony ze związku z inną całością, której był częścią organiczną, do której stylu architektonicznego się dostrajał, a wszedł terytorjalnie w krąg zdarzeń karpackich i do nich począł dostosowywać swoją strukturę odmienną i zawiśną od zupełnie innych założeń.

Ta forma antyklinalna musi oczywiście od północy być ograniczona formą synklinalną. Jest nią właśnie „synklina peryferyczna“ (H a u g a¹), wypracowana i uzasadniona w ostatnich czasach przez S a m s o n o w i c z a² i nazwana przez niego bruzdą północno-europejską. Oś jej

¹ Traité de Géologie. — ² Sprawozdania P. I. G. III.

przebiega wedle Samsonowicza mniej więcej od Kornwalji przez Holandję, północne Niemcy, północną część Polski i przez obniżenie Prypeci biegnie ku wschodowi na Kursk. Na polskim odcinku jest jej brzeg południowy równoznaczny z południową granicą rozprzestrzenienia paleogenu północnego, widoczną na załączonej mapce. W tej części jest ten łęk peryferyczny oczywiście równocześnie łękiem metakarpackim, na którego dnie, podobnie jak w łęku przedkarpackim, zalega kreda dolna³, co te związki bardzo silnie podkreśla.

Mamy zatem na przedmurzu Karpat do omówienia strukturę siodłowego wału metakarpackiego i jego łęku, będącego częścią łęku peryferycznego czy bruzdy północno-europejskiej wedle terminologii Samsonowicza.

Struktura wału metakarpackiego, ciągnącego się od naszego zagłębia węglowego za zachodzie, przez wyżynę Małopolską, Wołyń, Podole i granitową płytę ukraińską jest znana wcale dobrze nietylko w swych rysach zasadniczych, ale dzięki najnowszym pracom całego szeregu naszych badaczy znajomość ta wkracza już bardzo daleko w szczegóły, które niestety w niniejszem przedstawieniu muszą zejść na drugi plan, jeżeli nie odpaść w zupełności. Dzięki tej okoliczności, że w czasie paleogeńskim wał nasz w zasadzie nie został przykryty przez osady morskie, struktura jego jest przeważnie widoczna i dostępna dla badań bezpośrednich. Gorzej przedstawia się ta sprawa w obu łękach, ograniczających wał, a zwłaszcza w synklinie przedkarpackiej, gdzie nie posiadamy nawet wierceń, któreby pozwoliły na zebranie chociażby rzadkiej sieci faktów tak, że tu jesteśmy skazani prawie wyłącznie na wnioski pośrednie i to w formie najgorszej, za jaką w podobnych wypadkach uważam ekstrapolację. Stan tego rodzaju ułatwia tylko jeden rodzaj dociekań, mianowicie czysto spekulacyjne łączenie pewnych zjawisk tektonicznych po obu stronach łęku za pomocą „linij” prostych, niemożliwych ani do udowodnienia, ani też do zaprzeczenia. Sądzę jednakże, że szczegółowe i celowe badania pozwolą i na tym niewdzięcznym terenie zebrać dostateczną ilość danych, określających, przynajmniej główne rysy jego struktury.

Na obszarze łęku perysynklinalnego, który jest zakryty utworami trzeciorzędowymi, podobnie jak łęk przedkarpacki, możemy się posługiwać wynikami dość licznych wierceń, które były przedmiotem opracowania ze strony Fleszara⁴, Jentzsch'a⁵, Linstowa⁶, jednakże do-

³ A. Michalski, *Bullet. Com. Géol. St. Pétersbourg* 1903. — ⁴ *Bulletin Ac. Sc. Cracov.* 1913. — ⁵ *Jahrb. d. Preuss. Geol. L.-A.* 1899. — ⁶ *Zeitschr. f. Gletscherk.* X.

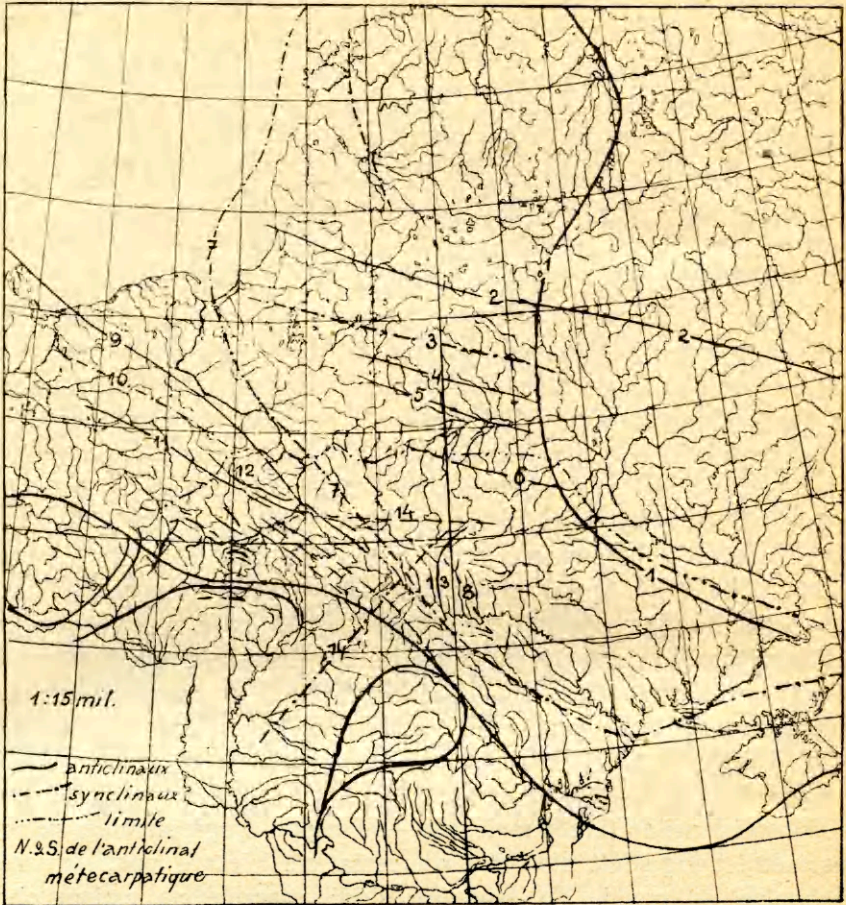
piero przez wydanie Rychłowskiego⁷ katalogu wierceń na obszarze b. Królestwa i ziem przyległych umożliwiło wgląd w strukturę tej części Polski. Toteż Lewiński i Samsonowicz⁸ mogli już w roku 1918 nie tylko zużytkować cały ten materiał literacki, poddawszy go bardzo sumiennej krytyce naukowej, ale i uzupełnić wielu własnymi spostrzeżeniami dzięki temu, iż Lewiński posiadał wiele próbek z wierceń. W ten sposób powstała mapa podłoża dyluwjalnego Polski tych autorów, którą zużytkuję w swej mapce.

Już z hipsometrii podłoża poddyluwjalnego wynikło wiele ważnych wniosków tektonicznych, które wyciągnęli ci autorowie. Jednakże mapa hipsometryczna powierzchni podtrzciorzędowej, wykonana przezemnie już przed kilku laty i uzupełniana ciągle w miarę nadpływania dalszych danych, odpreparowuje niejako głębiej i wyraziściej dawną rzeźbę, niż mapa powierzchni poddyluwjalnej, dlatego na załączoną mapę powierzchni poddyluwjalnej naniosłem hipsometrię powierzchni podtrzciorzędowej. Hipsometria ta różni się nieco od takiejże, zawartej w mapie Zierhoffera⁹, zaznaczam jednak z góry, że różnica ta nie jest natury zasadniczej, lecz wynika z dwóch względów natury taktycznej. Podczas gdy Zierhoffer interpoluje izohipsy co 100 m, ja podaję warstwicę 50-metrowe. To pozwala nie tylko na wyczelowanie szczegółów między dwiema 100-metrowymi warstwicami, ale i na podrzeźbienie przebiegu samych tych warstw. To pozwoliło np. stwierdzić, iż na Kujawach między Wartą i Wisłą istnieją dwa garby o kierunku SE—NW, przedzielone głęboką rynną, w której leżą Wągrowiec (kreda mniej niż —53 m) i Mogilno (kreda mniej niż —99 m); po drugie starałem się w hipsometrii uwzględnić nie tylko wiercenia, ale i leżące pomiędzy niemi naturalne odkrywki. To wpłynęło dość znacznie na zmianę obrazu wschodniego brzegu Zagłębia Prusko-Mazowieckiego Lewińskiego i Samsonowicza, które jest północną częścią synkliny lwowsko-gdańskiej w porównaniu z mapą Zierhoffera. Zostało tu również uwzględnione wiercenie w Białymstoku z kredą na —53 m, którą to wiadomość zawdzięczam prof. Rydzewskiemu.

Dla ułatwienia interpretacji tej karty podaję szkic schematyczny ryc. 11 na str. 146.

Jeżeli porównamy powyższy szkic z mapką, uderzy nas w pierwszej linii wielka różnorodność składu antykliny metakarpackiej. Jeżeli jednak porównamy ten szkic ze szkicami ryc. 6—8 dostrzeżemy pomiędzy obu zestawieniami dużą analogię, dającą się ująć krótko w ten

⁷ Wydawnictwa Tow. Nauk. Warsz. 1917. — ⁸ Prace Towarzystwa Nauk. Warsz. 1918. — ⁹ Pokłosie Geograficzne, Lwów 1925.



Objaśnienie znaków (Explication): 1) Antyklina scytyjska (anticlinal scythique) według Cz. Kuźniara. 2) Siodło (anticlinal) Wilno—Rawanicze—Woroneż. 3) Łęk nowogrodzki (synclinal de Nowogródek). 4) Siodło wołkowyskie (anticlinal de Wołkowysk). 5) Garb Suraża (saillie de Suraż). 6) Siodło Sarn (anticlinal de Sarny). 7) Wielka synklina (grand synclinal) Gdańsk—Warszawa—Lublin—Nizniów i przedłużenie. 8) Synklina Miodoborów (synclinal de Miodobory). 9) Antyklina inowrocławska (anticlinal d'Inowrocław). 10) Synklina (synclinal) Łódź—Gniezno. 11) Antyklina (anticlinal) Przedborz—Kalisz (Premik—Passendorfer—Czarnocki). 12) Antyklina łysogórska (anticlinal de Łysa Góra, Czarnocki—Samsonowicz). 13) Antyklina podolska (anticlinal de Podolie). 14) Antyklina łagowska i jej prawdopodobne połączenie z górami pełczańskimi (anticlinal de Łągów et son probable prolongement vers Pełcza, Czarnocki—Kuźniar—Sobolew).

sposób, że system, jak go nazywa Teisseyre, neokarpacki, burzy w analogiczny sposób porządek starej budowy w jednym, jak w drugim wypadku. Oczywiście zaburzenia w stosunku do obszaru ściśle karpackiego są o wiele potężniejsze, zatarły one ślady dawnej budowy prawie w zupełności i tylko za pomocą wyżej przedstawionej rekonstrukcji dadzą się odtworzyć.

Wisła na północ od Sandomierza dzieli wał metakarpacki na odcinek zachodni i wschodni, różniące się między sobą dość znacznie, jakkolwiek nie zasadniczo, można bowiem wykazać, iż oba odcinki składają się ze stref najważniejszych, o kierunku SSE—WNW, gdy inne kierunki, z których najważniejszym jest kierunek siodła podolskiego (13 na szkicu 11) są w stosunku do tamtych zaburzeniami, spowodowanymi stosunkami lokalnymi.

Odcinek zachodni wału metakarpackiego, to wyżyna Małopolska, na którą się składają od zachodu ku wschodowi: antyklinorium zachodnie, śląsko-krakowsko-wieluńskie, synklinorium środkowe, nadnidziańskie i antyklinorium wschodnie, świętokrzyskie.

Antyklinorium śląsko-krakowsko-wieluńskie ma strukturę, zwłaszcza w swej części południowej stosunkowo bardzo skomplikowaną. Jestto w najogólniejszych zarysach trójkąt, którego kąt południowo-zachodni zajmuje zagłębienie węglowe krakowsko-śląskie, resztę zaś północno-wschodnią, t. j. pole pomiędzy Krakowem a Wieluniem, północno-wschodnie skrzydło antyklinorium, upadające ku niecce nadnidziańskiej. Na obszarze zagłębienia węglowego znane są oddawna trzy najważniejsze kierunki dyslokacji. Pierwszy z nich, najstarszy, jak wykazuje Patteisky, to kierunek WNW—ESE, sudecki, a raczej sudecko-dobrudzki, którego przedłużenie południowo-wschodnie, jak wykazywałem w części I. dają łańcuchy dobrudzko-prakarpackie. Są to siodła i łęki, wymienione na szkicach 6—8 pod znakami s-2-12. Powstały one w najwcześniejszych fazach hercyńskich, zostały jednak przygotowane już w czasie fałdowań kaledońskich, na co dowody istnieją w Sudetach (Bederke¹⁰ i in.). Tu zaznaczę tylko, że synklinę bytomsko-szczakowską (s-11 na szkicach ryc. 6—8) pojmuję nieco inaczej, niż to czyni w ostatnich czasach Rutkowski¹¹. Jest on zdania, że synklina bytomska ku wschodowi nie łączy się przez nieckę długoszyńską z niecką szczakowską, co jednak, jak wynika ze zdjęć Kowalskiego, udzielonych mi łaskawie do dyspozycji przed ich ogłoszeniem, nie da się utrzymać. Co do części wschodniej tej niecki przyjmuje

¹⁰ Fortschritte d. Geol. u. Pal. H. 7, 1924.— ¹¹ Sprawozdanie P. I. G. 1925/26.

się, iż łączy się ona pod Wołą Filipowską z synkliną krzeszowicką. Tymczasem już z interpretacji mapy Zaręcznego wynika, że południowe obramienie niecki jurajskiej skręca na zachód od Grojca w kierunku SWS a oś jej przebiega przez Orley, mniej więcej wzdłuż potoku Rudno zaznaczona najmłodszeimi utworami jurajskimi. Takż sam skręt wykonuje SE zakończenie triasu w Regulicach i także biegi NWN—SES obserwowałem w eruptywach SW od Poręby.

Drugim kierunkiem wypiętrzeń, jest kierunek wieku hercyńskiego ale od poprzedniego młodszy nieco, trawersujący go poprzecznie. Jestto kierunek fałdów orłowskiego i michałowickiego (C-8-9, na szkicach 6—8). Jest on równoległy do „łuków“ wschodnio-sudeckich i jak wykazywałem w części I, jest objawem zgniecenia synklinorjum morawskiego między platformami panońską i moldanubską. Wskutek interferencji tego ruchu, skierowanego od platformy moldanubskiej ku ESE z posunięciem dającym kierunki sudeckie następuje w części północnej fałdów C-8-9 ich łukowate wygięcie ku NW. Do tego samego rzędu zjawisk należy Kowalskiego rów imieliński. Sądę również, że nagły skręt na południe od niecki szczakowsko-jaworzniańskiej koło Grojca, również tu da się zaliczyć. Oczywiście, że między Krakowem a Alwernią, gdzie sfałdowania tego rodzaju obserwujemy na powierzchni jurajskiej, mamy do czynienia z ruchami wieku średniokredowego, równoczesnego z takimiż w Karpatach, które tu objawiają się na dyslokacjach typu konserwatywnego. Układanie się skał wybuchowych, starszych od pokrywy mezozoicznej, a przynajmniej nie młodszych od średniego triasu wedle tych kierunków świadczy o tem, że istotnie chodzi tu o ujawnienie się efektów ruchu młodszeogo na dyslokacjach starszych.

W towarzystwie Dra Kowalskiego miałem sposobność zaobserwować w okolicy niecki długoszyńskiej i w okolicach Szczakowej bardzo ciekawy fakt odkłucia pokrywy mezozoicznej i jej samodzielnych ruchów na smarze iłów permskich z powygniataniami, skruszeniem i fałdowaniem wapienia falistego przy zluźnieniach w obrębie wyższych dolomitów. Zjawisko to zdaje się być w obrębie naszego triasu na kontakcie jego z permokarbonem bardzo rozpowszechnionem.

Jarosz¹² wydziela w paleozoikum, położonem na N od rowu krzeszowickiego trzy hercyńskie antykliny, dębnicką (Siedlec—Paczółtowie), radwanowicko-raclawicką i trzecią na zachodzie, doliny Kamienicy, o kierunku osi NW—SE (ha 8), natomiast Rutkowski utrzymuje, iż kierunek antykliny dębnickiej jest NS, podobnie jak i synklin

¹² Rocznik Pol. Tow. Geol. 1925.

po obu jej stronach. Jarosz posiada przewagę z powodu dostarczenia rysunku. Jakkolwiekby jednak było, to jest czy weźmiemy pod rozwagę pogląd Jarosza, którego kierunki byłyby zgodne ze sudeckimi, czy będziemy mieli do czynienia z kierunkiem Rutkowskiego, t. j. z zakręcaniem ku południowi kierunków dyslokacyjnych podobnie jak rów imieliński, będzie to zawsze dostrojeniem się tej części do innych składowych panującej tu tektoniki.

Do trzeciego rodzaju kierunków wypada mi zaliczyć strefy tektoniczne określone na szkicach 6—8 znakami a-b-d-e. Są to kierunki karpacie, powstałe w kredzie średniej z powodu nacisku górotwórczego idącego od Karpat. Skrzyżowały się one skośnie z kierunkiem sudeckim dając w okolicy między Grojcem a Nielepicami bardzo ciekawą „siatkę“ przecinających się kierunków NW—SE i NE—SW. Kierunki SW—NE można bardzo dobrze obserwować w okolicy Głuchówek, Zalasu, ale i na południowym brzegu niecki krzeszowickiej w okolicy Młynków i Nielepic, skąd ku wschodowi zmieniają się w czyste W—E. Przebieg miejscowości, przez które one przechodzą jest określony nazwami tych miejscowości w objaśnieniu do szkiców 6—8. Tworzą one łagodnie ku północy wygięte łuki. Guz tenczyński jest, jak się zdaje, wysadem „oszczędzonym“ przez te krzyżujące się dyslokacje, gdy wybuchy porfirów i diabazów tej okolicy opisanych ponownie przez Rozena¹³ zdają się pojawiać na skrzyżowaniu się synklin dwóch tych kierunków.

Niestety jestem zmuszony brakiem miejsca do pominięcia przeważnej części wyników prac nad stratygrafią i tektoniką naszego zagłębia węglowego, które się pojawiły w „Sprawozdaniach“ i „Posiedzeniach Naukowych“ P. I. G. 1923—1926 autorów S. Czarnockiego, A. Makowskiego, Rutkowskiego, Doktorowicza-Hrebnickiego i F. Różyckiego, a które przynoszą wiele ciekawych i ważnych szczegółów zarówno w dziedzinie stratygrafii, jak i tektoniki tego obszaru. Im to zawdzięczamy nowe rozgatkowanie tektoniki zwłaszcza zagłębia dąbrowskiego, które po dawniejszych opracowaniach Łempickiego¹⁴, Czarnockiego¹⁵, Bohdanowicza¹⁶, Michaela¹⁷, Petraschecka¹⁸, Wójcika i Grzybowskiego¹⁹ doznało wielu zmian i uzupełnień.

Nasz trójkąt śląsko-krakowsko-wieluński w miarę oddalania się

¹³ Bull. Ac. sc. Cracov. 1909. — ¹⁴ Geolog. Karta polsko-śląskiego zagł. 1891.

¹⁵ Budowa geol. utw. węgl. w zagł. Dąbrowskiem — Dąbrowa 1909. — ¹⁶ Trudy geol. Komit. 1907. — ¹⁷ Abhandlungen d. preuss. Geol. L.-A. 1913. — ¹⁸ Jahrbuch d. Geol. R.-A. 1918. — ¹⁹ Monografia zagł. Krakowskiego 1909.

ku północy i wschodowi od owej południowej strefy fałdowań intensywnych przybiera charakter płyty zlekka tylko pofalowanej, gdzie paleozoikum doznaje pokrycia przez zwarty płaszcz osadów mezozoicznych, coraz młodszych ku NE aż do najwyższego senonu i tortonu niecki nadnidziańskiej.

Mapka poucza nas, iż płyta ta charakteru ogólnego antyklinalnego w stosunku do takiejże nadnidziańskiej charakteru synklinalnego i nadodrzańskiej z drugiej strony, zapada zwolna ku WNW, jednakże szczególnie wskutek owego zapadania się wiele pozostawiają niejasności i miejsca do przypuszczeń. Na zachód od południka Opolo i na zachód od Kluczborka znika trias, najdalej ku północy wysunięte wysady młodszego triasu notuje Premik koło Wielunia. Zwyczajnie dotąd łączono występywanie górnej jury pod Kaliszem z takimże pod Wieluniem (grzbiet krakowsko-kaliski). Jednakże z dotychczasowych badań Premika²¹ wynika, że wystąpienie kaliskie przez odsłonięcia w okolicy Widawy łączy się raczej z pasmem przedborskiem (ryc. 11) i w tym też kierunku załączona mapa powinna być zmodyfikowaną. Pas utworów jurajskich krakowsko-wieluńskich rozszerza się widocznie ku NW. Znacząco to niewątpliwie spłaszczenie się w tym kierunku antyklin triasowych naszego trójkąta. To spłaszczenie powoduje — jak się zdaje — łagodne zapadanie całego gmachu triasowo-jurajskiego krakowsko-wieluńskiego ku północnemu-zachodowi, co się odbija na łagodnym tylko pofalowaniu izohips wglębnych na tym odcinku. Zapada on zwolna w kierunku WNW w depresję perihercyńską średniej Odry i dolnej Łaby.

Synklina nadnidziańska, zwana także często miechowską, pod którą zapadają ku NE twory antyklinorium krakowsko-śląsko-wieluńskiego²¹ jest w swej części północno-zachodniej między obramieniem jurajskim krakowsko-wieluńskim a przedborsko-kaliskiem bardzo zwężona. Pokrycie kredowe, o ile tu istnieje, nie może być szersze niż 15—20 km. Natomiast ku SE szerokość synkliny stale się zwiększa i nad Wisłą dochodzi już do 100 km. Kierunek ogólny brzegu jurajsko-kredowego na północ od Krakowa jest już prawie NS. Świadczy to, że wschodni brzeg naszego antyklinorium zachodniego wykonuje in summa podobny zakręt ku S, jaki obserwowaliśmy na wschodnim zakończeniu wielu stref o kierunku sudeckim. Dalej ku NE Teisseyre²² wykazał tu istnienie szeregu antyklin o kierunku na ogół zgodnym z kierunkiem biegu osi synkliny, wykazanych na szkicach s-8

²⁰ Posiedzenie nauk. P. I. G. 1923—1926. — ²¹ Zob. Sujkowski: Sprawozdania P. I. G. 1926. — ²² Sprawozdania P. I. G. 1921.

pod znakami s-13—15. Zdaje się, iż ku NW one się spłaszczają, natomiast w kierunku przeciwnym zaostrzają swój charakter antyklinalny i — jak wynika ze szkiców 6—8 — dały początek dalej ku SE pewnej części fałdów prakarpaccich. Chociaż zarysowują się te fałdy za ledwie w miocenie i kredzie, a wyjątkowo tylko w jurze, to jednak sądzę, że jest to tylko regeneracja potomna ruchów konserwatywnych, podobnie jak w reszcie antyklin w przyległych antyklinorjach.

Ku północnemu-wschodowi wznosi się dno niecki w szeregu fałdów, by dać wkońcu antyklinorjum świętokrzyskie. Ta niezmiernie interesująca grupa tektoniczna jest już prawie od półtora wieku przedmiotem badań licznych geologów, wśród których znajdujemy nazwiska najwybitniejszych naszych badaczy, jak Zejszner, Trejdosiewicz, Michalski, Kontkiewicz, Siemiradzki. Zasłużyli się tu również wybitni cudzoziemcy, jak przedewszystkiem Gürich i Sobolew. Gdy jednakże chodzi o tektonikę nowszą, dostosowaną do poglądów współczesnych, to przedewszystkiem J. Czarnocki²³ i J. Samsonowicz²⁴ w ostatnich latach wzięli na siebie ciężar badań na tym odcinku naszego kraju. Około poznania jury obramiającej go zasłużył się pracujący tu od dłuższego szeregu lat Lewiński²⁵, a z późniejszych Passendorfer, gdy C. Kuźniar obok strony ogólnej tektoniki pracuje od kilku lat nad poznaniem stosunków stratygraficznych jak i tektonicznych północnego rejonu rudonośnego.

Opierając się na badaniach Czarnockiego i Samsonowicza można tu sobie odtworzyć przebieg zdarzeń tektonicznych w następującym porządku. Najstarszemi są utwory dolnokambryjskie, u których spagu nastąpiło odkłucie serji warstw od starszego podłoża. Jak widzieliśmy na szeregu wypadków podobnych z tektoniki Polski, których analogia znajdziemy z łatwością także i w innych górach fałdowych, odkłucia tego rodzaju następują na powierzchniach dzielących serje sedymentacyjne od utworów sfałdowanych uprzednio, posiadających jak się wyrażamy, strukturę konserwatywną. Mówiąc krótko, diastroficzna facja fliszowa, związana na pewne z jakimś silnym ruchem przedkambryjskim, w której spagu potem następuje odkłucie, przypomina mi żywo podobne stosunki w Belgji, które demonstrowano Kongresowi Geologicznemu w czasie sesji brukselskiej. I tam również kambrium było w facji wybitnie fliszowej i tam przyjmowałem istnienie ruchów

²³ Prace Twa Nauk. Warsz. Nr 28 z literaturą, Posiedzenia Nauk. P. I. G. 1922—1926. — ²⁴ Tamże i Prace Twa Nauk. Warsz. 1917, Sprawozdanie z pos. Twa Nauk. Warsz. 1915—1916. — ²⁵ Pamiętnik fizjogr. 18, Rozprawy Ak. Um. Krak. 1907—1908, Sprawozd. z pos. Twa Warsz. 1912.

przedkambryjskich, którym flisz kambryjski zawdzięczał swe powstanie. Łąd, względnie pasmo górskie konserwatywne istniało po południowej stronie a istniejąca jeszcze dzisiaj synklina Lwów—Gdańsk była miejscem osadzania się tego fliszu. Następna faza, kaledońska dolna, przyszła wedle Czarnockiego i Samsonowicza u schyłku kambru i początku ordowiku, o czym świadczą zlepieńce górnoceratopygowego poziomu, dalsza, która dała początek zlepieńców downtońskich z końca gotlandu, wreszcie ostatnia, zaznaczona transgresją piaskowca spiriferowego. Już wtedy na przedpolu, dziś zakrytym płaszczowinami musiało dojść do odkłuc płaszczowinowych.

W karbonie dolnym jak dotąd zanurza się NW koniec wypiętrzenia, gdy SE się zwolna wznosi, dzięki czemu w tym kierunku powstają utwory o pokroju bardziej lądowym, klastyczne, z sieczką roślinną. W drugiej połowie karbonu przychodzi do głosu faz górotwórcza hercyńska, w kredzie dolnej, jak zaznaczyłem, następuje zajęcie tego obszaru w sferę ruchów karpaccich. Wtedy ten odcinek, jak się okaże dostrojony swoim biegiem i składem stratygraficznym do innego znacznie większego zespołu, zostaje zajęty przez środowisko tektoniczne karpaccie. Jednakże utworzenie na starej, konserwatywnej antykliny inowrocławskiej (9 szkic ryc. 11) nowej antykliny w czasie przedcenomańskim świadczy o tem, iż części owego starego zespołu, niezajęte do zespołu karpacciego, odżywają również w tym czasie, dostrajając się do swej tektoniki konserwatywnej. Zalew cenomański, idący synklinami pogłębionymi wskutek dofałdowywania się, jest żywym świadectwem tych ruchów. Maximum owego pogłębienia, to czasy turońsko-senońskie, poczem znów w paleogenie odzicie ruchów karpaccich podkreślone wynurzeniem wału metakarpacciego. O reakcji na wyniesienie karpaccie w czasie dolnego miocenu pouczają zlepieńce przedtortońskie odkryte przez Samsonowicza i Czarnockiego, poczem zalew tortoński, faza zalewu sarmackiego i dzisiejsze wynurzenie.

Jako zjawisko tektoniczne pierwszorzędne na tym obszarze, przykuwają naszą uwagę dwa fałdy opisane już dzisiaj stosunkowo bardzo szczegółowo w części wschodniej przez Samsonowicza, w części zachodniej przez Czarnockiego. Są to fałdy łysogórski i łagowski. Fałd łysogórski zaczyna się na wschodzie w okolicy Leszczkowa nad Opatówką i brzeg jego południowy ciągnie się ku zachodowi przez Żerniki, Piórków, Lechów, Bieliny, Bęczków, Masłów, między Oblęgorkiem a Malmurzynem, Gruszkę, Józwików, Nadworów. W obrębie Momiczycy skręca ku E (Mularzów, Jarzab, Kłucko), zawracając ponownie ku N (Huta, Naliwajków), gdzie ginie pod młodym triasem. Pas-

sendorfer śledzi go dalej przez Lipę, Huciska, Wolę Szkucką aż do Szarbska nad Pilicą. Na południe od Piotrkowa będzie on zapadał ku NW w depresję peryhercyńską, płaszcząc się zwolna.

Oddzielony od niego synkliną „centralną“ ciągnie się pas antyklinalny łagowski. Zaczyna się na wschodzie jako pas klimontowski Samsonowicza, sfałdowany w górnym kambrze i reagujący na wszystkie następujące ruch górotwórcze z rozmaitym intensywnością, wynurza się nad Wisłą z pod zapadliska przedkarpacciego, a jego brzeg południowy daje się śledzić od Koprzywnicy do Królewic nad Koprzywianką, skąd skręca nieco na N i przez Bogorję, Wolę Malkowską, Szumsko, Rembów, Daleszyce, Mojcze, Dyminy (fałd dymiński, Czarnocki 1925)²⁶ i podąża aż do Rykoszyna (Szkic ryc. 11—12).

Czarnocki i Kuźniar²⁷ w r. 1922 uznali oba te fałdy za samodzielne płaszczowiny, nasunięte od SW na siebie z tem, że niższą jest płaszczowina łagowska, wyższą zaś łysogórska. Obecnie Kuźniar podtrzymuje istnienie płaszczowiny łagowskiej, gdy łysogórska byłaby fałdem wstecznym. Natomiast Czarnocki²⁸ powrócił do koncepcji autochtoniczności obu tych jednostek tektonicznych.

Opierając się na fakcie, iż wzdłuż ogromnej części owego, określonego wyżej brzegu południowego da się stwierdzić ponad wszelką wątpliwość w obu jednostkach nasunięcie ich na warstwy młodsze, przeważnie dewon z pokryciem karbonu, dalej zaś biorąc pod uwagę fakt niewątpliwego również odkłucia tego brzegu od starszego podłoża przedkambryjskiego, jestem skłonny uważać obie te jednostki za jedną płaszczowinę nasuniętą od północnego wschodu na autochton, leżący po stronie południowej. Autochton ten, jak wynika z wywodów prof. Kreutza w części I. posiadał własne krystalinikum zbliżone do wołyńskiego i skandynawskiego. Formą swą przypominają te płaszczowiny w zupełności „skiby“ karpaccie ze wszelkimi ich objawami. Sądzę na podstawie wyglądu ich na mapie, iż maximum zluźnienia i nasunięcia płaszczowinowego płaszczowiny łagowskiej, wypada na wschodzie, w rejonie klimontowskim, gdy przeciwnie płaszczowiny łysogórskiej na zachodzie, być może, już pod dzisiejszą pokrywą triasową w okolicy Radoszyc, gdzie uwydatniają się owe dziwne skrety biegu opisane przez Czarnockiego²⁹.

Zarówno na południu, jak i na północy od tych głównych wypiętrzeń, wymieniają wspomniani autorowie szereg wypiętrzeń drugorzęd-

²⁶ Posiedzenia nauk. P. I. G. Nr. 11. — ²⁷ Sprawozdania P. I. G. — ²⁸ Sprawozdania P. I. G. 1925. str. XXXV. — ²⁹ Posiedzenia nauk. P. I. G. 11, (1925).

nych. Najważniejsze z nich na południu, to fałd chęciński, biegnący przez Zajączków, Stanisławiczki, Górki, radomicki, równoległy do poprzedniego, biegnący od Wojciechowa na wschodzie przez Bieleckie Młyny, Chęciny S, Miedziankę, Zajączków, Rudę, Czartoszów, Hutę Jabłonkową, Wolę aż do Pilzycy i Czerмна. Dalej ku południowi idzie fałd lasociński (żeleźnicki Lewińskiego), okalający synklinę bolmińską, a łączący się z fałdem Zbrzy. Ku zachodowi ciągnie się on przez miejscowości Kopaniny, Trzebochowa, Mieczyn, Lasocin i Budziszław, zaś pod Małogoszczą oddziela się fałd wirgacyjny przedborski, biegnący przez Oleszno do Przedborza. Jak to zaznaczyłem wyżej, znajduje on swe przedłużenie przez Burzenin (Premik) aż do Kalisza. Jego przebieg w zapadlisku peryhercyńskim zaznaczają izohipsy na mapie. Oś przebiega przez Jarocin, Książ i kieruje się na Lolotek, gdzie wiercenie wykazało poziom przedtrzeciorzędowy w wysokości 0 m.

Północną granicę niecki nidziańskiej wyznacza wedle Samsonowicza³⁰ linja Dobra-Wiśniowa-Smerdynia, na której trzeciorzęd tworzy wybitną fleksurę, która łączy się ku wschodowi z taką linją biegnącą przez Chmielnik i Staszów (linja Teisseyre'a). Jest ona północną granicą depresji połanieckiej.

Po stronie północnej owych walnych dwóch wypiętrzeń świętokrzyskich wymieniają Kuźniar, Czarnocki i Samsonowicz szereg fałdów o kierunku przeważnie zbliżonym do kierunków głównych, wśród których może największą rolę odgrywa fałd godowski z utworami dewońskimi w jądrze „wyrwanem z systemu hercyńskiego i wtłoczonym w fałdowania potriasowe“. Samsonowicz³¹ podkreśla tu istnienie odklucia pokrywy pohercyńskiej od jądra hercyńskiego, co żywo przypomina podobne stosunki opisane wyżej z Krakowskiego. Świadczy to, jak słusznie zauważa Limanowski³², o samodzielności tektonicznej pokrywy pohercyńskiej w stosunku do hercynikum, fakt, na który w ciągu niniejszej pracy tylekrotnie miałem sposobność zwrócić uwagę. Przedłużenie fałdu godowskiego biegnie wedle Samsonowicza przez Wąchock, Starachowice Górne, Michałów. Nadto należy tu wymienić siodło gielniowskie C. Kuźniara³³, wypietrzone i zgradowane już przed jurą brunatną, która pod Opoczmem leży przekraczając na utworach kajprowo-retyckich, antyklinę bałtowską i rachowską Samsonowicza³⁴. Ta ostatnia posiada N skrzydło zapadające łagodnie ku NE, zaś południowe stromo ku SW. Przypuszczam, sądząc po jej

³⁰ Tamże 1. — ³¹ Posiedzenia nauk. P. I. G. 8. 1924. — ³² Tamże 4. 1922. —

³³ Tamże 2. 1922. ³⁴ Sprawozdania P. I. G. III. 1925.

biegu, że jest ona ową antyklina obramiającą od zachodu nieckę lwowsko-gdańską, której istnienie odbija się na facjesie piaszczystym senonu Roztocza i zachodniego Podola, a która jedynie mogła dostarczyć tej kredzie materiałów terrygeniczych.

Lewiński i Samsonowicz³⁵ obejmują nazwą garbu wielkopolskiego przedłużenie w kierunku NW przedewszystkiem antyklinorium świętokrzyskiego. Są tu jednak i wątpliwe punkty. Izohipsy widoczne na mapie wykazują wysunięcie się ku NW wału, którego oś biegnie od Brudzewa i Konina nad Wartą w kierunku WNW, przez okolice Gniezna do Bombolina nad Wartą na północ od Poznania (10 na ryc. 11). Jest on od N oddzielony rynną, w której leży Mogilno i Wągrowiec. Pod pokrywą trzeciorzędową pojawia się tu wyłącznie kreda górna, której nigdzie nie przebito. Na przedłużeniu tej linii w Łodzi, powierzchnia kredy została nawiercona w 122 m n. p. m. ale wierzch cenomanu został osiągnięty dopiero przy —342 m. Świadczy to niewątpliwie, że znajdujemy się tu w synklinie, która na powierzchni jest wałem, czyli, iż mamy do czynienia z inwerzją powierzchni na łęku. Otóż wszystko przemawia za tem, iż cały ten „wał“ aż po Bombolin jest takim zjawiskiem inwerzyjnym. Ku wschodowi biegnie ta synklina przez Łódź, między Tomaszowem a Piotrkowem przekracza Pilicę i oddziela tu system antyklinalny inowrocławski od takiegoż południowego, będącego wyżej omówionem przedłużeniem głównych łańcuchów świętokrzyskich.

Sądzę, że siodło gielniowskie jest początkiem siodła inowrocławskiego, które, jak słusznie zauważa Siemiradzki³⁶, nie jest jednolitą antyklina, lecz składa się z szeregu siodeł wiążących się w jeden garb, który Lewiński³⁷ nazwał kujawskim. Nad Notecią, na zachód od Nakła oś jego zapada w głąb, prawdopodobnie poniżej izohipsy 100 m, jednakże niedługo dźwiga się ponownie w górę, by w okolicy Kallies osiągnąć wysokość zaledwie —5 m, poczem powierzchnia kredowa wznosi się ponad 0 m, w kierunku Wolina, gdzie pojawia się nawet jura. Dalszy ciąg tego wypiętrzenia nie może stąd żadną miarą przejść na Skanję, jak to się dość ogólnie utrzymuje, może ono — o ile istnieje — przejść zaledwie przez NE brzeg Rugji. W ten sposób traci pod nogami grunt hipoteza, łącząca pasma świętokrzyskie bezpośrednio z wypiętrzeniem Skanji. To ostatnie może być wraz ze swem przedłużeniem na Bornholm pasmem równoległym, bardziej północnem od wypiętrzenia inowrocławskiego.

³⁵ Prace Tow. Nauk. Warsz. Nr. 31. — ³⁶ Kosmos 1923. — ³⁷ Sprawozdania Twa Nauk. Warsz. 1910.

Odcinek wschodni wału metakarpackiego obejmuje Wołyń, Podole i antyklinę granitową, ukraińską C. Kuźniara. Tektónica Wołynia jest dla nas dziś jeszcze pod wielu względami zagadkową. Jeżeli rozpatrujemy na załączonej mapie granice rozmaitych oddziałów kredy górnej, zauważymy, że w miarę posuwania się ku zachodowi piętra te są coraz młodsze, najmłodsze zaś zajmuje w swej części południowej Roztocze lwowsko-rawskie, które zatem nie może być antykliną, jak je interpretuje Teisseyre. Interpretacja ta opiera się na fakcie realnym, że tu powierzchnia kredy istotnie się wznosi. Jest to jednakże zjawisko inwerzji morfologicznej, takie samo, jakie obserwowaliśmy na synklinie łódzkiej. Rafowość litotamniów podobnie, jak atole koralowe w świetle teorii Darwina, świadczy o powolnej ale stałej tendencji zniżkowej dna morskiego i stopniowym zanurzaniu się jego podwodnych ławicowych wypukłości. Identycznie interpretuję także synklinę miodoborską z jej rafami mszywiółowemi, które już nawet morfologicznie są zupełnemi analogami atolów (synklina miodoborska na szkicu 11, 8).

W ten sposób między Niżniowem, Lublinem, Warszawą i Gdańskiem zarysowuje się ogromna forma synklinalna o kierunku SE—SW. Jej oś wznosi się ku Niżniowowi, ujawniając tu jurę, ku NW natomiast zwolna zapada, rozszerzając się tu w zagłębienie prusko-mazowieckie Lewińskiego i Samsonowicza. Przypuszczenie L. i S., iż stanowi ona ku północy przedłużenie Bałtyku, uważam za zupełnie słuszne. W ten sposób niecka ta olbrzymim łukiem otwartym ku wschodowi okala wschodnią część Europy, której w tej zachodniej części jest garb scytyjski C. Kuźniara³⁸ walną antykliną. Niecka niżniowsko-warszawsko-gdańska jest maximum synkliny, ograniczającej tę formę antyklinalną. Ku SE łączy się ona z synkliną besarabską, a po przekroczeniu Morza Azowskiego ku wschodowi zostaje zacieśniona między antyklinoorium kaukazkiem a zbliżającym się wałem scytyjskim.

Podole ma charakter płaskiej antykliny, jak wykazał już dawno Teisseyre. Na południu bieg tej antykliny jest prawie N-S ku północy bieg ten skręca na NE i dąży do połączenia się z utworami prekambryjskimi³⁹ okolic Zasławia i Ostroga. Synklina miodoborska przedstawia się jako słaby oddźwięk synkliny prastarej, zaznaczonej morskim dewonem na takimże sylurze, uwydatnionej także przez synklinalne wdzieranie się cenomanu od południa. Jeżeli nawet Teisseyre'a linja zapadu antykliny podolskiej ku NW (Kowalówka-Smykowce) nie bie-

³⁸ Sprawozdania P. I. G. 1922. — ³⁹ Posiedzenia Nauk. P. I. G. 14. 1926.

gnie prostolinijnie, lecz jest poondulowana dyslokacjami, które w ostatnich czasach odkrył tu Zych⁴⁰, niemniej jednak przebieg stref górnokredowych, widoczny na mapie wskazuje, że te strefy układają się równolegle do biegu ogólnego tej antykliny.

Jednakże w ten sposób antyklina podolska jest wypiętrzeniem analogicznym do wału scytyjskiego,^{40a} jest produktem działania tych samych sił i należy do systemu tektonicznego tego samego co i wał scytyjski. Małkowski⁴¹ podał niedawno opis przeważnie petrograficzny budowy tej jego części, która wchodzi w granice Rzeczypospolitej aż po rzekę Słucz. Odkrycie przez Sujkowskiego⁴² granitu na północ od Prypoci, w dolinie rzeki Słuczy potwierdza w zupełności bieg wału scytyjskiego wyznaczony przez Kuźniara.

Głębokie zapadnięcie niecki w okolicy Lwowa tłumaczy się tem, że w tem miejscu synklina lwowsko-gdańska krzyżuje się z omówioną w części I. prastarą synkliną, poprzeczną do kierunku Karpat, alfoldzko-wołyńską.

Pozycja tektoniczna zagadkowego paleozoikum okolic Pełczy jest zupełnie niejasna. Ponieważ ono leży na przedłużeniu w kierunku wschodnim biegów południowej części Świętokrzyskiego, nie pozostaje nam jak pójść za zdaniem Sobolewa⁴³ (linja amodecyjska) jak to czyni w ostatnich czasach Siemiradzki⁴⁴ i dopatrywać się między temi objawami bezpośredniego związku. Słabem poparciem tej tezy byłby może kierunek grzęd kredowych na południowej części Wołynia. Grzędy te, jak kulikowska lub sokalska opisane przez M. Łomnickiego⁴⁵ przybierają dokładnie bieg tego połączenia i są niewątpliwie zjawiskiem tektonicznym, nie dającym się w żaden sposób wyjaśnić w sposób czysto morfologiczny bez podkładu tektonicznego.

Już załączona karta poucza nas, że synklina metakarpacka z trudnością pokonuje w swej części wschodniej antyklinalny charakter tej części wału scytyjskiego. Stąd też wynika płaskie położenie warstw budujących płytę poleską. Wykrycie na północ od Prypoci granitów efekt owego obniżenia w wysokim stopniu jeszcze zmniejsza.

Jak wspomniałem wyżej, uważam cały obszar leżący między osią antykliny scytyjskiej a synkliną lwowsko-gdańską, za przynależny do zachodniego skrzydła antykliny scytyjskiej. Należy więc tu cała płyta polesko-litewska Lewińskiego i Samsonowicza. Płyta ta jest zondulowana w kierunku poprzecznym do osi wału scytyjskiego kilkoma

⁴⁰ Tamże 15. 1926. — ^{40a} C. Kuźniar: Pos. Nauk. P. I. G. 3. str. 7. —

⁴¹ Sprawozdania P. I. G. 1927. — ⁴² Wiadomość o tem podaną na posiedzeniu P. I. G. zawdzięczam C. Kuźniarowi. — ⁴³ Izwiestija warsz. polit. Inst. 1910. —

⁴⁴ Kosmos 1921. — ⁴⁵ Atlas Geol. Galicji X.

płaskimi falami, które oznaczyłem na szkicu ryc. 11 liczbami 2—6. Rydzewski⁴⁶ opisał wiercenie w Wilnie, z czego wynika, że powierzchnia paleozoikum, pokryta tu tylko jurą podchodzi do wysokości 22, względnie 42 m n. p. m. Wedle wykładu tegoż autora w r. 1926 na posiedzeniu Twa Geologicznego w Wilnie biegnie tędy płaskie siodło (2 na szkicu 11) kierujące się na Mołodeczno, Mińsk i Rawanicze. Należy przypuszczać, że „antyklina centralna“ Tietiajewa⁴⁷ lub też „blok woronezki“ Bubnowa⁴⁸ jest prostem przedłużeniem tej antykliny, która zatem przecina poprzecznie wał scytyjski. Dalej ku południowi biegnie wał, nazwany przez Lewińskiego i Samsonowicza nowogródzkim. Istotnie mamy tu do czynienia z garbem kredowym (3 ryc. 11). Jednakże chodzi tu znów tylko o inwersję terenu na synklinie. Świadczy o tem zapadanie kredy w Miałach, które Zjazdowi P. T. G. demonstrował Rydzewski, ku północy z lekkim odchyleniem na wschód, a zatem ku osi wału. Pozatem wał ten posiada kredę mukronatową, zatem najwyższą, znaną w tej okolicy, gdy w siodle wołkowyskim (4, ryc. 11) pojawia się turon. Nadto oś „wału“ nowogródzkiego w swem przedłużeniu północno-zachodniem (WNW) ma wyraźne wgięcie izohips ku Niemnowi między Grodnem a Kownem, co również przemawia za tem, że mamy tu do czynienia z nieką tektoniczną, która na wschodzie wskutek inwerzji morfologicznej przybrała formę wypukłą na powierzchni. Siodło wołkowyskie (4 na ryc. 11) i siodło Suraza (?) są przedzielone zakłębnięciem, o którym była wzmianka wyżej, a które zaznacza się w hipsometrii wgłębszej. Siodło oznaczone jako sarneńskie (6) wynika z izohips powierzchni paleozoicznej, wykreślonych na mapie oczywiście tylko w przybliżeniu.

Te płaskie antykliny trawersujące wał scytyjski, są oczywiście od niego młodsze, choć w swych założeniach, należąc do systemu kierunków ESE—WNW, które, jak widzieliśmy są prastaremi, muszą być interpretowane w ten sposób, że są one powtórzeniem ruchów starszych powstałych pod wpływem nacisku z innego kierunku idącego niż ten, który utworzył wał scytyjski. Sądząc z efektu ruchu o kierunku, z którego on działał, można przypuścić, iż wał scytyjski powstał pod wpływem nacisku od strony wschodniej, podobnie jak Ural, gdy kierunki ESE—WNW muszą pochodzić od działania ze strony NEN, co daje wynik zbliżony do biegu łańcucha Timańskiego. Ponieważ te dwa kierunki u nas się przecinają, wynika z tego iż chodzi istotnie o nacisk z dwóch indywidualnych kierunków.

⁴⁶ Rocznik Pol. Twa. Geol. III. 1925. — ⁴⁷ Annales Soc. Géol. Belg. 1912. —

⁴⁸ Geologie v. Europa Berlin 1926.

ZAKOŃCZENIE.

Przebiegliśmy niezmiernie szybko śladami najważniejszych rysów tektonicznych naszej ziemi. Wiedzieliśmy, że zawdzięczają one swe powstanie działaniu sił stycznych, a raczej, jak powinno się mówić, równoległych do powierzchni ziemi. Jeżeli słuszny jest pogląd, wyrażony gdzieindziej uprzednio, że zróżnicowanie między zespołem płyty panońskiej a takimże płyty moldanubskiej, którego ślad na naszym terytorjum znalazł Teisseyre pod postacią linii Wisły — zawdzięcza swe powstanie naciskowi o kierunku działającym od NW, którego efekt biegnie prostopadle do tego nacisku, t. j. w kierunku SW—NE, w takim razie na naszym obszarze stwierdzamy istnienie nacisków górotwórczych działających od strony NW (kaledoński), NEN, który określiłem wyżej jako timański, EW scytyjski i SN karpacki. Nie zapominam jednakże, że — jak zwracał uwagę w r. 1909 Smoluchowski⁴⁹ — wszelkie wewnętrzne ciśnienia w ciele sprężystem są dwustronne, że jest zatem obojętnem, czy podajemy te kierunki, czy też ich odwrotności.

Kierunki timańskie formują całą płytową, północną część naszego terytorjum, gdy na wschodzie przecinają się one z kierunkami scytyjskimi, na południu zaś są zaburzone prastarem zresztą „zdarzeniem“ karpackiem, które działa tylko lokalnie, ale rozszerza teren swej ekspansji zajmując coraz szerszym kręgiem dziedzinę kierunków timańskich. Wschodnia część Karpat przełamuje i zgniata człony tektoniczne kierunku scytyjskiego.

Jako wyniki ogólniejszej natury podnoszę zupełnie bierną rolę geosynkliny w tym procesie zmagania się kierunków nacierających na siebie z różnych stron. W mechanizmie procesów związanych z tą walką widzimy też, że pojęcie przedmurzy łańcuchów górskich jest w tym wiecznym procesie czemś przejściowem, chwilowem, że właściwie nie chodzi tu o rozbijanie się fali górotwórczej o coś stałego, lecz raczej

⁴⁹ Kosmos.

o rozbijanie się fali o falę płynącą z innego kierunku. Na przedmuru widzieliśmy odkłucia wzdłuż warstw podobnie jak w krainie fałdowej tylko w mniejszych rozmiarach. Zatem różnice są tu ilościowe nie zaś jakościowe.

Sądzę, że na naszych stosunkach można naocznie wykazać, iż każdy z cyklów sedymentacyjno-tektonicznych w górach fałdowych stwarza jednostki zachowujące się samodzielnie, jako jednostki konserwatywne w stosunku do takichże cyklów późniejszych tego samego miejsca. Wskutek tego następuje nagromadzenie się mas skalnych, które powoduje zapadanie się podstawy tych mas przy równoczesnem podnoszeniu się powierzchni. Podobnie przy nagromadzeniu się kier lodowych, pływających na powierzchni wody, spód masy zanurza się głęboko, gdy wierzch sterczy wyżej nad wodą niż pojedyncza kra. Ten fakt pociąga za sobą ustępywanie mórz z obszarów, które rozpoczynają się fałdować, gdy dalsze, ponowne fałdowanie powoduje pogłębienie się synklin, któremi wkracza morze, jeżeli pogłębienie jest dostatecznie wielkie.

Ani razu nie uciekaliśmy się do tłumaczenia choćby tylko szczegółów za pomocą ruchów „epejrogenicznych“, czyli, mówiąc otwarcie, pojawiających się jako deus ex machina. Do objaśnienia całokształtu wystarcza w zupełności nacisk boczny, jako wynik kontrakcji naszego globu.

IHKM

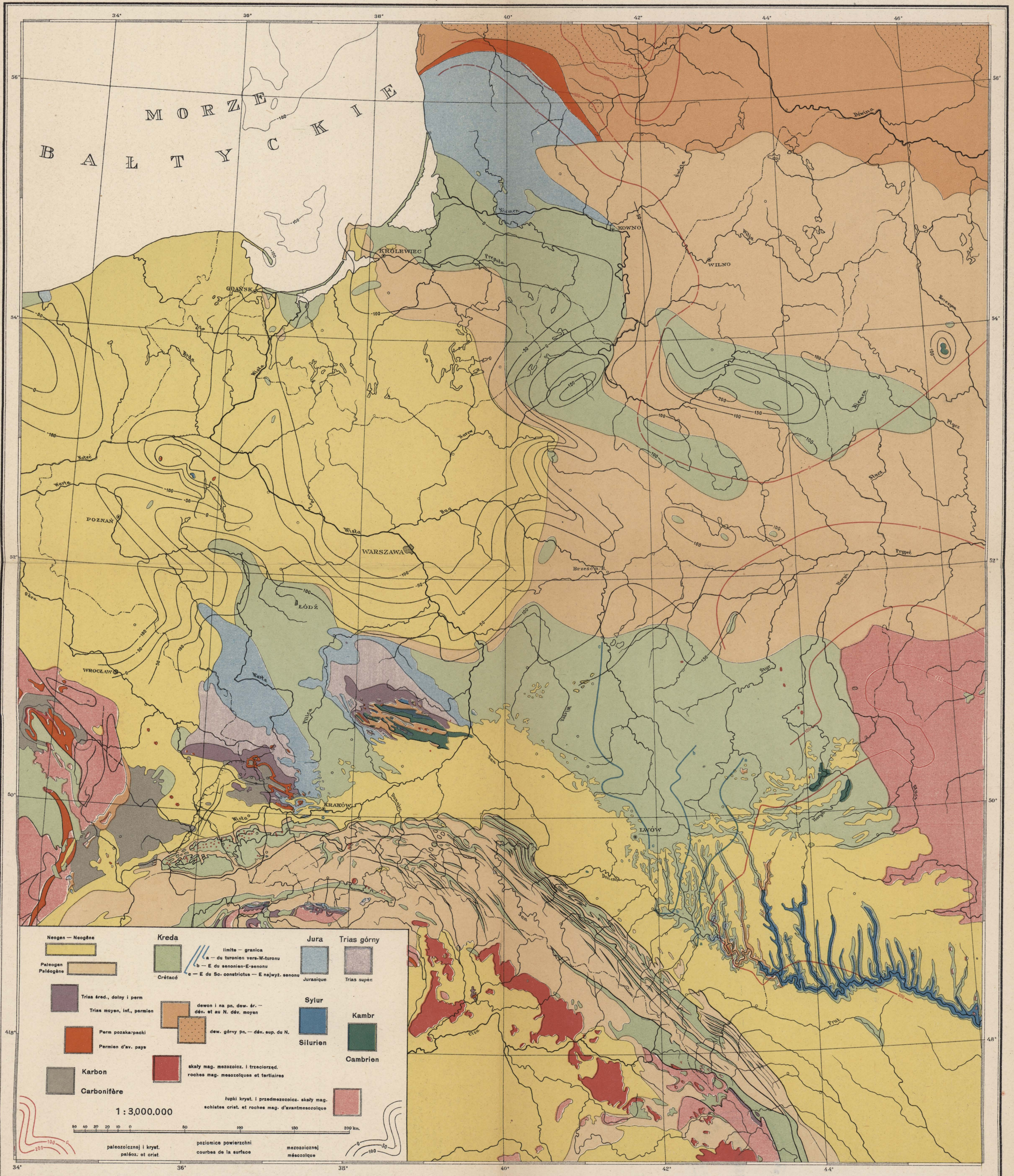
II 5024

Stefan Przeworski

alce. 96/73d

NOWAK JAN
 MAPA GEOLOGICZNA POLSKI
 (BEZ CZWARTORZĘDU)

CARTE GÉOLOGIQUE DE POLOGNE
 (SANS QUATERNAIRE)



BIBLIOTEKA

I
H
K
M

II 5024



DRUKARNIA „ORBIS” KRAKÓW