

† Jan Nowak.

Miocen północnej krawędzi Karpat.¹

The Miocene of the northern border of the Carpathians.

a) Rozprzestrzenienie i charakterystyka ogólna.

Utwory miocenne pokrywające znaczną część Polski* południowej i środkowej są rozwinięte w dwóch facjach, które zajmują dwa oddzielne obszary. Obszar południowy obejmuje Karpaty, synklinorium podkarpackie i znaczną część zboczy antyklinorium metakarpackiego; na N od doliny Wisły do okolic Sandomierza, Lubelskie na S od Lublina, część Wołynia i Podole. Tu miocen składa się zasadniczo z utworów morskich (Paratetys), podścielonych czasem utworami lądowymi, najczęściej limno- lub potamo-klastycznymi i ku brzegom mającymi w różnych poziomach także wkładki.

Obszar północno-zachodni znajduje się po N stronie zachodniej części antyklinorium metakarpackiego, sięgając na południe w dolinę Wisły, do okolic Dębina, stąd na E w dolinie Bugu nieco poza Drohiczyn i Surąż, stąd zaś granica biegnie ku NW nieco na E od Licbarku ku zatoce Fryskiej, na N od Św. Siekierki (Heiligenbeil). Utwory miocenne tego obszaru mają pochodzenie wyłącznie lądowe, a ponieważ

¹ Od redakcji: W spuściźnie rękopiśmiennej po profesorze Janie Nowaku pozostał fragment rozdziału zatytułowanego „Miocen”. Prawdopodobnie miał to być jeden z rozdziałów „Geologii Polski”, nad którą Zmarły pracował w ostatnich latach przed wojną. Z tego rozdziału zachował się tylko wstęp i część traktująca o miocenie brzegu Karpat. Fragment ten drukujemy bez zmian, dając mu tylko powyższy tytuł, gdyż odnosi się on wyłącznie do miocenu północnej krawędzi Karpat. Streszczenie, na podstawie którego zostało sporządzone tłumaczenie angielskie, przygotował dr W. Krach, który przeprowadził też korektę nazw łacińskich.

* Opracowanie z przed września 1939 r.

zawierają wkładki lignitów nazywa się je, zwłaszcza w literaturze nie miocieńskiej, formacją burowęglową.

W obu wypadkach utwory te zajmują przeważnie obszary płaskie kraju, osiągając rzadko tylko formy wybitniejsze w krajobrazie, jak na Roztoczu Lwowsko-Rawskim, na północnych krańcach Podola ku Wołyniowi i w ogóle na Podolu, wieńcząc jego wyżyny aż po dolinę Dniestru, na południu. Na obszarach przez siebie zajętych decydują te utwory przeważnie o konfiguracji podłoża pleistocenia. Miąższość miocenu morskiego jest bardzo rozmaita. Na Podolu nie przekracza często 100 m, w Karpatach zachodnich czasem nie przekracza kilkunastu metrów, natomiast w brzeżnej grupie Karpat E dochodzi ona do 100—500 m (Bitków, Borysław), zaś na ich przedpolu osiąga 400 m. Miąższość miocenu lądowego jest na ogół mniejsza i ulega znacznie większym wahaniom. Wynosi ona pod Gdańskiem niewiele ponad 120 m, w Toruniu 20 m, w Warszawie 28—63 m, w Dęblinie 3 m, w Łukowie 14 m.

b) Stratygrafia.

Miocen morski.

Dziś ogólnie stosowany podział opiera się na wzorze akwitańskim, w części podapenińskim, z pewnym wpływem okolic Wiednia i Podola rosyjskiego.

Miocen	górny	{ Sarmat Torton Helwet
	dolny	{ Bord (lub bordygal) Akwitan

Rozpatrując zasięg poziomy utworów morza mioceniańskiego obszaru naszej Paratetydy, odnosi się wrażenie, że utwory te są właściwością Podkarpacia, przeciwstawną obszarowi Karpat, w którego obrębie znajdują się tylko wyjątkowo (okolice Nowego Sącza i t. d.). Stąd dawniej mówiło się o „podkarpackim miocenie” solonośnym, starszym i o transgredujących na zachodnich Karpatach płatach miocenu młodszego. Pogląd taki jest słuszny o tyle, o ile chodzi o stwierdzenie faktu, że na Podkarpaciu istnieje terytorialnie i objętościowo przeważająca masa miocenu młodszego. Poza tym daje się tu wyróżnić pięć transgresji morskich, rozkładających się w najogólniejszych zarysach w sposób następujący.

Podłoże, na którym leżą utwory naszej części Paratetydy, kształtem swym przypomina misę podłużną o zagłębionej pośrodku czaszy, okolonej podniesioną, bardziej płaską krezą. Kreza obejmuje od północy S zbocze antyklinorium metakarpackiego od Krakowskiego przez Miechowskie, Świętokrzyskie aż po Podole, od południa Karpaty. Czasza stanowi strefę środkową między krezą karpacką a metakarpacką. Na krezę w zachodniej części Karpat, aż po dolinę Sanu (Kańczuga, Łopuszka) wkraczają tylko dwie niższe transgresje tortońskie, sięgając w okolice dzisiejszej doliny Dunajca ku S aż po kotlinę Nowotarską, w poprzek fliszowej grupy średniej i magurskiej aż do Pienin. Na E od Sanu te same transgresje nie wchodzi już na grupę średnią płaszczowin od N. Tylko jedna z nich, mianowicie niższa, wstępuje przeważnie przekraczając na złożoną wschodnią grupę brzeżną fliszu, do której należą takie jednostki skibowe jak „wglębny fałd borysławski“, takiż majdański i bitkowski w okolicy Nadwórny i łańcuchy grupy płaszczowiny pokuckiej (Płoski, Brusny, Karmatura, Kamienisty, Świdorski, Biul. St. Geol. Borysław, 8, 1925). Główne utwory tej samej transgresji dolno-tortońskiej, wraz z takimiż następnej grabowieckiej, budują najzewewnętrzniejszą jednostkę tektoniczną, rozłożoną na przedpolu jednostki wschodniej brzeżnej między Przemyślem a Czeremoszem. Posiada ona charakter złożonego z kilku łusek antyklinorium, nasuniętego w całości na autochton mioceni, wypełniający czaszę. W ten sposób kreza południowa nie leży tu płasko, lecz jest silnie zdeformowana przez pofałdowanie, złuszkowacenie i przesunięcie na autochton czaszy (Bujalski, Spraw. P. I. G. 1930, Wyszyński-Obtułowicz, Przem. Naft. 23, 1927).

Miocen dolny.

Tylko część utworów, wspomnianej wyżej, tektonicznej wschodniej grupy brzeżnej, odnieść można do miocenu dolnego. W czołowej partii fałdu-łuski Kamienistego, w takimże Słobody Rungurskiej (kopalnie nafty) i Potoków koło Nadwórny, najczęściej nad łupkami menilitowymi, lecz również nad eocenem (Słoboda Rungurska i in.) lub warstwami krośnieńskimi (polanickimi) leży kilkuset metrowy kompleks tzw. zlepieńca słobódzkiego (ze Słobody Rungurskiej). Jego miąższość maleje ku SW i SE tak, że w łuku między antyklinami Ka-

mienistego i Karmatury wynosi zaledwie kilkadziesiąt metrów. Zlepienieć słobódzki jest utworem morskim, składa się z brył nieraz dużych, lecz i otoczków różnokalibrowych aż do zupełnie drobnych na peryferiach SW, NW i SE występowania. Tworzą go skały krystaliczne, głównie zmetamorfizowane, stare łupki zwane tu fyllitami, zielone lub czerwone, diabazy lub ich tufy, czarne łupki zmienione w fyllity, czerwony jaspis, ciemny kwarcyt i osadowce niezmienione, jak żółty dolomit (dewon, trias?), verrukano (perm?), czerwone piaskowce (dewon?), wapienie („sztramberskie“, jura?), wapienie margliste (górn. kreda), wapienie numulitowe (eocen) (Kreutz-Gawel, -Mém. Assoc. Karp. I 1925, Świdorski, Biul. St. Geol. Borysław 8, 1925, Bujalski. Spraw. P. T. G. 1930).

Skamielin organizmów żyjących w czasie osadzenia się zlepieńca nie znamy. Więc jego wiek można określić tylko pośrednio w sposób następujący:

1) Najmłodszymi utworami, jako okruchy w zlepieńcach reprezentowanymi, są eoceńskie wapienie numulitowe (Bieda, Bull. Ac. Sc. Ser. B. 1930). Eocen jest tu zatem dolną granicą paleontologiczną.

2) Jeżeli się jednak zważy, że łupki menilitowe, a zwłaszcza ich rogowce leżące na eocenie, miałyby wszelkie szanse zachowania, gdyby istniały w skałach macierzystych zlepieńca, granica ta uzyskuje umocnienie, jakkolwiek natury negatywnej.

3) Najmłodszą skałą, na której te zlepieńce leżą, są warstwy polanickie, lub łupki menilitowe „górne“ wieku górno-oligocenckiego (?), mające tu również swoje wkładki zlepieńcowe, „słobódzkie“ (Bujalski l. c.).

4) W Luczy zlepieńce mają stratygraficzny nadkład ilów „solnych“, a w dolinie Niedźwiedzicy (Lucza) il solny jest stratygraficzną wkładką w zlepieńcu słobódzkim (Bujalski Spraw. P. T. G. 1930, str. 248). Ponieważ il solny zaliczamy do dolnego tortonu, więc tu zlepienieć słobódzki może odpowiadać miocenowi dolnemu i helwetowi, leżąc nad górnym oligocenem i pod dolnym tortonem; część wyższa zlepieńca w tych warunkach należy również do tortonu. Nie można więc tu wyróżnić akwitany i bordu ani nawet helwetu należącego do miocenu górnego, trzeba się ograniczyć do pojęcia miocenu dolnego z niemożnością oddzielenia nawet od helwetu. Bujalski, idąc śladem geologów rumuńskich,

zalicza ten ił solny, jak również i ił solny fałdów wgłębných (Borysław, Majdan, Bitków) do akwitanu — bordu, uważając go za „starszą“ formację solonośną i przeciwstawia ją „młodszej“ wieku helweckiego, przykrytej rzekomo przez torton; zważywszy jednak, że nie mamy nigdzie bezpośrednio nad sobą dwóch formacji „solonośnych“, lecz zawsze jedną, stosujemy powyższą stratygrafię.

Na północnym obwodzie miocenu morskiego, zwłaszcza w Świętokrzyskim, istnieje wiele wystąpień bezskamielinowych piasków różnobarwnych z iłami nieraz ogniskowatymi (Kąty nad Kamienną) zawierającymi czasem cząstki drewna (*Glyptostroboxylon tenerum* Conv.). Samsonowicz (Ogólna mapa Polski 1:100,000 P. I. G. Zesz. I. 1934) podaje (str. 53) rozmieszczenie tego rodzaju utworów lądowych z terenów jurajskich na lewym brzegu Kamiennej i nad Opatówką. Ich wiek prawdopodobnie dolno-miocenijski wynika, w braku skamielin przewodnich, z położenia pod miocenem młodszym a utworami starszymi; są one pochodzenia przeważnie potamo-klastycznego, rzadziej aero-klastycznego. Miąższość ich nieznaczna, rzadko dochodzi do 25 m (między Koszarami a Kętami), być może, że należą tu też bitumiczne iły z lignitem z okolic Łucka (Niebożka, Derenianka, Cesarka), zawierające *Pinus Haploxyylon*, a leżące na oligocenie (Samsonowicz, Pos. Nauk. P. I. G. 42, 1935, Kostyniuk, Kosmos A, 1938).

Helwet

Piętro to posiada, w obrębie facji morskiej paratetydzkiej, dwa obszary występowania udokumentowane paleontologicznie: pierwsze na zachodzie czaszy miocenijskiej Śląska Cieszyńskiego, na przedpolu Karpat, drugi na krezie podolskiej, w dolinie Strypy, w okolicy Buczacza. Poza tym należą tu utwory słodkowodne leżące już to pod morskim tortonem, już poza jego obrębem. Na mapie powierzchni karbonu widać grzbiec biegnący W-E od okolic Ostrawy przez Karwinę ku Kończycom, wznoszący się miejscami ponad 200 m n. p. m., a odgraniczony od S i N głębokimi dolinami zbiegającymi się pod Skoczowem. Od N do okolic na S od Orzesza przez Pszczynę biegnie jakby dopływowa dolina zbiegająca się z poprzednią pod Skoczowem i chowająca się ku S pod Karpatami. Otóż na S od linii biegnącej od okolic Prudnika (Neustadt) na Śląsku Opolskim,

przez Kropkowice n. Odrą, przez Toszek aż do doliny Kłodnicy, na S od Katowic, cała ta okolica śląska zajęta jest przez utwory miocenne, morskie, łączące się okolicą doliny Wisły ku E z miocenem okolic Krakowa i wypełniające owe nierówności powierzchni karbońskiej. Ku N W utwory te zanurzają się pod również miocenne utwory słodkowodne, ku W wychodzą pod Mor. Ostrawą (Jakłowiec), ku S W łączą się z morskimi utworami Moraw, ku N wychodzą w powietrze. Część ich niższa należy do helwetu.

Na wspomnianym wyżej wale karbonu ostrawsko-karwińskiego leżą osady przybrzeżne rozwinięte jako ily margliste, przykryte zlepieńcami złożonymi z otoczków bazaltu jakłowieckiego i zawierającymi wkładki wapieni mszywiolowych. Na nich leżą niezgodnie piaskowce zaliczone już do tortonu (poziom bogucicki, więc przypuszczalnie istniała lokalna przerwa na czas dolno-tortoński, opolski). Poziom niższy zawiera bogatą faunę, opisaną najpierw przez Kittla (Annal. d. naturhist. Museum. 1887), potem przez O. Ganssa (Firgenwald 1936).

W zagłębieniach, po obu stronach wału i dalej na E od Jakłowca, już na obszarze Polski, na karbonie leży facja iłowo-marglista osadów, właściwa czaszy miocennej i zazębająca się obocznie z przybrzeżną. Posiada ona ogromną miąższość w depresjach (Chybie w depresji Pszczyńsko-Skoczowskiej 1054 m, Petrascheck, Kohlengologie d. österr. Teilstaaten 1926). W depresji pszczyńsko-skoczowskiej, w Zawadzie koło Orzesza (Michael, Jahrb. Geol. L. A. 1913) leży ona na oligocenie, spoczywającym tu na triasie, w Chybiu na oligocenie ułożonym na karbonie. Obejmuje w tej postaci helwet i torton po poziom grabowiecki włącznie. Obecność helwetu jest tu stwierdzona paleontologicznie w okolicy Mor. Ostrawy (Friedberg, Kosmos 1912, str. 312) i w okolicy Czechowic i Brzeszcz (W. Krach, Prace geol. Kom. śl. P. A. U. 1939) i Dziedzic (Friedberg, Kosmos 1928, str. 317). Krach oznaczył następujące skamieliny: *Arca (Barbatia) barbata* L., *Ledapusio* Phil., *Hinnites crispus* Broc., *Spondylus Gussonii* Costa, *Ostrea cochlear* Poli, *O. moravica* K., *Turbonilla scala* E., *Fimbriatella filogranata* Dod., *Surcula subtrochlearis* Friedb., *Vaginella depressa* Daud., *Dendrophyllia Poppelacki* Rs. (recte *Cladangia conferta* Rs.), *Amphihelia Sismondiana*

Seg., *Coenocyathus crassus* Zejszn., (false *Cariophyllia salinaria*) i in. Krach opracował tę faunę z iłów, z kawałami węgla z nadkładu karbonu. Formy podkreślone zgodne są ze znalezionymi w iłach helweckich okolic Mor. Ostrawy. (Ganss l. c. str. 108).

Podobne utwory helweckie podścielają torton zapewne na znaczniejszych partiach Śląska. Jednakże brak przerwy w sedimentacji w czaszy, brak danych skamielinowych z wierceń, a wreszcie monotonia iłów marglistych od góry do dołu miocenu czaszy, nie pozwalają obecnie na terytorialne określenie obszarów zajętych tu przez helwet.

Drugie miejsce występowania helwetu stwierdzonego paleontologicznie znajduje się na Podolu, nad Strypą, w okolicy Buczacza. Tu w obniżeniu dolinnym pochodzenia erozyjnego (Zych, Pos. Nauk. P. I. G. 33, 1932, str. 116) na przestrzeni Podlesie-Podzameczek-Przewłoka, znajdują się piaski i wapieniste piaskowce osadzone w morzu, leżące na cenomanie, zawierające: *Oncophora dubiosa* Hoern., *Congerina Sandbergi* Andr., *Ostrea* cf. *gryphoides* Schloth. var. *buczaczensis* Łom., *Venus* cf. *cincta* Eichw., *Lutraria*, *Glycymeris* (Friedberg, Bull. Ac. Sc. B. 1933). Miąższość tych osadów nie przekracza 1 m.

Trzeba przypuścić, że osady te pochodzące z transgresji morskiej na krezę podolską, podobnie jak helwetu śląskiego na karbon, w obu wypadkach należą do tego samego morza posuwającego się zasadniczo czaszą paratetydzką, jako pierwszy paleontologicznie stwierdzony, z pięciu pozytywnych ruchów miocenijskich. Osady te są przykryte w okolicy Buczacza przez wapienie z cienkoskorupowymi rodzajami słodkowodnymi (*Limnaea*, *Planorbis*, *Bithynia*, *Valvata* i in.), do których wyżej dołączają się rodzaje ślimaków lądowych (*Helix* *Pupa* i in.). W innych miejscach Podola południowego występują w tym poziomie margle, ily (zapewne o znaczeniu przemysłowym, odtłuszczanie wełny) i złogi brunatnych i szarych krzemieni, a obok ślimaków zjawiają się owoce ramienicy *Chara polonica* Ung. Grubość tych utworów nieznaczna, od kilkunastu mm do 2 m. Zajmują przestrzeń nad Dniestrem między Mariampolem a Czernelicą, nad Złotą Lipą, sięgają na N aż poza Brzeżany nad Koropcem, aż do linii kolejowej do Podwołoczysk, nad Strypą po Wiśniowczyk. Najwyżej leżą na

arkusza Brzeżany (350—400 m), opadając zwolna ku Dniestrowi (240—300 m).

Stwierdzamy tu w dolnej części helwetu zalew morza idący od czaszy na część krezy zostawiający sedymentację talasso-klastyczną, zachowaną w drobnej resztkę; w górnej części następuje wysłodzenie się zalewu, ustąpienie morza i sedymentacja limno-klastyczna na obszarze znacznie większym. Jest ona tu przykryta przez osady dolno-tortońskie, pochodzące z drugiej transgresji miocenkiej. Prawdopodobnie do tego samego zalewu helweckiego należą w Karpatach SE brzeżnych warstwy dobrotowskie, spoczywające na zlepieńcach słobódzkich. Składają się one z piaskowców cienko-warstwowych, mikowych, popielatych, ilastych, z pręgami falistymi, z wkładkami łupkowymi. Są przykryte przez pstre iły margliste; skamielin nie zawierają.

W niektórych zagłębieniach starszej powierzchni występują utwory zaliczane do helwetu, zarówno po stronie południowo-zachodniej (Kowalewski-Czarnocki) jak po stronie północno-wschodniej (Samsonowicz) Gór Świętokrzyskich i licznych innych analogicznych miejscach krezy północnej, zajętych przez zalew morski dolno-tortoński. Petrograficznie są to wapienie, najczęściej margliste, jasne, iły czasem wapniste, sinawe, zielonawe, czasem piaszczyste, piaski białe lub brunatne z fauną słodkowodną, czasem z wkładkami burowęgla. W synklinie połanieckiej spoczywają one na kredzie górnej, na przedłużeniu antykliny sobkowskiej w okolicy Korytnicy i Chomentowa na rauraku (?) w inwersji morfologicznej tej antykliny, nie wchodząc już w synklinę między tą antykliną a następną — Zbrzańską. Miąższość między Chomentowem a Korytnicą dochodzi do 35 m. Z pochodzenia są to utwory głównie limno-klastyczne, rzadziej potamo-klastyczne. Fauna lądowa (*Helix*, *Limnaea*, *Pupa*) zapewne spłukana do wody. Wśród iłów (Chomentów — Niziny) występują cztery soczewki burowęgla (10 cm, 30 cm, 60 cm, 185 cm). Węgiel wykazuje (Czarnocki, Pos. Nauk. P. I. G. 32, 1932, str. 19) 3320—4165 kal., zapas około 500.000 m³. We wschodniej części Gór Świętokrzyskich w Męczennicach, Pęczynach nad Opatówką, potem w Międzygórzu pod Zagrodami i Komornie analogiczne utwory (piaski, iły ciemne z cienkimi warstwami węgla brunatnego) zalicza Samsonowicz również do helwetu, (Ma-

pa Geol. Polski, Obj. do ark. Opatów, 1934) a Czarnocki zlepieńce w okolicy Płuczek (Łagów) jak i pstre iły z ułamkami lignitu, glinki ogniotrwałe z S zbocza Gór Świętokrzyskich. (Pos. Nauk. P. I. G. 24, 1929). — Na krezie bliższych i dalszych okolic Krakowa napotymano na analogiczne utwory słodkowodne w okolicach Witkowic i Posądky; są to szare wapienie, margliste ze ślimakami *Limnaea*, *Helix*, *Tudora* (Łomnicki Kosmos 1902, str. 235), w Bielanach (Panow, Roczn. P. T. G. 1936, str. 4) przy drodze do Piekar, są to zbite i płytkowe wapienie i iły z fauną lądową *Tudora*, *Pomatias*, *Helix*, *Cyrena*, leżące na jurze a przykryte przez torton morski. Panow cytuje jeszcze utwory słodkowodne z Bonarki, Podgórze i Kapelanki k. Zakrzówka.

Torton

Zgodnie z tym, co było powiedziane z początkiem ustępu o stratygrafii miocenu, trzy dalsze transgresje morskie tej epoki, przypadają na jej następne piętro, to jest tortońskie, a ich utwory są rozwinięte w trzech głównych odmianach facjalnych. Możemy więc tu wyróżnić fację krezy północnej meta-karpackiej, czaszy i krezy południowej, karpackiej. Miara zaburzeń tektonicznych, które bezpośrednio lub pośrednio poprzedziły te transgresje, jest fakt, że ich utwory stykają się mniej lub więcej niezgodnie z wszystkimi poznanymi dotąd starszymi formacjami, od archaicznych poczynając (na antyklinorium wołyńsko-ukraińskim) a na helwecie kończąc. Rozmiar niezgodności jest zależny w najgrubszych zarysach w prostym stosunku od rozmiaru zaburzeń tektonicznych, którym uległo podłoże i od czasu, jaki dzieli każdą z dawniejszych formacji od chwili transgresji.

Różnice facjalne są jednym z największych szkopułów przy synchronizacji utworów w wypadku tortonu. Nie zawsze jesteśmy pewni, czy mamy do czynienia z chronofauną czy z topofauną, do czego przyłącza się jeszcze czasem dotkliwy brak jakichkolwiek skamielin. Mimo tych trudności, możemy utwory tortońskie podzielić na następujące podpiętra:

- | | |
|--------------|-------------------|
| górny torton | 3. bułowskie |
| dolny torton | { 2. grabowieckie |
| | { 1. opolskie |

Nazwy pochodzą: 3. — od miejsc Bułtów na Wołyniu NE od Zbaraża (Łaskarew, Jahrb. geol. R. A. Wiedeń 1899) 2. — od wsi Grabowiec około Bochni. 1. — od Opola, nazwy W. Teisseyre'a dla SW Podola (Friedberg, Rocznik P. T. G. IX. 1933, str. 206).

Opis odsłoneń

Podpiętro opolskie rozpoczyna się transgresją. Transgresja ta jest dostrzegalna na obu krezach, zwłaszcza u brzegów, gdy w głębi czaszy stosunki są mało znane; jest prawdopodobne, że torton leży tu na helwecie bez przerwy, lub co najwyżej w penakordancji, co utrudnia w wierceniach uchwycenia granicy między tymi obu piętrami, zwłaszcza, że istnieje tu monotonia ilów marglistych, a skamielin właściwych helwetowi dotąd w czaszy nie napotkano poza odcinkiem śląskim. Zarówno na krezie metakarpackiej, jak karpackiej, a nawet w czaszy wśród utworów morskich tego oddziału tortonu, trafiają się częste ślady utworów słodkowodnych, a nawet soczewkowate wkładki węgla brunatnego, których materiał pochodzi z przyległych partii lądowych (Krzemieniec, Łuka, Jasionów, okolice Złoczowa, Glińsko-Skwarzawa, okolice Żółkwi, Potylicz k. Rawy Ruskiej).

Na krezę karpacką wkracza tylko torton dolny. W jego stosunku do łuku karpackiego możemy wyróżnić od W ku E następujące cztery odcinki:

a) od okolic Wiednia do przełomu Morawy k. Kromieryża. Torton dolny morski leży tu (okolice Hodonina na Morawach) za pośrednictwem również morskiego helwetu i bordu niezgodnie na pofałdowanym fliszu grupy magurskiej (wewnętrzno-alpejskie zagłębienie miocénskie); posiada tu tylko podpiętro opolskie i to bez poziomu osadów chemicznych (gips, sól)¹. Jest on przykryty przez dolny sarmat.

b) Między rzeką Morawą a Skawą w Polsce, torton przesuwa się z czaszy morawskiej tylko na parautochton, na który od strony SE są nasunięte fale grupy średniej karpackiej. Występuje tu podpiętro opolskie bez gipsu. Zdaje się, że innych oddziałów nie ma. Od doliny Skawy ku E aż mniej

¹ O jakiś śladach gipsu w żółto-brunatnych ilach w okolicach Nikolsburga wspomina Rehak (Zeitschr. mähr. L. Museums 1903, str. 66).

więcej do południka Krakowa, nad podpiętrzem opolskim pojawia się tu i ówdzie podpiętro grabowieckie.

c) Stąd ku E aż do doliny Sanu (ściślej Łopuszka Wielka) morski torton dolny najczęściej w obu podpiętrach wkracza na wszystkie grupy tektoniczne Karpat (parautochton, grupa średnia, grupa magurska) w ten sposób, że pokrywa tu przede wszystkim na znacznych przestrzeniach czoła brzegu nasunięć fliszowych, a od okolic Tarnowa ku S przez Nowy Sącz aż poza Nowy Targ wkracza aż w obszar Pienin, zachowany dziś tylko w resztkach ocalałych przed erozją i denudacją.

d) Między Dobromilem a Kosowem następuje transgresja tylko opolu, w facji solno-gipsowej na — 1) N brzeg fliszu (przeważnie łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie), który następnie ulega nasunięciu i przewróceniu, tak że „smuga” opolu znajduje się w serii odwróconej, jako też na — 2) strzępy wschodniej grupy brzeżnej odgrywające podobną rolę, jak parautochton na odcinku b. Stosunki te rozciągają się prawdopodobnie dalej, na Karpaty rumuńskie.

Odcinek b i c

W okolicy Czechowic na Śląsku leżą szare ility, czasem piaszczyste, przekraczając na fliszu parautochtonicznym (Burtanówna, Konior, Książkiewicz, — Mapa Geol. Karpat Śląskich, Prace Kom. Śl. P. A. U. 1937). Jednakże stosunki dalej ku W za Olszą, może są u brzegu Karpat bardziej skomplikowane. Głębokie wiercenia (Błędowice, Grodziszczce, Szymbark, Skoczów) napotkały tu pod kredą śląską trzeciorząd parautochtoniczny, w którym napotyka się warstwy mogące należeć do eocenu pstrego, łupków menilitowych, warstw krośnieńskich (= niemieckich, np. Skoczów, Petraschek, Verh. Geol. R. A. 1912, str. 85), lecz wśród czerwonych łupków marglistych znajdują się 60 — 70 m nad karbonem i takie, które zawierają obfity gips, (Petraschek, l. c.). Ponieważ podobne zjawiska będziemy śledzić u brzegu Karpat i dalej na N, jest prawdopodobne, że i tu trzeciorząd parautochtoniczny jest częściowo nasunięty na dolne podpiętro tortonu z gipsem, które w przyległej czaszy śląskiej jest dobrze rozwinięte. Znalezione tu z pteropodów rodzaj *Vaginella*, rozpowszechniony w ilitych Polskiej Ostrawy, Poręby, Pietrwałdu i Czecho-

wie (Kittl 1886, Krach 1939). W związku z warstwami gipsonośnymi byłby i celestyn znaleziony w wapieniach cie-szyńskich w Goleszowie (Nechay, Wyd. Muz. Śl. 1939), bardzo rozpowszechniony w utworach podpiętra opolskiego (Pszów, Koszyce, Swoszowice, Posąda, Truskawiec) w paragenzie z minerałami czap gipsowych. Dalej ku E aż do doliny Skawy, opol przykrywa flisz autochtoniczny zarówno jak i autochtoniczne utwory czaszy (karbon) pod postacią ilów stalo-wo-szarych, czasem piaszczystych z pasemkami węgla brunatnego sięgając ku S po Andrychów, potem wzdłuż Wieprzówki (lewoboczny dopływ Skawy) przez Bachowice i Benczyn ku Sidzinie i Wieliczce. Są one lekko pochylone ku N (Książkiewicz, Roczn. P. T. G., 1932, str. 13). W Bacharowicach i Benczynie nad łożami leżą piaskowce i zlepieńce z materiałów fliszowych 90 m miąższości, które w Lgocie przechodzą nawet na płaszczowinę godulską; należą one do podpiętra grabowieckiego (Książkiewicz j. w.: *Ostrea cochlear*, *Pecten besseri*, *P. elegans*, *Pectunculus pilosus*, *Gibbula affinis*, *Oxy-stele orientalis*, *Ditrypa cornea*). Płaskie ułożenie tych utworów, zarówno na autochtonie czaszy jak na parautochtonie a nawet płaszczowinie godulskiej, przemawia za tym, że profil ich N — S nie został tu zniekształcony przez silniejsze fałdowania w przeciwieństwie do profilu wielickiego dalej ku E.

Zaczawszy od okolic Wieliczki ku E aż do doliny Sanu w Karpatach przemyskich (ściślej Łopuszka W., SE od Kańczugi) stosunek tortonu dolnego do otoczenia można ująć czasowo i przestrzennie w następujących punktach:

1) Torton dolny należy do formacji karpackich, przekraczając transgresywnie szerokim pasem wzdłuż dzisiejszej doliny Dunajca wszystkie człony tektoniczne Karpat ku południowi aż do pasma Pienińskiego włącznie. Starsze ogniwa układu karpackiego przed tą transgresją uległy odkłuciu od podłoża macierzystego, wynurzeniu nad poziom morza, silnemu sfałdowaniu i erozji posuniętej tak daleko, że utwory tortońskie napotyka się leżące na wszystkich ogniwach starszych, sfałdowanych od kredy po oligocen, a w utworach solnych Wieliczki spotyka się ułamki skał kredowych.

2) Torton składa się tu zasadniczo z podpiętra opolskiego, czasem z resztkami osadów chemicznych, kończących z reguły jego cykl osadowy (gips-sól) i podpiętra grabo-

wieckiego, leżącego mniej lub więcej wyraźnie niezgodnie na poprzednim, a często ze zmianą osadów w kierunku zgrubienia ziarna.

3) Na odcinku Wieliczki i Bochni opol krezy karpackiej jest wraz ze stromo pofałdowanymi, starszymi formacjami karpackimi nasunięty na opol czaszy podkarpackiej, transgredujący tu na utworach przedmurzowych. Nasunięcie to powoduje złuskowanie S brzegu tortonu czaszy (Wieliczka) lub silne jej zgarnięcie i spiętrzenie (Bochnia).

4) Ten ruch Karpat z tortonem w stropie odbył się po ukończeniu sedymentacji podpiętra opolskiego i jego sedymentacji chemicznej. Ponowny zalew morski (podpiętro grabowieckie) odbył się po przerwie sedymentacji, prawdopodobnie niedługiej i kończy się wysłodzeniem, po czym przychodzi znów wynurzenie i lekkie sfałdowanie tych osadów.

Na S od Krakowa morze zalewu opolskiego i grabowieckiego sięgało z czaszy na brzeg Karpat. Od Swoszowic idzie zatoka obu tych podpięter przez Opatkowice aż do miejscowości Gaj i Lusina (Cz. Kuźniar, Pos. Nauk. P. I. G. 31, 1931, str. 14), gdzie na kredzie karpackiej leżą ility z gipsami (opol) a na nich ility margliste, grabowieckie.

Osobno, również na kredzie leży płat Zielona-Wrząsowice, mający u spodu pokład gipsowo-solny (3 pokłady soli kamiennej, w 41 m 1, 20 m grubości wedle zapisków saliny wielickiej), wyżej ility grabowieckie. W jednym z parowów wsi Lednica, prawie luźne piaski, lekko pochylone ku N, a będące dobrym ciągiem piaskowców bogucickich (grabowieckich) leżą nad skałami karpackimi bez pośrednictwa podpiętra opolskiego. Jeszcze nieco dalej ku E, na S od Gdowa i E od Sypkiej Góry występują w poziomie grabowieckim, na kredzie brzegu karpackiego, ility łupkowe ze zwęglonymi pniami drzew, więc ślady flory, podobnie jak w Swoszowicach.

Na przestrzeni między Łazami (SE od Wieliczki) a Rabą na wschodzie (zatoka gdowska Niedźwiedzkiego), północny brzeg łańcuchów fliszowych, widoczny na mapach geologicznych, cofa się na S aż poza Rabę pod Gdowem. Nie ma danych, co tworzy spąg miocenu występującego w Darczycach, Przebieczanach (piaski bogucickie), Szczygłowie (piaski i ility poz. grabowieckiego, pod nimi ility gipsonośne opołu), Krakuszowicach i Wiatowicach (piaski grabowieckie z pochyłem ku N),

czy utwory przedmurzowe (jura?), podobnie jak w Wieliczce, czy też skały fliszowe, jak to było koło Sypkiej Góry (S od Gdowa). Nie można tedy powiedzieć, czy torton należy tu do czaszy, czy do krey karpackiej. Można tylko przypuszczać że granica między tymi członami tektonicznymi przebiega w okolicy Łysej Góry (294 m, Wiatowice S), gdzie występują gipsy opolskie. Stąd na N i W notuje Bukowski (1932) liczne punkty tylko poziomu grabowieckiego (piaski, iły).

Dalej ku E, na odcinku bocheńskim między Rabą a Brzeźnicą stosunki są tu jasne dzięki badaniom Bukowskiego (Spr. P. I. G. 1921, 1926, 1932):

1) Na Karpatach, już po fazie najsilniejszych nasunięć i zerodowaniu, oraz na ich przedpolu powstaje tektoniczne obniżenie się obszaru miocénskiej Paratetydy poniżej poziomu O, a morze transgreduje w czasie podpiętra opolskiego i osadza warstwy chodenickie (=helwet u Bukowskiego) z osadami chemicznymi w stropie.

2) Następuje cofnięcie się morza, nie tylko przez osuszenie, ale i na skutek dalszego ruchu nasuwawczego Karpat z osadzonym podpiętrzem opolskim na grzbiecie, na opol przedmurza, oraz działalność erozyjna. Z tego okresu datuje się też znaczna część odsolenia osadów i redukcja osadów chemicznych w miejscach odsłoniętych.

3) Powstaje ponowne obniżenie się obszaru paratetydzkiego poniżej O, przychodzi nowy zalew morski i osadzanie się podpiętra grabowieckiego.

4) Zapadanie się obszaru paratetydzkiego postępuje, (z przyspieszeniem w czaszy) ale zwolna wypełnia się on osadami, a woda silnie się wysładza.

5) Dochodzi do ponownego i ostatecznego wycofania się morza z krey karpackiej, prawdopodobnie w związku z dalszym ruchem mas fliszowych ku N. Ruch ten w porównaniu z poprzednimi jest już nieznaczny, o czym świadczy słabe tylko zdyslokowanie grabowca na krezie, uspakajające się prawie zupełnie w przyległej części czaszy.

Oba podpiętra dolnego tortonu pokrywały na krezie karpackiej zapewne większe obszary niż te, na których zachowały się do dziś, w miejscach względnie najniższych, ich szczątki, ocalałe przed erozją. Już tu trzeba podkreślić, że gdy w czaszy oba podpiętra leżą na sobie zasadniczo zgodnie

(akordancja), to na krezach cechuje to ułożenie najczęściej niezgodność (dyskordancja) lub co najmniej prawie zgodność (penakordancja).

Podpiętro opolskie w okolicy Bochni, głównie tzw. warstwy chodenickie (wieś Chodenice, W od Bochni) należą tektonicznie do południowego brzegu czaszy, jak i do omawianej krezy karpackiej. Ponieważ tedy są one właściwością pierwotnego, sedymentacyjnego i tektonicznego ogniwa, pośredniczącego między czaszą a krezą, a tektonicznie są związane z brzegiem Karpat, najlepiej je tu scharakteryzować. Kompleks chodenicki składa się z iłów, zazwyczaj łupkowych, z warstwowaniem od grubego do cienkiego, liściastego; barwa szaro-niebieskawa (wtedy nazywa się je zwykle iłami solnymi), ale nierzadko zielonawa, brunatna, czarna i czerwona. Są one silniej lub słabiej margliste i piaszczyste. Zawierają wkładki jasnych łupków kaolinowych, uważanych najczęściej za tufity. Jednakże z obserwacji pokładów solnych, ulegających rozpuszczeniu na powierzchni w kopalni soli w Slatinie koło Marmaroszy, wynika, że część tych utworów można uważać za resztkę zanieczyszczeń, pozostałych po rozpuszczonej i odprowadzonej soli. Jako wkładki wśród jasnych łupków pojawiają się szare, krzemieniste margle łupkowe, przypominające rogowce. Na E od Bochni zmniejszają się one ilościowo na korzyść wzrastających w tym kierunku wkładek piaskowców. Piaskowce szare, brunatne, twarde lecz czasem kruche, zawierają bogatą sieczkę zwęglonych roślin. Utwory te pod wielu względami przypominają iły „solonośne”, czerwone margle, liściaste łupki itd. z przedpola Karpat Wschodnich.

Wśród powyższych utworów, zasadniczo talaso-klastycznych, przy czym pochodzenie materiałów skałotwórczych jest w głównej masie terrygeniczne, pojawiają się osady chemiczne: anhydryt, gips i sól kamienna. Jakaś, zapewne mniejsza ich część, jest natury wtórnej, potektonicznej tj. te sole i gipsy włókniste, które napotyka się jako wypełnienie szczelin biegnących w poprzek skał przeważnie, a które osadziły się tu jako w strefie cementacyjnej, pochodząc z roztworów strefy solucyjnej, znajdującej się zapewne bliżej powierzchni po powstaniu deformacji tektonicznych. Powstanie pierwotnych złoży chemicznych odbywało się w swoistym klimacie z wybitną przewagą parowania nad dopływem wód bez względu na to,

czy ten dopływ pochodził z opadów, czy z dociekania wody morskiej z obszerniejszych basenów. Drobne warstewki, zbudowane na przemian z anhydrytu i zawieszin ilastych, świadczą o przerwach wzmagającej się koncentracji roztworu, spowodowanych dopływami wód słodkich, (J. Kuhl; Przegl. Górnic. Hutn., 1932, odb. str. 9), jako też o tym, że wydzielanie się CaSO_4 odbywało się przy nasyconym roztworze NaCl , gdy wydzielanie się gipsu odbywa się przy roztworze nienasyconym (van't Hoff). Pokłady soli występują wśród takich iłów anhydrytowo-solnych, wapnistych, zawierających SiO_2 - 32,68 % CaO - 20,58 %, Al_2O_3 - 9,82 %, Fe_2O_3 - 4,40 %, SO_3 - 13,12 % i zasolonych.

Sól kamienna przypomina sól „szybikową” z Wieliczki, a ku brzegowi soczew solnych jest zanieczyszczona iłami i ma odcień przypominający żywo wielicką sól „zieloną”. Często składa się sól z warstewek 1,50 cm miąższości na przemian jasnych i ciemnych (zawiesziny iłowe, „sól pasiasta”).

Pokrywające te osady ciemne, bitumiczne iły margliste posiadają zasolenie 1,63 % NaCl i 1,39 % Na_2SO_4 i zawierają także ilości dość znaczne adsorbowanych K_2O i MgO . Pod nimi, a nad serią anhydrytowo-solną znajdują się jeszcze warstwowe szaropopielate iły łupkowe, również silnie zasolone do 3,5 % NaCl , ale również bez pokładów soli.

Obfita w pokłady soli część podpiętra opolskiego ciągnie się przez środek Bochni pasem 100—200 m szerokim a około 3 km długim i odkrytym kopalnią w głąb do 428 m. Halit występuje w wielkich nieraz soczewkach w ilości 3 do 9, o grubości $\frac{1}{2}$ —4 m w przekrojach poprzecznych. Kopalnia istnieje prawdopodobnie od czasów przedhistorycznych, jakkolwiek najstarsze źródło wymienia 1248 r., w którym już istniał szyb Sutoris.

Na E przedłużenia warstw chodenickich, stare wiercenie w Gorzkowie (303 m) i Łazach (403 m) pokładów soli nie natrafiły. W Gorzkowie natrafiono żółtawy wapień pogipsowy z galmanem i śladami galeny. Jest to część zespołu paragenezy, spotykanego w tzw. czapach gipsowych, pochodzących z rozpuszczenia pokładów gipsowo-solnych, blisko powierzchni, w strefie diagenety, które uległy swoistej metasomatozie. W Belle Isle, w Luizjanie znaleziono w analogicznej paragenecie siarkę, baryt, galenę, sfaleryt, piryty, chalkopiryty

i ropę (F. E. Vaughan, Geol. of Salt-Dome Oil Fields 1926, str. 387), co przypomina stosunki w Pszowie na Śląsku, Posądy, Czarkowych, Truskawcu, Dźwiniaczu i Staruni i tłumaczy się zmianami w opolskiej formacji solonośnej, spowodowanymi lokalnym dostępem wód do pokładów gipsowo-solnych, połączonym z rozpuszczaniem halitu, wyługowaniem soli z zasolonych pokładów i redukcję gipsu przez bakterie anerobowe z uwolnieniem siarkowodoru, czasem z jego utlenieniem, przy czym wydzielita się siarka (Posąda, Czarkowy, Swoszowice, Truskawiec, Szczerec, Pszów itd.) osadzona przeważnie w wapieniach siarkonośnych żółtawych, szarych, bezskamielinowych, a w małej ilości „komórkowych“, powstałych zapewne przy dopływie CO_2 w czasie wspomnianej przemiany gipsów. Bolewski (Spraw. P. I. G. 1935, 3, str. 247) przypuszcza, że w Posądy wapienie komórkowe są pozostałością osadu wapienno-gipsowego po redukcji gipsu i wydzielaniu siarki, jednakże Niedźwiedzki (Über die Salzformation v. Wieliczka u. Bochnia I-II str. 66) stwierdza zupełny brak wapieni w warstwach chodenickich przy obecności gipsu, co wskazuje na możliwość powstania wapieni „pogipsowych“ w sposób powyżej podany.

W takich warunkach brak pokładu halitu w wierceniach w Gorzkowie staje się zrozumiałą. O ile one tam wogóle istniały, musiały ulec wyługowaniu.

Ważnym dowodem na rozciąganie się podpiętra opolskiego na fliszu w kierunku S są ślady zniszczonych przez erozję lub abrazję morską pokładów gipsonośnych w Siedlcu nad Rabą, na Ostrej Górze, oraz w Gierczycach na S od Siedlca (Bukowski, Spraw. P. I. G. 1921, str. 100).

Przynależność warstw chodenickich, które zaliczano do helwetu (Bukowski 1932), do podpiętra opolskiego wynika z następujących przesłanek:

- 1) W całym miocenie, w synklinorium paratetydzkim, tylko z końcem podpiętra opolskiego istnieją warunki klimatyczne sprzyjające powstaniu złoży chemicznych (anhydryt, gips, halit, sole potasowe) gdy w innych podpiętrach stwierdzamy wysładzanie się wód pochodzących z zalewów morskich. Zatem występowanie w miocenie warstw chodenickich takich osadów chemicznych decyduje o przynależności ich do podpiętra opolskiego.

Słuszność jednak tej przesłanki wynika dopiero z przeglądu wystąpień w obrębie całej Paratetydy.

2) Piętro opolskie spoczywa niezgodnie na podłożu starszym i jest przykryte, również niezgodnie (przede wszystkim na krezie Karpat Zachodnich) przez piętro grabowieckie.

3) Częste pojawianie się w warstwach chodenickich *Heterostegina* nie występującej w tortonie paratetyckim poza podpiętrzem opolskim, oraz występowanie *Spirialis valvatina* właściwego dla poziomu osadów chemicznych czaszy miocenkiej jak okaże się poniżej, obok bogatej fauny ze złożu solnych wielickich, decydują również o przynależności tej serii do podpiętra opolskiego.

Młodszy oddział bocheńskiego tortonu nazwany przez Niedźwiedzkiego grabowieckimi (1884, wieś Grabowiec W od Bochni), rozciąga się na dużej przestrzeni od Krakowa przez Wieliczkę, zatokę gdowską aż poza Bochnię; znajduje się zarówno na krezie karpackiej jak przede wszystkim w przyległej do niej czaszy. Są tu:

1) Iły margliste, niebieskoszare, sine, niekiedy (zwietrzałe) żółtawe i zielonawe, rzadziej brunatne, czasem plastyczne lub łupkowe, czasem z cienkim warstwowaniem (iły grabowieckie), nadto

2) żółte i szare piaski, zazwyczaj nieco ilaste (piaski z Rajska), wreszcie

3) piaskowce jasno-szare albo brunatne, kruche lub twarde, przeważnie o spoiwie wapiennym (piaskowce bogucickie, Bogucice k. Wieliczki). Czasem piaskowce są „muszlowe“, nadto zawierają wtrącenia białych, bardzo kruchych wapieni (zatoka Gdowska, między Świątnikami i Zborzcycami).

Zwyczajnie, zależnie od okolicy, jeden z tych typów petrograficznych przeważa nad innymi. I tak w okolicy Krakowa przeważa typ ilasty, dalej na południu (Kurdwanów-Rajsko) typ piasków, w okolicy Wieliczki (Kosocice-Zabawa) piaskowce itd. W takich jednak wypadkach znajdują się z reguły podrzędnie i oba inne typy. Np. już w najbliższej okolicy Krakowa, w Łągiwnikach, nad cienko uwarstwowanymi iłami można dostrzec u góry silne spiaszczenie, w okolicy Bogucic (Bogucice, Zabawa) widać wkładki iłów, podobnie jak w sa-

mym pasie „grabowieckim“ okolic Bochni obok iłów trafiają się nieraz grube partie piasków i piaskowców (Chełm n. Rabą) a nawet zlepieńca (Kowalewski, Pos. Nauk. P. I. G. 48, 1937, str. 35) z ułamkami skał karpackich i otoczkami litotamniów (oczywiście ze zniszczonego podpiętra opolskiego).

Ponieważ seria ta leży na krezie karpackiej zawsze niezgodnie nie tylko na wyruszonych(?) osadach podpiętra opolskiego ale i starszych skałach karpackich, posiada znaczne rozprzestrzenienie także i na wschodzie i zawiera faunę o swoistym typie, została ona tu wydzielona w osobne podpiętro dolnego tortonu, pod nazwą grabowieckiego.

Fauna grabowiecka jest banalną lokofauną małż i ślimaków tortonu dolnego i nie zawiera tylko form wymienionych wyżej, jako właściwych warstwom podpiętra opolskiego (*Amphistegina*, *Heterostegina*, *Spirialis*, zob. Friedberg, Spr. Kom. Fiz. 1906., Roczn. P. T. G. 1933., Kowalewski, Pos. Nauk. P. I. G. 48., 1937). Poza tym wszystkie formy są znane z tortonu dolnego, ale już z okolicą Bogucic odległą zaledwie o niecałych 20 km, ma zaledwie 61% form wspólnych (Kowalewski l. c.) jak *Turritella subangulata*, *T. Rabae*, *Nucula sulcata*, *Isocardia cor*, *Pecten besseri*, *Chlamys elegans*, *Ostrea leopolitana*, *Heliastrea reussi* i inni.

Ważna jest dalej ku E część karpacka doliny Dunajca, gdyż wzdłuż niej znajduje się kilka resztek tortonu ocalałych w zagłębieniach synklinalnych przed erozją. Nie wiemy, czy miocen znany ze Zgłobic i Błoni pod Tarnowem leży na utworach karpackich czy przedmurzowych. Jednak zatoka Wojnicza i ta ma możliwość silnego wkroczenia obu podpięter tortonu dolnego na Karpaty nasunięte, co stwierdzić można dokładniej w Brzozowej i Gromniku (Bieda, Roczn. P. T. G. 1936, profil u Friedberga 1906, str. 39). W profilu Błonie-Zgłobice widać stromo wypiętrzone siodło podpiętra opolskiego (iły gipsowe, piaski i piaskowce bezkamielinowe), w przyległych łękach leżą iły bezgipsowe, łupkowe, na nich zaś zlepieńce, oba ostatnie utwory bogate w skamieliny (71 gat., wymieniam: *Turritella rabae*, *Potamides nodosoplicatus*, *Turritella turris*, *Pectunculus pilosus*, *Corbula gibba*, *Rotalia beccari*, *Heliastrea reussi*), które już Niedźwiedzki synchronizował z fauną grabowiecką.

W Brzozowej i Gromniku zatoka miocenska zostawila piaskowce twarde lub kruche, szarawe i stalowoszare i twarde margle krzemieniste, podobne do takichze w warstwach chodenickich; *Heterostegina*, *Amphistegina lessoni* obok innych ustala ich wiek opolski. Ily piaszczyste z liczna fauna otwornicowa (Bieda, l. c. str. 261) w ktorych Friedberg znalazl *Turritella rabae* naleza do podpietra grabowieckiego. A wiec i tu wystepuja oba podpietra dolnego tortonu, przy czym dolne bez gipsow. Rowniez w Zegocinie, u stop nasunienia magurskiego istnieje resztko zalewu pod postacią ilow piaszczystych z plytkomorską fauna slimakow (32 gatunkow Friedberg, Spr. Kom. Fiz. 1906) i licznymi otwornicami, wzród ktorych *Amphistegina lessoni* wskazuje na podpietro opolskie, ale bez osadow chemicznych i jak sie zdaje bez przykrycia przez warstwy grabowieckie. Ale juz w Iwkowej, bliżej Dunajca, siwe ily zawierajęce lignity i warstwe piaskow, nie zawierajacych *Amphistegin*, natomiast posiadajacych wzród otwornic *Rotalia Beccari*, trzeba z duzym prawdopodobienstwem zaliczye do podp. grabowieckiego. Podobnie brak sladow gipsow w zaglebiu Nowy Sacz — Niskowa — Podegrodzie. Na siwych ilach z mala wkładką lignitow leza tu piaski grubsze, przechodzace ku gorze w drobnoziarniste. Fauna z 53 gatunkow posiada ogólny charakter dolnotortoński (Skoczyłasówna, Rocz. P. T. G. 1929), a liczny udzial *Potamides* (*Schaueri*, *Peteri*, *nodosoplicatus*, *mitralis*) wskazuje na przynaleznosc tych utworow do podpietra grabowieckiego. Świadczą o tym rowniez poniekad otwornice, wzród ktorych najczestsza jest *Rotalia beccari*. Jest tu charakterystyczne, ze fauna najwyzszych piaskow posiada charakter zespolu otwartego morza. Dopiero w Pieninach, w Szaflarach znalazl Friedberg w niebieskoszarych ilach bez gipsu *Ervilia pusilla*. obok kilku otwornic (Kosmos 1920). *Ervilia pusilla* wskazuje na dolny torton w ogóle, z drugiej strony fakt, ze w Niskowej i Iwkowej napotyka sie tylko podpietro grabowieckie, kaze przypuszczac, ze do Pienin dotarl tylko zalew grabowiecki. Dalej ku W nad dolna Orawa (w Ujsciu, Leszku, Hladkowcach) napotykamy tylko utwory ladowe, lignitowe (miocen?).

Nie moze ulegac watpliwosci, ze ta mniej wiecej wzdluz dzisiejszej doliny Dunajca posuwajaca sie w glab nasunietych Karpat odnoga Paratetydy wchodzila tu dwukrotnie forma

synklinalnego obniżenia. Po raz pierwszy w podpiętrze opolskim dotarła najprawdopodobniej tylko do czoła nasunięć magurskich, po raz drugi w czasie podpiętra grabowieckiego sięgnęła aż po Pieniny. W opolu nie doszło tu może do osadzenia się gipsów i soli, gdyż odpłynęły na N do resztek morza obniżającego swój poziom na skutek wysychania. W grabowcu napływ wód do zwolna i ponownie obniżającej się synkliny, poprzecznej do łańcuchów Karpat, jest również powolny, przy czym wody słodkie spływające z gór, rozcieńczają wodę morską i dopiero pod koniec tego podpiętra, zatoka otrzymuje normalniejsze zasolenie. Między Wisłoką a Wisłokiem transgresja tortonu dolnego na nasunięty brzeg Karpat posunęła się co najmniej na 15 km ku S, odcinając wypukłą wyspę położoną między Dębicą, Sędziszowem, Ropczycami, Niechobrzem i Grudną Dolną (wyspa Ropczycka; Friedberg, Spraw. Kom. Fiz. 1906). W szczątkach tego zalewu, ocalałych przed erozją znajdujemy osady obu zalewów dolno-tortońskich. Na północnym brzegu tej wyspy, SW od Dębicy, istnieją ślady dolnego tortonu i oznaki wskazujące na jego występowanie w głębi. W łąkach nad Wisłokiem w Podegrodziu znalazł Friedberg (Kosmos 1928, str. 318) *Ervilia pusilla*, zaś w Latoszynie, gdzie już w połowie zeszłego wieku istniało kąpielisko solankowe, stwierdził siarkowódór, zaś Szajnocha (Źródła mineralne Galicji, 1892) podaje stąd rozbiór solanki, gdzie obok 41 % chlorku sodu znajduje się też obok siarkowodoru 36 % gipsu w pozostałości po odparowaniu. To daje wskazówki co do występowania w głębi podpiętra opolskiego — odległość od brzegów fliszu wynosi tu około 2 km — nie można więc wiedzieć czy chodzi o nadkład dolno-tortoński fliszu, czy też o dolny torton przedmurzowy, zaburzony przez nasuwające się Karpaty.

W Grudnie Dolnej, u czoła płaszczowiny Chełmskiej (Sokołowski, Przegl. Górn. Hutn., 1935, ryc. 3) na pofałdowanych warstwach krośnieńskich i łupkach menilitowych leży duża resztką tortonu. Z góry zaczyna serię niebieski, tłusty ił, w którym w 40 m był pokład soli (solanka N od folwarku, Friedberg, Kosmos 1928, str. 318) i pod którym ułożył się w soczewce węgiel brunatny, otoczony ciemnym, piaszczystym iłem. Spąg tworzą iły piaszczyste, przechodzące w piaskowce i piaski ku W (Głobikówka); w tym poziomie występują też

wapienie zbite, jasnoszare, bryozoowe, analogiczne z litotamniowymi (Grzybowski, Atlas Geol. Gal. 14, str. 11). Węgiel czarny, lśniący rozciągał się na długości około 500 m, a jego miąższość wynosiła około 8 m, czystego węgla 2 m. W warstewkach iłu, wśród węgla znajdują się ślimaki (*Planorbis*). Węgiel wyklinia się ku S. Utwory te, zwłaszcza iły górne, zawierają faunę mięczaków pospolitą w tortonie dolnym, bez form właściwych dla podpiętra grabowieckiego. Ta okoliczność, jak też pojawienie się podkładu soli oraz otwornic *Amphistegina lessoni* i *Heterostegina costata* (Grzybowski l. c. str. 50) przemawiają za przynależnością całego zespołu Grudny do opolu.

Do tego samego też podpiętra należą utwory gipsowe na S od wyspy Ropczyckiej w miejscowościach Niedźwiada, Mała (anhydryt) między Glinnikiem a Brzeźnią, Glinnik (wapień litotamniowy z *Pecten latissimus* i ułamkami węgla) Hilber, w Jahrb. geol. R. A., 1885), Broniszów (gipsy marglowe). Stąd już blisko do Olimpowa nawiązującego do zatoki rzeszowskiej. Ponieważ utworów grabowca w tej ciśninie ograniczającej od S wyspę ropczycką z czasu opola nie spotykamy, jest prawdopodobne, że wyspa ropczycka istniała tylko w opolu, jeżeli brak utworów grabowieckich nie jest tu dziełem erozji.

Południowy brzeg zalewu dolnotortońskiego w zatoce rzeszowskiej na W od Wisłoka określają wzgórza skiby babickiej, wznoszące się nierzadko ponad 400 m, gdy w samej zatoce powierzchnia poziomu waha się w granicach 200-300 m. Na E od Wisłoka zatoka wgłębia się w synklinę Tyczyńską aż po Tyczyn (Grzybowski, Atlas Geol. Gal. 14). Idąc na S brzegiem zatoki od W ku E spotyka się (Friedberg, Rozpr. P. A. U. mat. przyr. 1903) w Olimpowie wapienie litotamniowe i ił wapnisty m. in. z *Amphistegina lessoni* (opol), podobnież w Woli Zgłobieńskiej (bez oznaczenia skamielin), w Niechobrze (obok Friedberga też J. Gołąb, Rocznik P. T. G. 1931) bezpośrednio na nasuniętych warstwach krośnieńskich (Gołąb, ryc. 7) wapienie zaczynające się zwykle od niebieskawoszarych, potem ilastych, mszywiolowych, litotamniowych, w których stropie warstewka z licznymi otwornicami (m. i. *Amphistegina lessoni*), wreszcie iły brunatne i szare, leżące na poprzednich niezgodnie (Friedberg, l. c. str. 238 i Gołąb, l. c., ryc. 1-3 i 5-5). W nich znalazł Friedberg

tylko *Ervilia pusilla* (l. c. str. 238), więc zespół dolno-tortoński z opolem do poziomu amphisteginowego i grabowcem, jak wynika niżej, u góry, leżącym transgresywnie na opolu. Podpiętro grabowieckie, leżące bezpośrednio na warstwach inoceramowych występuje w Babicy jako ilt siwy, łupkowy, z wkładkami wapienia muszlowego, marglu i piaskowca ze skamielinami (m. in. *Ervilia pusilla*, *Turritella rabae* i *Rotalia beccari*). Opolu tu nie ma, jeszcze jeden przykład pewnej samodzielności w charakterze terytorialnym obu pięter, lub co najmniej świadczący o przerwie potrzebnej do usunięcia opolu drogą erozji lub abrazji, o ile tenże istniał. W Siedliskach na W pojawiają się w łupkach menilitowych wapienie litotamniowo-koralowe, zaś na E ilt z gipsem, częściowo wtórnie przekrystalizowane (paragips). Sądząc wedle analogii z innymi okolicami, gipsy są bezpośrednio młodsze niż wapienie litotamniowe, oba zaś przedstawiają opol. Na E od gipsów widać znów wapienie litotamniowo-mszywiolowe w Przylasku (we wkładkach iltu *Heterostegina costata*). Grzybowski podaje wapienie litotamniowe również z Tyczyna, a Friedberg z wiercenia w Kielnarowej bryozoa.

Utwory litotamniowe i gipsowe (opol) trzymające się tego pasa południowego odkrywek tortonu dolnego zatoki rzeszowskiej, leżą poza tym w ciasnych stosunkach wysokości 300-350 m (Friedberg, l. c. 1903, str. 252). Mamy tu zatem do czynienia z utworami przybrzeżnej rafy litotamnio-mszywiolowej.

Ich rozmieszczenie pionowe przypomina stosunki na Podolu (zob. Rychlicki, Kosmos 1913) i w paśmie tortonu Wójczańsko-Pińczowskiego. Są one miejscami przykryte ku północy przez podpiętro grabowieckie, gdzie znów pod tymi ostatnimi rzadziej pojawiają się utwory opolskie i to w facji ilasto-marglisto-piaszczystej.

Już nieco na N od Woli Zgłobieńskiej, w Nockowej piaski i ilt łupkowe brunatne z *Potam. schaueri*, *Potam. nodosoplicatus*, *Turritella rabae* i *Ervilia pusilla* wskazują wyłącznie na wiek grabowiecki. Dalej ku E spotykamy od W ku E w Będziemyślu, SE od Sędziszowa, siwe ilt łupkowe z grubymi ławicami piaskowca ale bez decydujących skamielin. Podobno w 46 m dowiercono się tam 2 pokładów węgla 40 i 80 cm a także i gipsy — więc prawdopodobnie opol, jak i w Dąbrowie, gdzie w siwym ilt spotkał Friedberg *Am-*

phistegina Lessoni. Dalej jednak ku E w Świlczy w zielonawoszarym ile występuje *Potamides schaueri* i *rotalia Beccari*, pojawiające się w grabowcu, gdy występująca w piasku *Amphistegina Lessoni* świadczyłaby o opolu. Poza tym następstwo warstw nie jest tu jednak wyraźne. Natomiast w ścianie Wiśłoka, przed mostem kolejowym w Rzeszowie (Pobitno) występują ily z fauną grabowca. Pełne listy skamielin z dolnego tortonu zatoki miocieńskiej znajdują się u Friedberga (Rozpr. P. A. U. mat. przyr. 1906). Wynika z nich, że tu jest zastąpiony wyłącznie torton dolny, w którego obrębie dadzą się na drodze powyższych porównań wyróżnić oba jego podpiętra nie odbiegające facjalnie od typów z okolic Bochni, gdy chodzi o podpiętro grabowieckie. W podpiętrze opolskim występują tu jedynie na krecie karpackiej litotamnia, pozwalając na nawiązanie do krecy północnej.

W roku 1937 (Kosmos A) ukazała się praca T. Chlebowskiego, J. Obtułowicza i J. Wdowiarza (z mapką) traktująca między innymi o miocene zatoki rzeszowskiej. Przydzielili oni tu słusznie do tortonu dolnego wapienie litotamniowe i gipsy, resztę zaś omówionych utworów zaliczyli do tortonu górnego (bezpodstawnie) wbrew obfitym listom skamielin, choćby tylko Friedberga i Gołąba. Tortonu górnego w części zatoki rzeszowskiej zdjętej przez autorów zupełnie nie ma a ily krakowieckie notuje Friedberg dopiero dalej na N (Strażów). Stąd też i niektóre wzmianki autorów w związku z miocenem nie dają się utrzymać. I tak sąd Chlebowskiego, że wytworzenie się obniżenia zatoki należy odnieść do czasu przed tortonem jest bezpodstawny, gdyż dolny torton wchodzi na zerodowaną powierzchnię karpacką, odsłaniającą wszystkie piętra karpackie sfałdowane od kredy do oligocenu, a dopiero na skutek obniżenia się w dolnym tortonie morze wchodzi w zatokę. Podobnie z faktu, że Tołwiński (Pos. Nauk. P. I. G. 1936) znalazł w jednym z wąwozów Trzciany kredę, nie można wyciągnąć wniosku, że „na podstawie morfologii należy przyjąć, że kreda ukazuje się już w Kielanówce” — czy w głębi zatoki, dalej ku E, kreda pod tortonem istnieje czy nie, to może rozstrzygnąć wiercenie.

Na razie jest tu stwierdzony tylko dolny torton, którego poziom schodzi w Rzeszowie do 164 m (najwyżej 206 m) n. p. m. (zob. Friedberg l. c. 1906).

Z powyższego przedstawienia stosunków na krezie Karpat Rzeszowskich wynika zupełna zgodność obrazu wspólnego w czasie i przestrzeni z ujęciem przedstawionym w 4-ch punktach (str. 14) takiegoż obrazu z okolic Bochni, oczywista z uwzględnieniem lokalnych odstępstw facjalnych punktu 1). W transkarpackiej zatoce Pradunajca w opolu stwierdzamy redukcję osadów chemicznych do gipsu i to nie zawsze się pojawiającego, podobnie jak na odcinku rzeszowskim i pojawienie się na tym ostatnim odcinku również w opolu warstw litotamniowych.

Do punktu 2) trzeba dodać uwagę tektonicznej natury, iż tu nie można stwierdzić *ad oculos*, na co nasuwa się flisz karpacki, czy również na opol przedmurza, czy na starsze formacje przedmurzowe, i jak daleko to nasunięcie sięga ku N wobec głębokiego ukrycia jego brzegu pod masami podpiętra grabowieckiego, choć sam fakt nasunięcia nie może budzić wątpliwości. Flisz na S od Bochni należy do bardziej wewnętrznych jednostek tektonicznych niż flisz łańcuchów brzeżnych rzeszowskich. Jeżeli tamte w opolu zostały płaszczowinowo posunięte ku N, to oczywiście leżące kulisowo pod nimi, w okolicy Rzeszowa łańcuchy (dyskrepancja tektoniczna brzegu łańcuchów fliszowych) musiały również ulec przesunięciu, o czym zresztą świadczy silne zdyslokowanie podpiętra opolskiego na całej tej części krezu.

Najdalej ku E wysunięta wyraźna w stosunku do tego odcinka Karpat odkrywka opolu znajduje się w Łopuszce Wielkiej, gdzie utwór gipsowy leży transgresywnie na warstwach inoceramowych.

Dotąd omawiany odcinek Karpat (odc. a-c, Karpaty Zachodnie) ma w stosunku do dalszego odcinka od Przemyśla na E (odc. d Karpaty Wschodnie) mimo omówionych różnic regionalnych jedną cechę wspólną, że tu torton dolny zachował się, jakkolwiek w strzępach, w stropie utworów fliszowych na ich powierzchni, gdy w Karpatach Wschodnich, które w opolu były przykryte, zapewne na dość znacznych przestrzeniach i na całej długości pasa północnego przez opolską fację gipsowo-solną, na powierzchni orograficznej fliszu tektonicznej grupy średniej zostały przez erozję usunięte, a zachowały się tylko w serii odwróconej, przygnięcione przez flisz w intersekcji jego brzegu.

Analiza poszególnych wystąpień miocenu w Karpatach Zachodnich oparta na stosunkach stratygraficznych i paleontologicznych wykazała ściśle, że:

- 1) Mamy do czynienia z tortonem dolnym.
- 2) Istnieje możność wyróżnienia obu jego podpięter tj. opolskiego i grabowieckiego.
- 3) Osady chemiczne (gipsowo-anhydrytowo-solne) o ile istnieją, występują tylko w opolu.
- 4) Ślady roślinności, ewentualnie ich nagromadzenia aż do utworzenia węgla brunatnego, występują w opolu.
- 5) Oba podpiętra transgredują na krezę karpacką i są ułożone niezgodnie na wszystkich utworach fliszowych połałdowanych i nasuniętych, najczęściej jednak na oligocenie (łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie).

Odcinek d (Karpaty Wschodnie)

Wzdłuż całego N brzegu średniej grupy karpackiego fliszu, wedle mapy redakcji Tołwińskiego (Karpaty Wschodnie 1:200 000, r. 1939) ciągnie się nieprzerwany pas utworów nazwanych tam „warstwami solnymi“, przez miejscowości Witoszyce, Komarnice (S od Przemyśla), Lacko (N od Dobromila), Chyrów, Stara Sól, Baczyna (w dolinie Dniestru), Borysław, Bolechów, Dolina, Słotwina, Nadwórna, Delatyn, Tekucza (koło Berezowa). Tołwiński zgodnie z opinią przeważnej ilości współczesnych autorów przypisuje im wiek akwitanu -bordo-helwetu.

Oto krótki przegląd faktów znamienych dla tego pasa („smugi“). W okolicy Dobromila a zresztą i dalej ku SE widać często na powierzchni, iż łupki menilitowe leżą na formacji, której dokładny skład i położenie widać w przekroju szybu wentylacyjnego (Jabłonów) w Lacku (ryc. w Solnictwie t. III, str. 28). Do 119 m sięgają łupki menilitowe z wkładkami białych i zielonawych piaskowców i niebieskawych iłów po czym do 180,6 m zielonawe iły, do 157,7 iłołupki z żyłami soli i gipsu, do 163 pokład halitu, do 196 m iłołupki z solą i gipsem w żyłach, do 231 m iłołupki płone. Upad na W 60°. Anhydryt występuje tu rzadko i w niedużych ilościach. Spągowe, zielone iły leżą w transgresji na łupkach menilitowych, gdyż zawierają czasem bryły łupków menilitowych i piaskowców inocera-

mowych (Wiśniowski, Atlas Geol. Gal., 21, str. 78) z czego nadto wynika, że transgresja natrafiła na erozję w obrębie już sfałdowanego fliszu, z odsłoniętymi jądrami fałdów kredowych. W utworach tych nie znaleziono skamielin. Mimo to wiek ich nie może ulegać wątpliwości, gdyż:

1) Podobnie jak w Karpatach Zachodnich osadziły się one na grzbiecie pofałdowanego i zerodowanego fliszu.

2) Składają się z utworów również występujących w tej serii w Karpatach Zachodnich, a przede wszystkim z osadów chemicznych (anhydryt-gips-halit), a ponieważ tam ich wiek opolski jest dokładnie udokumentowany skamielinami, nie ma żadnych podstaw przypisywania im tu wieku akwitańsko-helweckiego.

Ważną jest sprawą, na co ten, już pofałdowany flisz z transgredującym opolem na grzbiecie jest nasunięty. Odpowiedź znajdujemy również w okolicy Dobromila. Z opisanym opolem styka się tu bezpośrednio (Niedźwiedzki, Kosmos 1901, Wiśniowski l. c., Friedberg Atlas Geol. Gal. 19, Jabłoński, Biul. Stacji Geol. Borysław 2, Böhm, Biul. P. I. G. 17, 1939) formacja złożona z piaskowców żółtawoszarych gruboławicowych, zazwyczaj kruchych (piaskowiec „żupny“ Niedźwieckiego) na przemian z czerwonymi iłami marglistymi. W piaskowcu częste czerwone i zielone fylity, wapienie jurajskie, piaskowce karpackie, rogowce z menilitów, tworzące nie-raz duże zbiorowiska zlepieńców o podobnym składzie (oczywista bez warstw młodszych) jak w utworach inoceramowych (Wiśniowski, l. c. Książce str. 70, „zlepieniec dobromilski“). We wcięciu Jasieńki w Tarnowie (Dobromil S) notuje Wiśniowski (l. c. str. 79) w odległości kilkuset metrów od brzegu Karpat okno tektoniczne, gdzie pod łupkami menilitowymi leżą iły opolskie, pod nimi zaś piaskowce „żupne“. Czasem dochodzi do styku warstw fliszu i to nawet kredy z tymi warstwami, bez pośrednictwa utworów opolskich.

Fauna tych utworów w okolicy Felsztyna (Janów, Laszki) wskazuje pewnie na torton dolny, podpiętro grabowieckie, a serią piaskowcową przypomina piaskowce bogucickie (Böhm l. c., *Limnocardium poaepliatum*, *Ervilia pusilla*, *Nassa schömmi*, *Potamides schaueri*, *pietus*, *Terebralia bidentata*, wszystko formy znane z grabowca Niskowej lub Bogucic). Przypuszczamy, że zlepience radyckie (góra Radycz k. Dobro-

mila) o składzie podobnym, jak wkładki zlepieńcowe w piaskowcach „żupnych“ należą do stropu tych ostatnich. Jeszcze dalej od brzegu karpackiego, nad grabowcem, leży tu seria żwirów kwarcowych z domieszką otoczonych skał karpackich, siwych łupków, kruchych piaskowców z fauną górnotortońską (podpiętro buhłowskie, Böhm, l. c. str. 13). Zarówno tutejsze podpiętra grabowca jak buhłowskie, regionalnie należą już do czaszy, mianowicie do jej skrzydła południowego, silnie zdy-słokowanego.

W ten sposób na odcinku Karpat dobromilsko-samborskich flisz karpacki tylko z solonośnym opolem na grzbiecie nasuwał się na już na jego przedpolu ułożone morskie utwo-ry podpiętra grabowieckiego, które uległy również silnemu sfałdowaniu (przekrój II z Wiśniowskiego Atlas Geol. Gal. 21). Jednak przedtem, w czasie sedymentacji grabowca, który tu, odmiennie od opola, posiada częste wkładki potężnych zlepieńców, z łądów pochodzących, a złożonych częściowo z tych samych składników jak w formacjach starszych (np. w kredzie), oczywiście następuje ożywienie erozji w porów-naniu z opolem, co trzeba odnieść do dalszych ruchów fałdo-wo-nasuwawczych analogicznie do fazy 2 (str. 14) w Karpa-tach Zachodnich. Możliwość paleontologicznego sprecyzowania na tym odcinku podpiętra grabowieckiego i jego stosunku na tym odcinku zupełnie analogicznego do opolu jak w Karpa-tach Zachodnich utwierdza w słuszności zaliczenia i tej „forma-cji solonośnej“ do opolu, mimo miejscowego braku skamielin.

W Lacku istnieje od dawna warzelnia soli z solanki wydobywanej z szybów przez ługowanie poziomu solonośne-go. W tym samym pasie opolu solonośnego znajdowały się dawniej warzelnie soli w Komarnicach, Solcy, Rudawce, Tar-nowie, Huczku i dalej ku SE w Chyrowie, Barczowie, Starej Soli i Sprynce. Dalej ku SE stosunki stratygraficzne ulegają powolnym zmianom, gdy stosunki tektoniczne pozostają te sa-me. A więc w obszarze Karpat Samborskich, w karpackiej smudze opola w iły gipsowe w Chyrowie i Szuminie wtrącają się wkładki kruchych, żółtych piaskowców (Friedberg, Atlas Geol. Gal. 19, str. 7), zaś między Starą Solą a Baczyną n. Dnie-strem opol karpacki transgreduje częściej na czerwonych iłach eoceńskich brzegu fliszu niż na strzępach łupków menilitowych (wedle rkp. mapy Jabłońskiego). Jakkolwiek przy płaszcz-

winowym nasunięciu i przy różnicy petrograficznej między fliszem a przeważnie ilastym opolem istnieją rozwarstwienia i wygniecenia, nie można częstego zaniku łupków menilitowych tej okolicy kłaść na karb wygniecenia ich a nie zaś erozji poprzedzającej transgresję opolu. Wszakże w serii brzegu karpackiego: iłołupki eoceńskie-łupki menilitowe i przeważnie ilasty, nie mniej diagenetycznie zlitfikowany opol — właśnie ten ostatni jest najmniej oporny na zgniecenie, zwłaszcza że jest seria¹ stropową, i on właśnie tworzy nieprzerwaną smugę.

I na tym odcinku opol nasuwa się na grabowiec (Teisseyre, Kosmos 1922, str. 255), który zmienia swe oblicze w tym sensie, że piaskowce „żupne“ z Dobromilskiego schodzą na plan drugi, gdy na pierwszy wysuwają się margle pstre (Bujalski, l. c. 1930, str. 250) w miejsce czerwonych łupków, różowych margli i warstw stebnickich starszych autorów.

SUMMARY¹

The Miocene in Poland is developed in two facies: the southern Miocene is marine, the northern Miocene is of continental, lacustrine origin (lignite formation).

The thickness of the marine Miocene is variable, it is the greatest in the marginal group of the northern Carpathians (100—500 m at Bitkow and Borysław) and in their foreland (up to 400 m). The continental Miocene is only several m thick, only in some places attains 120 m (the district of Gdańsk).

The Miocene of the northern border of the Carpathians was deposited along the southern coast of a sea branch, which penetrated north of the Carpathians, as a branch of the Mediterranean Sea; this branch the writer calls „Parathetys“.

¹ Jan Nowak, Professor of Geology of the University of Cracow, was arrested together with other Professors, Lecturers and Assistants of the University of Cracow in November 1939 and deported to a concentration camp in Germany. Released in February 1940, severely ill and exhausted, he returned to Cracow, and in a few days on the 18th February 1940 died of an illness contracted in the concentration camp.

In his papers and notes a fairly completed article has been found, which probably formed a part of a chapter on the Miocene of Poland, destined for a textbook of Geology of Poland, J. Nowak had been preparing before the war. This fragment is published in an unchanged form in the Polish text. A brief summary for the English text has been prepared by W. Krach. The Editor.

The Parathetys Sea occupied an oblong basin. Its southern coast was formed by the border of the Carpathians, the northern coast by slopes of a meta-carpathian anticlinorial zone (plateau of Cracow, the Holy Cross Mountains, Podolian plateau).

From this basin the sea encroached twice on the western Carpathians through the valley of the Dunajec in the Tortonian time; these two transgressions penetrated to the Pieniny in the south. East of the San river only the lower transgression encroached on the Flysch folds of the so-called Marginal group.

Lower Miocene

In the Eastern Carpathians the Słoboda conglomerates are regarded as Lower Miocene. They are composed of large pebbles of crystalline and sedimentary rocks. The thickness of the conglomerates decreases toward SW and SE, in these directions also the pebbles become smaller. In the absence of fossils, the age of the Słoboda conglomerates may only be determined in an indirect way. The presence of pebbles of nummulitic limestones indicates, that the conglomerates must be younger than the Eocene, on the other hand they repose on the Menilite shales or Polanica beds which are of Lower Oligocene age. The upper age limit is indicated by the presence of an intercalation of Tortonian saline clays at Lucza in the Słoboda conglomerates. Thus the upper part of the Słoboda conglomerates belongs to the Tortonian, and the lower part, to the lower Miocene and Helvetian. This is not in agreement with the view of Bujalski and Rumanian geologists who regard the saline clays with salt bodies occurring in deep folds of the Eastern Carpathians, together with the mentioned saline clay at Lucza, as belonging to the Aquitanian and Burdigalian (Lower Miocene). According to Bujalski along the border of the Eastern Carpathians two salt formations exist: the older of Lower Miocene age, and the younger of Helvetian age. However in no profile two salt formations occur, one above another, always there is only one saliferous formation.

In the Holy Cross Mts. district there are certain arenaceous deposits, sometimes with fossil wood (*Glyptostroboxylon tene-*

rum). As they lie under Middle Miocene deposits, they may be belonging to the Lower Miocene. Possibly some bituminous clays, with the lignite from the Łuck district in Wohlynia, which rest on the Oligocene, may be of the same age.

Helvetian

In the Miocene basin paleontologically proved Helvetian occurs in Cieszyn Silesia, in the foreland of the Carpathians, and on the northern border of the basin round Buczacz in Podolia. Also continental deposits of this age are known.

In Silesia the Helvetian beds occur at the base of the thick argillaceous series belonging to the Tortonian. The series rests directly on the Carboniferous, which possesses a richly developed erosive relief. In this relief, a ridge may be distinguished running from Morawska Ostrawa through Karwina, towards Kończyce Wielkie. This ridge is covered by argillaceous marls followed by conglomerates with basalt pebbles and interbedded bryozoan limestones. They are covered discordantly by sandstones, corresponding to the Grabowiec stage (Tortonian). On both sides of the ridge a marly argillaceous facies occurs, intermingled with the littoral facies developed on the ridge. The argillaceous marly facies corresponds both to the Helvetian and Tortonian, up to the Grabowiec stage inclusively. The Helvetian evidently occupies a larger space than is proved by the fauna, but owing to the absence of fossils and common facies with Tortonian, territorially cannot be discriminated.

On the northern border of the basin at Buczacz, sands and sandstones 1 m thick with *Oncophora* fauna occur. These deposits belong to the Helvetian, thus marking the first transgression of the same age, as the transgression already described in Silesia. The *Oncophora* beds are succeeded by the limestones with the fresh water- and continental fauna. In other places of Podolia marls, clays and flint pebbles with continental fauna and *Chara*, are equivalent of the fresh water deposits. One can infer that here the Helvetian sea retreats and eventually is converted in a fresh-water basin. The resulting limno-clastic deposits have a large extent; they are covered by sediments of the next, second transgression of Lower Tortonian date.

It is possible, that also Dobrotów beds, covering the Słoboda conglomerates in the eastern marginal Carpathians, should be regarded as of Helvetian age. They are developed as micaceous sandstones with no fauna.

Round the Holy Cross Mts. and in the eastern part of Upper Silesia some deposits with fresh water fauna and lignites are regarded as Helvetian. At Chomontów they attain 35 m of thickness with 4 seams of lignite. In the Cracow district clays and limestone with continental fauna (Witkowice, Posądz, a. s. o.) are their equivalent.

Tortonian

During the Tortonian three subsequent transgressions took place, each leaving deposits of different facial development. In spite of certain difficulties caused by faunal and facial variability, they may be distinctly divided into three sub-stages:

Upper Tortonian . . .	3. Bułtów	sub-stage
Lower Tortonian . . .	2. Grabowiec	„
	1. Opol	„

The Opol sub-stage lies transgressively on both borders of the basin, northern and southern. In the basin itself the data are lacking, but probably the Tortonian lies here conformably and without any interruption on the Helvetian, both being lithologically developed in the same facies. In the area occupied by the Opol stage there always exist traces of fresh-water deposits and lignite seams.

The Carpathian border was only covered by the Lower Tortonian transgression. Four sectors can be here discriminated:

a) Between Vienna and the break-through valley of the Morawa the Opol without chemical deposits lies together with intervening Burdigalian and Helvetian on the folded Flysch of the Magura group („Inneralpine“ Miocene basin).

b) Between the Morava and the Skawa the Opol also without gypsum and salt lies on the parautochthon Flysch, on which folds of the Middle Flysch group are overthrust. In the most eastern part near Cracow also the Grabowiec sub-stage covering the Opol beds appears in some places.

c) From the Skawa river to the valley of the San, both substages of the Lower Miocene encroached on the Carpathians and covered mainly the border zone of the mountains, but also penetrated in same parts deeply in the Carpathians, lying transgressively on all three tectonic groups of the Flysch Carpathians, i. e. parautochton, Middle- and Magura group. The Opol contains salt deposits.

d) Between Dobromil and Kosów only the Opol sub-stage lies in transgression on the northern border of the Carpathians and, as in the sector (c), it contains salt deposits. The transgression covered the Marginal group of Flysch folds, which plays here the same part, as the parautochton in the west, and the border of the Middle Group, which together with the transgressing Lower Tortonian is overthrust. Thus the Opol lies in the overturned limb of the frontal zone of the Carpathians. Similar conditions exist in the Rumanian Carpathians.

The sectors (b) and (c). In the district of Czechowice in Silesia, Lower Tortonian clays cover the parautochton Flysch, but east of the Olza the relation of the Miocene to Carpathian folds are more complex. Deep bore-holes, which penetrated the Cretaceous of the overthrust border, struck the parautochton old Tertiary Flysch in which in some places also red marly clays with gypsum have been found. Therefore one can surmise, that the parautochton Flysch is overthrust on Tortonian beds with gypsum, which farther to the north occur in the Silesian Miocene basin. East from the Skawa river the Opol covers the parautochton and the Carboniferous, developed as sandy clays, sometimes with the lignite seams. At Bacharowice and Benczyn the clays are covered by sands and gravels, consisting of Flysch material, 90 m thick; these beds contain a fauna, proper for the Grabowiec sub-stage. Near Lgota this sub-stage encroaches even on the Godula nappe. Otherwise than in the Wieliczka district, the Opol beds are not folded here.

From the Wieliczka district to the east, the relation of the Miocene to the Carpathians becomes more complicated. Here the Tortonian is transgressing on the folded and eroded Carpathians in such a way, that it lies on all stages of the Carpathian Flysch, from the Cretaceous up to the Oligocene. The Tortonian is in this sector composed of both sub-stages,

the Opol and the Grabowiec. The Opol sometimes possesses chemical deposits in its upper part, the Grabowiec beds rest unconformably on the folded Opol beds. Folded Opol beds together with Flysch are overthrust at Wieliczka and Bochnia on the Opol beds, which fill the central part of the Miocene basin. In this way, scaly structure of the salt body at Wieliczka and strong uplift of similar beds at Bochnia were formed; these movements occurred after the deposition of the Opol clays together with saliferous beds. After a short interval the Grabowiec transgression took place, which covered the folded Opol beds and Flysch with marine sandy deposits, passing upwards into fresh-water beds. After their deposition, a general uplift associated with feeble tilting occurred.

Thus south of Cracow both sub-stage of the lower Tortonian are lying on the Flysch, the lower sub-stage lies also under the Flysch. Both these stages form a gulf south of Cracow, reaching Gaj and Lusina in the south, where saliferous beds with gypsum repose on the Flysch. They are covered by sands of the Grabowiec sub-stage, but at places these sands rest directly on Flysch beds. Near Gdów and Sypka Góra, clays with flora occur in the Grabowiec beds, similar deposits are developed at Swoszowice. Between the Raba river and Bochnia, according to the investigations of Bukowski, the Opol sub-stage is represented by Chodenice shales and clays with salt and gypsum in their upper part. Owing to continuous Carpathian movement and dessication, the sea had retreated and the Flysch with the Opol deposits on its back, overthrust the Opol beds deposited in the central part of the basin. Owing to the subsequent erosion a part of the Opol saliferous sediments were removed or dissolved. The transgression of the Grabowiec sub-stage covered the folded and eroded Opol beds with sands, which slowly pass upwards into the fresh water deposits. After the ultimate retreat of the sea, the Miocene beds on the Carpathian border have only been slightly folded; these movements expire toward north, i. e. toward the central part of the Miocene basin.

The Chodenice beds of the Opol sub-stage, are developed as shales variable in colour, marly or sandy with kaoline layers, regarded as tuffites, but which are rather a residual product after the dissolution of salt. They contain siliceous

marls, similar sometimes to silex; to the east of Bochnia they are replaced by more prevalent sandstones with plant detritus. The Chodenice beds vividly resemble the east Carpathian saliferous clays. Part of the salt has been deposited as secondary products in fissures of the solution zone. The extent of saliferous deposits on the Flysch was fairly large, as it is indicated by relics of gypsum beds at Siedlec on the Raba, and at Gierczyce.

The Chodenice beds are regarded by Bukowski as belonging to the Helvetian but their lower Tortonian age may be inferred from the following circumstances: 1) Only at the end of the Opol sub-stage, there were in the Parathetys Sea conditions favourable for chemical deposition, while other transgressions always end with fresh-water deposits. 2) The Opol sub-stage lies discordantly on the older substratum, and is covered unconformably by the Grabowiec sands. The unconformity is more marked on the Carpathian border than in the Miocene basin. 3) The Chodenice beds contain *Heterostegina*, *Spirialis valvatina* and a rich fauna of mollusca (Wieliczka) characteristic for the Opol sub-stage of the internal part of the basin.

The Grabowiec beds extend from the neighbourhood of Cracow through Wieliczka, Gdów, to Bochnia district. They occur in the internal part of the Miocene basin and on its southern (Carpathian) border as well. They are variable in their development, comprising mainly clays, argillaceous sands, calcareous sandstones, often with abundant shells, and limestone layers. In the Cracow district the argillaceous development prevails with increased sand contents in the top (Łagiewniki), while toward south sands dominate, at Wieliczka with interbedded clays; round Bochnia, besides clays and sands, sandstones and even conglomerates with Carpathian rocks occur. As to their faunal content, they do not differ much from the Opol sub-stage, but *Amphistegina*, *Heterostegina* and *Spirialis* characteristic for the Opol sub-stage, are absent in the Grabowiec beds.

In the valley of the Dunajec, remnants of both sub-stages are preserved. Near Tarnów (Zgłobice, Błonie) the Tortonian is folded and in the anticline core the gypsum clays, sands and sandstones of the Opol sub-stage appear, while in the

synclines, clays covered by conglomerates with Grabowiec fauna occur. At Brzozowa and Gromnik sandstones and siliceous marls belong to the Opol, and clays with foraminifera and *Turritella Rabae* to the Grabowiec stage. At Żegocina sandy clays occur, with mollusca and *Amphistegina Lessoni* but without chemical deposits, at Iwkowa lignite clays, with mollusca and *Rotalia Beccari*, which do not contain *Amphistegina*, belong perhaps to the Grabowiec beds. In the basin of Nowy Sącz, deep in the Carpathians, there are clays with lignite, but with no gypsum, covered by sands with a Lower Tortonian fauna, containing also semi-saline forms, as *Potamides*, what indicates the Grabowiec age of these deposits. At Szaflary (the Pieniny range) clays with foraminifera and *Ervilia pusilla* with regard to their proximity to Niskowa and Iwkowa, may belong to the Grabowiec sub-stage. In the Orawa river-basin, there are only lignite clays of lacustrine origin (Miocene?).

It appears that in the Dunajec valley, the Tortonian twice ingressed on the Carpathians, the first (Opol) transgression reached the border of the Magura nappe, the second (Grabowiec) was extended to the Pieniny belt. If during the Opol stage any chemical deposits had been formed, they must have been washed toward north into the drying up sea. During the Grabowiec stage, owing to the subsidence of the transversal depression on the line of the Dunajec valley, the area is again inundated but at first the water is semi-saline, and only at the end of this stage, normal salt content returns. Between the Wisłok and Wisłoka river, the transgressions of both sub-stages cut off the Ropczyce island. South of this island the Opol beds occur in several places as gypsum deposits and Lithothamnium limestones. The Grabowiec beds are not found here, possibly removed by erosion. At Grudna Dolna on folded Flysch (Krosno and Menilite beds) the Tortonian reposes unconformably and commences with clays, sands and sandstones with bryozoan limestones, followed by clays with lignite below, and salt seam upward. In the lignite *Planorbis* occurs; the mollusca fauna of the Lower Tortonian age, the presence of salt and of *Amphistegina* and *Heterostegina* indicates the Opol sub-stage.

In the gulf of Rzeszow the Miocene beds occur at the height of 200 — 300 m and even 400 m. At the border of the

gulf Lithothamnium limestones and clays with *Amphistegina Lessoni* (Opol sub-stage) appear.

At Niechobrz bryozoan limestones with Lithothamnium and *Amphistegina lessoni* (Opol) are unconformably covered by clays with *Ervilia pusilla* (Grabowiec sub-stage). At Babice clays with shelly limestones, marls and sandstones (Grabowiec stage) repose directly on the Flysch Cretaceous, the Opol being here absent. West of Siedliska Lithothamnium and coral limestones cover the Menilite shales, to the east, clays with gypsum, and Lithothamnium limestones occur at Tyczyn and Przylasek. Thus the recifal deposits, with bryozoa and Lithothamnium, mark here the shore-line of the gulf during the Opol stage, what reminds of similar conditions of the northern shore-line of the Miocene sea in Podolia, and south of the Holy Cross Mts.

In the other part of Rzeszow gulf, at Nockowa, sands and clays with mixed saline and fresh-water fauna (*Potamides*) occur, indicating the Grabowiec stage. Everywhere in the internal part of the gulf the Lower Tortonian beds occur not markedly divided as to the facies but W. Friedberg's lists of fauna suggest, that here both sub-stages, the Opol and Grabowiec, are developed. At Swilcza, clays with *Potamides schaueri* and *Rotalia beccari* occur (Grabowiec), while sands contain *Amphistegina lessoni* (Opol), at Pobitno clays contain the Grabowiec fauna. In a recent work T. Chlebowski, J. Wdowiarz and J. Obtulowicz regard a part of Miocene beds of the Rzeszów area, as of the Upper Tortonian age, but this is contradicted by lists of fauna presented by Friedberg. In the gulf of Rzeszów, generally the chemical deposits of the Opol stage are reduced only to gypsum beds, i. e. similarly, as in the Dunejec valley area, but the difference lies in the development of Lithothamnium limestones in the Rzeszów area.

In the gulf of Rzeszów the Opol beds are contorted but it is impossible to state, whether the Flysch is overthrust on the Opol beds or not, as the critical contact is marked with overlying deposits of the Grabowiec stage.

The last point where the Opol stage lies transgressively on the Flysch is Łopuszka Wielka, where gypsum beds overlie the Cretaceous Inoceranian beds.

Sector (d). The main difference between so far described sectors and the sector (d) of the Eastern Carpathians, lies in the fact, that here the Opol deposits have been entirely removed from the back of the Flysch and are only preserved in the overturned limb of the Flysch overthrust.

In this sector along the northern border of the Carpathian Mts. or „Miocene Salt formation“ extends, which by most of authors has been regarded as the Aquitanian — Burdigalian — Helvetian. This saliferous clays lie to-day under overthrust Flysch, but their contact with Flysch elements shows, that they have been laid down on a eroded surface of the Flysch, overlapping different horizons, but mainly on the Menilite shales. In spite of the absence of fossils they may be regarded as belonging to the Opol because of the presence of chemical deposits. The Opol beds together with the Flysch are overthrust near Dobromil on sandstones and conglomerates with red clays. At places the Flysch thrusts directly on these beds. At Felsztyn sandstones contain a fauna, which very much resembles the fauna of the Grabowiec sub-stage. Possibly the conglomerates of Radycz also belong to this stage. Farther to the north in the more central part of the Miocene, these beds of the Grabowiec stage are covered by quartz gravels, with Carpathian pebbles, and an Upper Tortonian fauna. These gravels correspond to the Buhłow sub-stage.

The Grabowiec beds, strongly tilted themselves, are thus overthrust by Opol beds and Flysch. But before these movements the Carpathians must have been exposed to erosion, as indicated by Carpathian pebbles in the Grabowiec beds.

Farther to the east, the gypsum clays of the Opol sub-stage, at Chyrow and Stara Sól contain interbedded sandstones. In the Grabowiec stage, sandstones wedge out, and variegated marls appear. Also here the Opol beds are thrust on the Grabowiec stage.