

Wilhelm KRACH

Stratygrafia miocenu dorzecza górnej Odry i górnej Wisły oraz jej związek z obszarem wschodnim

WSTĘP

Utwory miocenijskie na zachodzie Polski pokrywają podłoże bardzo nierównomierne, grubymi warstwami, na obszarze Śląska Cieszyńskiego i Górnego oraz zapadliska przedkarpackiego. W większości podłoże stanowią utwory karbońskie lub skały mezozoiczne bogato urzeźbione. Zachodnią granicą występowania tych utworów jest dolina Odry. Północna granica przebiega przez Prudnik, Kropkowice, wzdłuż doliny rzeki Kłodnicy do okolic Katowic. W okolicach Krakowa pas miocenu zwęża się, po czym na wschód znowu się rozszerza i daje przedłużenie równoległe do Karpat, na północy zaś szereg zatok wiąże ten obszar z obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich i obszarem lubelskim. Ku południowemu zachodowi, wzdłuż doliny Odry, miocen przechodzi na teren Moraw.

Charakter facjalny utworów śląsko-krakowskich jest nader różnorodny. Na zachodzie i południu przeważają ropy, na północy ponadto występują piaski i wapień. Trafiają się też ropy brakiczne z lignitem oraz wapień słodkowodny.

Ze względu na przewagę osadów głębszego morza i grube płaszcz czwartorzędowy, szczątki organiczne są trudno dostępne i bardzo rzadkie; stąd też rozpoznawanie wiekowe osadów miocenijskich nie jest łatwe.

W Polsce schematy podziału stratygraficznego są obecnie gorąco dyskutowane. M. Łomnicki (1898) dzielił torton, na podstawie występowania warstwy erwiliowej, na piętro poderwiliowe i naderwiliowe. W. Teisseyre (1900) widział graniczną warstwę w wapieniach litotamniowych. W. Friedberg (1911—1912; 1931) za warstwę graniczną uznawał gipsy, przy czym warstwy poniżej gipsów zaliczał do tortonu dolnego i nazwał je opolem, warstwy zaś powyżej gipsów uznał za torton górny i nazwał je buhłowem. J. Czarnocki (1935) natomiast wrócił do koncepcji podziału M. Łomnickiego. K. Kowalewski (1957) obecnie znów wyznacza granicę na warstwach litotamniowych. Nieco inaczej podzielił torton J. Nowak (1938; 1947), jakkolwiek w zasadzie oparł się na podziale W. Friedberga. Poza tortonem dolnym, obejmującym opole, wydzielił on wyższe podpiętro — grabow, wreszcie torton górny, czyli buhłow.

Pogląd K. Kowalewskiego (1957), że od poziomu litotamniowego w górę zaznacza się zmiana faun przegrzebkowych, opiera się na materiałach z obszaru Gór Świętokrzyskich. Nie jest to jednak zgodne ze stosunkami na Górnym Śląsku. Na obszarze Górnego Śląska można właściwie zastosować podział W. Friedberga i J. Nowaka, przy czym w obrębie każdego podpiętra wydziela się poziomy, które stanowią nawiązanie do innych okolic Polski (tab. 1).

Tabela 1

Schemat podziału miocenu Polski według J. Nowaka i W. Kracha

Piętro	Podpiętro	Poziom
Sarmat	dolny (Volhynian)	
	górnym (Buhlovian)	
Torton	środkowy (Grabovian)	bogucicki
		kajzerwaldzki
		gipsowy
		erwiliowy
	dolny (Opolian)	nadlitotamniowy
		litotamniowy
		podlitotamniowy
Helwet	górnym	
	dolnym	

Wyznaczanie granicy między tortonem dolnym i górnym na gipsach wiąże się z ilością poziomów osadów chemicznych (poziom solny i gipsowy) w tortonie Polski i Ukrainy zachodniej. Wbrew poglądom wielu geologów J. Nowak (1938) stara się udowodnić istnienie jednego poziomu osadów chemicznych, który jest wynikiem szczególnych warunków klimatycznych. Uznając słuszność tego poglądu musimy stwierdzić, że w obrębie jednego poziomu występują warstwy solne, anhydryty oraz gipsy starsze i młodsze (Żory, Wieliczka, Swoszowice).

Podziały tortonu opierają się na zmianach facji i na makrofaunie. Dotyczy to jedynie strefy brzeżnej ówczesnego basenu, gdzie zmiany facji i fauny zachodziły szybko. W obrębie zapadliska przedkarpackiego natomiast, gdzie w facji ilastej morska fauna jest rzadsza, podpiętro dolne i środkowe można wyznaczyć jedynie na podstawie występowania gipsów. Na obszarze śląsko-krakowskim przeważa właśnie facja iłów basenu otwartego; osadów przybrzeżnych jest natomiast bardzo mało.

OLIGOCEN (?)

Utwory oligocenu występują w niecce Żor na południe od Orzesza. W spągu miocenu, na głębokości 587 m, znaleziono tu czerwone margle, pstre iły i znowu margle. W białym wapieniu, na głębokości 608 m, znaleziono *Pecten* cf. *semicingulatus* oraz łupki marglisto-piaszczyste z rybami *Meletta* (R. Michael, 1913).

MIOCEN

HELWET

Na Śląsku Cieszyńskim, w Dębowcu, pod nasunięciem fliszu karpackiego występuje seria utworów złożona ze zlepieńców (fliszu, karbonu i krystaliniku), piaskowców i łupków pozbawionych makrofauny. Są to warstwy dębowieckie (K. Tołwiński, 1950), których miąższość wzrasta w kierunku południowym do 500 m.

Strop tych utworów wiąże się z iłami wapnistymi Dziedzic i Brzeszcz z otoczkami skał karbońskich w spągu; iły zawierają makrofaunę (W. Krach, 1939). Z pospolitych gatunków występuje tu *Melanopsis* cf. *impressa* Krauss, *Vaginella depressa* Kittl, *Lima miocaenica* M. Hoern., *Spondylus gussoni* Costa, *Chlamys crista* (Brocc.), *Ostrea cochlear* Poli, *O. hoernesi* Reuss, *Coenocyathus crassus* (Zejszn.), *Amphihelia sismondiana* Seg. Podobne elementy występują w kopalniach Emma i Anna oraz w Mszanie. W ostatniej miejscowości znaleziono również łodzika *Aturia aturi* Bast.

Utwory analogiczne znane były z Morawskiej Ostrawy (E. Kittl, 1887; O. Gans, 1936) i uważane za starszy medyteran. Obecnie uważa się te utwory za tortońskie na podstawie mikrofauny (M. Vašiček, 1951). W okolicach Andrychowa (W. Krach, W. Nowak, 1956), pod płaszczowiną podśląską i w nasunięciu, występują utwory analogiczne do utworów w Dębowcu; prócz zlepieńców są tu iły ciemne z fliszem i makrofauną typu: helwet — torton dolny. Zawierają one *Cryptodon sinuosus* (Don.), *C. subangulatus* (R. Hoern), *Leda nitida* Brocc., *L. hoernesi* Bell., *L. pelucida* Phil., *Amusium denudatum* (Reuss), *A. felsineum* (Forn.) var. *styriaca* Mezn., *Vaginella austriaca* Kittl, *V. depressa* Kittl, *Balantium fallauxi* Kittl.

Niektóre okazy tego zespołu występują w spągowych iłach podsolnych, zatem helwet lub warstwy przejściowe do tortonu ciągną się dalej na wschód do okolic Bochni.

TORTON DOLNY (OPOL)

POZIOM PODLITOTAMNIOWY (SERIA PODGIPSOWA)

Wyróżnienie poziomów w tortonie dolnym jest na omawianym obszarze trudne do przeprowadzenia. Tylko w nielicznych punktach udało się wyróżnić warstwy litotamniowe, które dzielą monotonną serię iłów na poziom nadlitotamniowy i podlitotamniowy. Częściej pojawia się facja

regresywna, tj. osady chemiczne (gipsy, wyjątkowo sole), które pozwalają na bardzo ogólne wydzielenie serii podgipsowej i nadgipsowej. Podział ten utrzymał się jeszcze do niedawna (Th. Ebert, 1895; R. Michael, 1913). Obecnie, na podstawie nowych materiałów wiertniczych, udało się gdzieś wyodrębnić kilka poziomów. Seria podgipsowa wyrażona jest łałami wapnistymi (tegel), słabo warstwowanymi, do 200 m grubymi. Są one niejednokrotnie przewarstwione piaskowcami, wapieniami i marglami. Rzadko spotykana fauna ma charakter fauny morza głębszego (do około 200 m głębokości) i składa się z cienkościennych przegrzebków *Amussium denudatum* (Reuss), *A. cristatum* (Bronn) mut. *badensis* (Font.), *Chlamys koheni* (Fuchs), *Ch. trigonocosta* (Hilb.). Taki zespół występuje np. w Zabrzu (F. Roemer, 1870) i w Makoszowach (W. Krach, 1954). W ostatniej miejscowości do zespołu przegrzebków dołącza się *Pecten revolutus* Mich. i *P. solarium* Lam. oraz drobne brachiopody, jeżowce (*Schizaster*), korale, ryby i otwornice. Iły wypełniają tu rów erozyjny czy tektoniczny, który powstał w karbonie produktywnym. W spągowych warstwach łałków występują bloki piaskowców karbońskich, pstrych łałków, wapieni i dolomitów (soczewki) oraz wapieni miocenijskich z fauną helwecką (?). Wyższe warstwy stopniowo tracą materiał obcy. Podobnie jak w wielu innych punktach, mamy tu klasyczny przykład szybkiej transgresji morza tortońskiego na zerodowaną powierzchnię podłoża.

Znacznie uboższa fauna, lecz o podobnym charakterze, występuje w podgipsowych łałkach w Krywałdzie koło Gliwic (W. Krach, 1956 b). W spągu występują tu pstry łałki i piaski słodkowodne nieznanego wieku. W wyższych łałkach spotykamy gładkie pekteny, ponadto okazy *Vaginella* i masowo otwornice *Globigerina* i *Orbulina*. Podobny zespół przegrzebków znaleziono w łałkach wypełniających szczelinę tektoniczną w wapieniach triasowych w Imielinie na południe od Trzebini. Znamienne są tu, poza pektenami, drobne brachiopody i otwornice *Robulus* (W. Krach, 1956 a).

Powyższe utwory należą prawdopodobnie do poziomu podlitotamniowego, ponieważ zespół przegrzebków tego typu występuje w poziomie podlitotamniowym innych okolic Polski i Ukrainy zachodniej. Odróżniającym rysem makrofauny jest tu brak *Chlamys scissa* (Favre) oraz odmian, które charakteryzują podobne zresztą zespoły przegrzebków poziomu nadlitotamniowego innych okolic Polski.

W okolicach Krakowa podobne zespoły pektenów występują w łałkach w miejscowości Zabierzów (W. Krach, 1956 a). Płytkowodne piaski i łałki z bogatą fauną mięczaków typu „wiedeńskiego“ od dawna znane były w zatoce działoszyckiej z Małoszowa koło Książa Wielkiego (W. Krach, 1936). Zalicza się je do poziomu podlitotamniowego.

Do omawianego poziomu należy zaliczyć łałki i margle glaukonitowe z bogatą fauną, którą opisał z Zabrza F. Roemer (1870). Częstymi formami są tu korale *Dendrophyllia poppelacki* Reuss, brachiopody *Terebratula grandis* Blum., małże *Ostrea cochlear* Poli, *Amussium cristatum* (Bronn) mut. *badensis* (Font.), *Ch. koheni* (Fuchs) oraz inne, jak *Ch. cripa* (Brocc.), *Spondylus crassica* Lam. Występowanie ostatnich dwóch gatunków nasuwa przypuszczenie, że łałki z Zabrza są niewiele młodsze od helweckich (?) utworów w Dziedzicach i Mszanie.

Niewątpliwym poziom podlitotamniowy występuje w profilu Czechowice koło Gliwic. Iły spągowe z odłamkami skał obcych mają zespół pektenów podobny jak w Zabrze; dołączają się tu liczne szczątki dużego gatunku *Lima miocaenica* występującego także w helwecie Dziedzic.

Obecność niektórych form helweckich w tortońskich utworach Górnego Śląska (Zabrze i Czechowice) pozwala wnioskować, że helwet śląski nie jest wyraźnie odgraniczony od tortonu, do którego przeniknęły nie-liczne gatunki reliktowe, jak *Lima miocaenica*, *Chlamys crispera* i *Ch. felsineum*.

W strefie zapadliska przedkarpackiego, na Śląsku Cieszyńskim oraz w okolicach Krakowa w osadach szlirowych otwartego morza poziom podlitotamniowy nie jest dotąd wyraźnie wyodrębniony.

Występowanie podgipsowych facji brakicznych i słodkowodnych w dolnym tortonie świadczy o okresach wynurzeń pewnych partii dna lub spłyceń morza przy udziale silnych dopływów wód słodkich z pobliskich łądów. Badania paleontologiczne zasadniczo nie rozwiązały kwestii wieku tych utworów. Niejasny jest również wzajemny stosunek różnych występowania facji słodkowodnych i brakicznych.

W Opolu w lejach krasowych kredy górnej znaleziono szczątki kręgowców z rodzaju *Mastodon*, *Palaeomyx*, *Titanomys*, *Pliopithecus*, na podstawie których P. Oppenheim (1907) zaliczył utwory z tymi szczątkami do środkowego miocenu. Łądowe ślimaki opisane stąd przez A. Andraea (1902) porównywano z różnymi ich występowaniami w Europie zachodniej, a na Śląsku z formacją lignitową, przy czym R. Michael (1907) wyraził pogląd, że część tych utworów jest starsza, dolnomiocenska, część zaś odpowiadać może młodziej formacji lignitowej (górnym miocenu). Na podstawie innych stanowisk z wapieniami słodkowodnymi można przypuszczać, że utwory z Opoła są wieku dolnotortońskiego.

Dobrze rozwinięte utwory brakiczne i łądowe poznane zostały w otworach w okolicy Libiąża (W. Krach, 1939). Na głębokości 129 m leżą tu na karbonie produktywnym iły brakiczne z fauną z wkładką lignitu, w którym tkwią łądowe i słodkowodne mięczaki. Wyżej, na głębokości 112÷91 m, występują wapienie słodkowodne i łądowe z makrofauną mięczaków i szczątkami kręgowców. Otoczaki tego wapienia występują też wyżej w morskich łąkach otwornicowych. W łąkach spągowych spotykana jest makrofauna: *Cardium plicatum* Eichw. var. *plicatella* Łomn., *Ostrea cochlear* Poli, *Potamides bidentatus* Defr., *P. schaueri* (Hilb.), *Congeria sandbergeri* Andr., *Septifer oblitus* Michl., *Bittium reticulatum* Costa, *Hydrobia*, *Rotalia beccari* L. (okazy bardzo częste). Podobne utwory brakiczne z faunami ceritowymi poznano wcześniej w otworach w miejscowości Lorenzdorf koło Kujowa na Górnym Śląsku (A. Quass, 1907) i w Przeciszowie koło Oświęcimia (A. Quass, 1907). Były one przedmiotem namiętnych sporów dotyczących ich wieku (oligocen czy sarmat?; P. Oppenheim, 1907; R. Michael, 1907; W. Friedberg, 1912). Analogiczne utwory poznano ponadto na Podolu w Dżurowie i Myszynie i zaliczone do tortonu środkowego. Inne znowu starsze, helweckie czy tortońskie, utwory brakiczne i łądowe opisano z okolicy Korytnicy koło Chęcina (J. Czarnocki, 1932) i z okolicy Sandomierza (J. Samsonowicz, 1934) oraz dolnotortońskie (?) warstwy lignitowe w Niskowej koło Nowego Sącza (K. Skoczylasówna, 1930) i Grudnie Dolnej (W. Friedberg, 1906).

Ze względu na spagowe położenie utworów brakicznych na Śląsku uważam je za dolnotortońskie. Należą one prawdopodobnie do poziomu podlitotamniowego. Słodkowodne wapienie w Libiążu zawierają *Cepaea silvana* Klein, *Planorbis aequiumbilicatus* Hilb., *Linnaea dilatata* N o u l e t. Możliwe, że należy je wiązać z innymi punktami, gdzie występują podobne utwory, np. w Bytomiu na triasie (F. Roemer, 1870), w Łędzinach na karbonie¹. W okolicach Krakowa margle i wapienie słodkowodne z *Cepaea silvana* występują w licznych miejscach (Posądza, Gacki, Podgórze, Witkowice). M. Łomnicki (1902) uważał je za helweckie. Obecnie istnieje pogląd (W. Krach, 1939; 1947), że są one dolnotortońskie i wiązać je można z fazą spłylenia basenu przypadającą na poziom litotamniowy tortonu dolnego.

Nie wykluczając możliwości pojawiania się podobnych utworów w różnych poziomach uważamy, że większość utworów słodkowodnych na Górnym Śląsku i w Krakowskim jest wieku dolnotortońskiego.

POZIOM LITOTAMNIOWY TORTONU DOLNEGO

Margle i wapienie litawskie oraz litotamniowe, jako utwór złożony w strefie brzeżnej basenu, leżą przekraczając na starszym podłożu, np. w północnej strefie basenu śląskiego w Bytomiu, na zachodzie w okolicy Głubczyc lub wskutek przypadającego w tym okresie podniesienia dna przewarstwiają serię iłów (Biskupice, Czechowice koło Gliwic). Z Biskupic podaje F. Roemer (1870) profil ilastych utworów z bogatą fauną, w którym występują dwukrotnie wapienie margliste. W zespole fauny podkreślić należy obecność jeżowców *Cidaris*, z mięczaków rodzaje: *Murex*, *Chenopus*, *Turritella*, *Vermetus*, *Venus*, z przegrzebków: *Pecten pusio* (= *Chlamys multistriata* Poli) i *Ch. malvinae* (D u b.)². Z Bobrku i Mikulszyc podaje F. Roemer *Pecten latissimus* Brocc. Bogate fauny cytowane były z wapieni litawskich w Hondorf koło Głubczyc. Niektóre z nich to: *Nullipora ramosissima*, *Amphistegina hauerina* d'O r b., *Heterostegina costata* d'O r b., *Clypeaster*, *Scutella*, *Terebratula*, *Pecten latissimus* Brocc., *P. leithajanus* Partsch. (= *P. besseri* Andrż.), *P. cristatus* Bronn i *P. denudatus* Reuss.

W profilu rdzeniowym w Czechowicach poziom ten wyrażony jest bardzo różnorodnie. Są to wapienie zbite i piaskowce wapniste lub detrytyczne przewarstwione iłami. Z fauny występują tu *Chlamys scabrella* (L a m.) var. *łomnicki* (Hilb.), *Ostrea leopolitana* Niedźw.

W Krakowskim, od strony północnej, w zatoce Proszowic i dalej w okolicach Działoszyc, do poziomu tego zalicza się drobnoziarniste piaski kwarcowe (W. Krach, 1947) z *Heterostegina costata* d'O r b., *Chlamys scabrella* L a m. var. *łomnicki* Hilb., *Ch. koheni* F u c h s, *Amussium cristatum* Bronn mut. *badensis* Font., *Ostrea digitalina* Dub., *O. cochlear* Poli, *O. gryphoides* Schloth., *Terebratula perforata* Font., *Balanus*.

¹ Nie notowane dotychczas miejsce występowania.

² Zapewne chodzi tu o *Chlamys illi* (F u s c h).

Odpowiednikiem tych utworów w północnej strefie zatoki działoszyckiej są częściowo margle z fauną przewartwioną wapieniem heterosteginowym. Właściwe wapienie litawskie i litotamniowe występują w północnej strefie zatoki działoszyckiej (Boczkowice, Trzonów). Są to piaszkowce wapniste mszywiolowo-litotamniowe oraz wapienie i margle heterosteginowe. W najbliższej okolicy Krakowa i Oświęcimia (Chelmek) od dawna znane są i komentowane wiekowo wapienie ostrzygowe. Są to typowe utwory litoralne, leżące na skałach wapiennych górnej jury, z fauną gruboskorupowych małżów, przede wszystkim ostryg i przegrzebków: *Ostrea lamellosa* Brocc., *O. cochlear* Poli, *Chlamys scabrella* (L a m.) var. *niedźwiedzki* (Hilb.), *Balanus tintinnabulum*.

Wapienie ostrzygowe, zaliczane dawniej przez M. Łomnickiego (1902) i J. Czarnockiego (1933) do helwetu, obecnie uważane są za odpowiednik poziomowi litotamniowego tertonu dolnego (W. Krach, 1947). W obrębie zapadliska przedkarpackiego za równoczesne z tym poziomem uważa się ility z bogatą fauną w Benczyni koło Wadowic (W. Krach, M. Książkiewicz, 1950), gdzie wśród 100 przeszło gatunków mięczaków dominują ślimaki z syfonem (*Pleurotoma*), a z małżów ważniejsze są: *Chlamys scabrella* (L a m.) var. *łomnicki* (Hilb.), *Ch. scabrella* (L a m.) var. *niedźwiedzki* (Hilb.), *Ch. koheni* (F u c h s), *Amussium denudatum* (R e u s s), *A. cristatum* (B r o n n). Częste są tu okazy *Heterostegina* przywleczone z płytszych obszarów północnych. Poziom ten występuje także w ility znanych z otworu z okolic Andrychowa i w piaszkowcach koło Brzozowej na wschód od Krakowa.

Jak wspomniano wyżej, z poziomem tym niektórzy próbują wiązać wapienie słodkowodne okolic Krakowa, Libiąża i innych, które mogłyby tworzyć się na wynurzanych łądach równolegle ze spłycającym basenu i powstawaniem wapieni ostrzygowych czy litotamniowych.

Faza litotamniowa najlepiej wyznacza brzegi ówczesnego morza. W basenie i zatokach obszaru Gór Świętokrzyskich utwory te osiągają duże miąższości (Pińczów).

W Karpatach Zachodnich wapienie litotamniowe nie są znane, dopiero z okolic Rzeszowa znane są grube wapienie na utworach fliszowych (J. Gołąb, 1932).

POZIOM NADLITOTAMNIOWY

Na Górnym Śląsku i w obszarze krakowskim poziom ten można wyróżnić tylko tam, gdzie występują wapienie litotamniowe. W Czechowicach są to ility z przewartwieniami piaszkowców i wapieni z rzadkimi pektenami *Amussium denudatum* (R e u s s) i *Chlamys scissa* (F a v r e). W okolicach Krakowa, nieregularnie na starszym podłożu (jura, kreda), występują bardzo charakterystyczne ility glaukonitowe z obfitą fauną prawie samych ostryg *Ostrea cochlear* Poli var. *navicularis* Brocc. Przestrzennie można je z wiązać z podobnymi ility w okolicach Białego Kościola (na północ od Krakowa) i Miechowa. W okolicy Posądy i Miechowa, w marglach tego poziomu występują rzadkie przegrzebki (A. Bolewski, 1934): *Amussium denudatum* (R e u s s) i *A. cristatum* (B r o n n). Znamienny jest fakt, że w przeciwstawieniu do obszaru Gór Świętokrzyskich

i Podola, w poziomie tym brak *Chlamys scissa* (F a v r e). Koło Trzonowa znana jest facja piaszczysto-ilasta z *Chlamys lilli* (P u s c h).

W obszarze zapadliska przedkarpackiego wydzielenia tego poziomu nie można przeprowadzić z powodu braku skamieniałości. Możliwe jednak, że do poziomu tego należy część iłów solonośnych w Wieliczce i Bochni zawierających przegrzebki: *Amussium denudatum* (R e u s s), *Chlamys lilli* (P u s c h), *Ch. trigonocosta* (H i l b). Tu także nie występuje *Chlamys scissa* (F a v r e). Nasuwa się przypuszczenie, że cała grupa pektenów z *Chlamys scissa* na czele, tak częsta w obszarze Gór Świętokrzyskich i Podola a fragmentaryczna na Górnym Śląsku, stanowi element wschodni z trudnością docierający do terenów zachodnich z powodu jakiejś istniejącej przeszkody. K. Kowalewski (1957) oparł swoją koncepcję podziału na torton górny i dolny właśnie na pojawieniu się tej grupy przegrzebków, które charakteryzują poziom nadlitotamniowy.

POZIOM ERWILIOWY

W strefie przybrzeżnej wód płytkich obszaru świętokrzyskiego, lubelskiego i podolskiego występują na starszym podłożu, często przekraczając, bardzo charakterystyczne utwory wapniste, margliste a nawet piaszczyste z monotonną fauną *Ervilia pusilla* P h i l., *Cardium praeobsoletum* M. Ł o m n., *Modiola hoernesii* R e u s s. Czasem towarzyszą im liczne przegrzebki *Chlamys lilli* i *Ch. wolfi*.

Na zachodzie Polski poziom ten nie jest wyraźnie wyodrębniony. Dawniejsze spostrzeżenie F. Roemera (1870) o znajdowaniu formy *Mytilus* (= *Modiola*) i *Pecten* pod gipsami na lewym brzegu Opawy na Śląsku wskazują na istnienie tego poziomu. Poziom ten dobrze rozwinięty poznano jedynie w Czechowicach koło Gliwic. Jest to cienka ławica wapienia muszlowego z glaukonitem i wymienioną fauną. Ostatnio natrafiono na ten poziom w iłach tortońskich tzw. rowu krzeszowickiego w okolicy Filipowic. W zespole fauny erwiliowej częste są tu okazy *Modiola hoernesii* R e u s s, *Cardium* sp. i *Chlamys elyni* Ż i s z c z. Ten ostatni gatunek wg B. P. Żiszczuki (1953) występuje pospolicie w warstwach czerniowieckich (nasz torton środkowy), w obszarze zaś świętokrzyskim i na Górnym Śląsku — w poziomie gipsowym i kajzerwaldzkim tortonu środkowego. Na północ od Krakowa poziom erwiliowy jest dobrze rozwinięty w okolicach Miechowa, w facji marglistej i piaszczystej. Poziom ten zapewne znajduje się też w iłach solonośnych Wieliczki, na co wskazywałoby występowanie tam erwilii i modiolii.

Z rozmieszczenia tego poziomu na obszarze Polski i Ukrainy wynika, że są to utwory towarzyszące płytkim przybrzeżnym partiom morza. Na terenie Górnego Śląska, gdzie na ogół wody basenu były głębsze, poziom ten nie rozwinął się należycie. To samo można powiedzieć o obszarze zapadliska przedkarpackiego. Charakter brackiczny fauny można wyjaśnić wysłodzeniem wód przybrzeżnych basenu przez spływające do niego rzeki. K. Kowalewski (1957) jest jednak zdania przeciwnego. Uważa mianowicie, w oparciu o J. A. Korobkova (1954), że charakter brackiczny fauny jest objawem przesolenia, a nie wysładzania.

POZIOM GIPSOWY

Osady chemiczne kończą okres tortonu dolnego i jednocześnie stanowią granicę między tortonem dolnym i środkowym. Seria gipsowa na Górnym Śląsku składa się z iłów, gipsów, soli i osiąga miąższość 100 m. Rozwinięta jest w dwóch strefach: głębokiej i brzeżnej. W ostatniej występują gipsy na ogół grubokrystaliczne, rzadziej alabastrowe, lub gipsy wyższe, laminowane na przemian z iłem (margle gipsowe). W Dzierżysławiu koło Raciborza i Czernicy (W. Krach, 1954), także w Łabędach, występują gipsy brzeżne do 50 m grube. W Krywałdzie (W. Krach, 1956b), w głębokiej zatoce, grubokrystaliczne gipsy schodzą na plan drugi, przeważają zaś laminowane margle gipsowe. W Żorach występują osady głębsze — gipsy, anhydryty i sole. W zagłębiu solonośnym w Żorach sole dochodzą do 35 m grubości, przy czym rozpadają się na kilka pokładów przedzielonych iłami i anhydrytami (R. Michael, 1913). Z mapki R. Michaela wynika (1907), że południowa granica występowania gipsów gubi się na południe od miejscowości Jastrzębie, Bieruń, Solcza, Goczałkowice. Na zachodzie widzimy przekroczenie tego poziomu na obszar Moraw (Opawa; E. Oppl, 1934). Z tym poziomem wiąże się też złoża siarki wydobywanej dawniej w Kokoszycach, Dołach Pszowskich i Zawadzie. Siarka występuje w marglach i wapieniach w postaci gniazd i kongrecji, w postaci ziemistej lub krystalicznej, jako produkt złożonych procesów przemiany gipsów; czasem towarzyszy jej kalcyt i celestyn.

Z poziomem tym wiążą się też solanki i wody siarczane (Jastrzębie, Goczałkowice). Prócz solanki z utworów miocenu znane są liczne miejsca z solanką pochodzącą z piaskowców karbońskich.

Poziom gipsowy nie jest jednolity; dzielą go iły, nawet piaski. W takich przewarstwieniach są szczątki fauny i flory. W Krywałdzie występują ryby i masowo ślimaki *Spirialis*; znaleziono także odciski dużego kraba. W Dzierżysławiu i kilku innych miejscowościach, w warstwach stropowych, spotykana jest flora ciepłolubna. Z Czernicy i Bełżnicy koło Pszowa i w okolicy Opawy znane są ryby. Dotychczas nie opracowano należycie tej fauny i flory, zatem nie umocniono stanowiska wiekowego tych gipsów.

Brzeżne wykształcenie gipsów znane jest też w wielu miejscach okolic Krakowa i Miechowa. W osiowej partii zapadliska przedkarpackiego sole, anhydryty i gipsy w iłach głębszego morza biorą udział w fałdach brzegu Karpat w Wieliczce, Bochni, w Kłaju natomiast leżą poziomo. Złoża soli wg G. Bukowskiego (1932) występuje w spągu i stropie iłów solnych zwanych chodenickimi, które, zgodnie z dawniejszymi poglądami, uważa ten autor za helweckie. J. Czarnocki (1935) i K. Kowalewski (1927), w przeciwieństwie do W. Friedberga, nie widzą w gipsach stałego poziomu. K. Kowalewski (1957) opiera się przy tym na mieszanej faunie przegrzebków w iłach gipsowych [*Chlamys scissa* (F a v r e), *Ch. galiciana* (F a v r e) i *Ch. neumayri* Hilb.], które świadczą o przejściowym charakterze gipsów. Niemniej nie da się zaprzeczyć wartości stratygraficznej gipsów i będą one spełniać rolę graniczną. Z zagadnieniem wieku tych utworów wiąże się sprawa ilości poziomów osadów chemicznych w Polsce. Punktem wyjściowym do powyższych rozważań były złoża solno-

gipsowe w Wieliczce, Bochni, Kałuszu, Żorach. Geologowie starsi na ogół zgodnie uznawali jednolitość osadów chemicznych. Od czasów W. Friedberga, który w Wieliczce wyróżnił najpierw dolny oddział, warstwowy, jako helwet, górny, bryłowy, jako torton, zaczyna się dążenie do ściślejszego określenia wieku. Na podstawie fauny W. Friedberg (1933) i K. Kowalewski (1935) uznają osady Wieliczki za tortońskie. Dalej idące wnioski doprowadziły do określenia Wieliczki jako serii kilku poziomów przypadających na torton dolny i górny (K. Kowalewski, 1957). Kwestia ilości poziomów osadów chemicznych była głębiej rozważana przez J. Nowaka (1938), który uznawał tylko jeden poziom gipsowo-solny wieku tortońskiego. T. Chlebowski (1947), na podstawie przewodnich margli globigerinowych towarzyszących osadom chemicznym, wyróżnia dwa poziomy chemiczne. Towar natomiast wiercenia (Kłaj, okolice Dębicy, Tarnowa, Pilzna) a także badania mikrofaunistyczne (Z. Kirchner, 1956) wykazują tylko jeden poziom. Sprawę w dużej mierze komplikują zawile stosunki tektoniczne w Wieliczce, gdzie prawdopodobnie należy wydzielić poziom nadlitotamniowy, erwiliowy i gipsowo-solny. W ostatnim widzimy utwory niższe, sfaldowane, i wyższe, poziomo leżące, swoszowickie. Z tym ostatnim znowu wiążemy wszelkie grubokrystaliczne gipsy typu brzeżnego.

Jeśli skłonimy się do poglądu J. Nowaka i uznamy jeden poziom regresywny, musimy w jego obrębie wydzielać bezwzględnie starsze utwory z solami i gipsami oraz młodsze z gipsami grubokrystalicznymi.

TORTON ŚRODKOWY (GRABOW) seria nadgipsowa

Seria nadgipsowa na Górnym Śląsku wykształcona jest w postaci łań z rzadkimi przewarstwieniami margli, wapieni, piaskowców i tufitów. Grubość ich dochodzi do 100 m. Rzadkie występowanie fauny nie pozwala na podział tego podpiętra na poziomy. Dopiero niedawno (W. Krach, 1954) wyróżniono tu poziom niższy wśród łań osadzonych bliżej brzegów oraz odpowiadające im łań głębokowodne i poziom wyższy występujący w strefie brzeżnej (Gaszowice, W. Krach, 1939). Poziom niższy, z uwagi na podobieństwo przegrzebków z okolic Lwowa, nazwano kajzerwaldzkim, wyższy zaś, piaszczysto-ilasty, ze względu na zgodność facji i fauny z warstwami bogucickimi, nazwany został poziomem bogucickim.

W Dzierżysławiu w nadgipsowych marglach i wapieniach konkrecyjnych oraz w łań występuje uboga fauna: *Pecten besseri* Andrż., (F. Roemer błędnie podaje *P. latissimus* Lam.), *Corbula gibba* Oliv., *Natica helicina* Brocc., *Nucula nucleus* L., *Leda fragilis* Chemn., *Alvania oceani* d'Orb., *Spirialis* sp., *Spatangidae* (W. Krach, 1954).

W Gliwicach Starych (W. Krach, 1954) w nadgipsowych łań występuje bogata makrofauna złożona z przeszło 100 gatunków mięczaków z częstymi przegrzebkami: *Chlamys elegans* (Andrż.), *Ch. scissa* (Favre) var. *wulkae* (Hilb.), *Ch. scissa* var. *richthofeni* (Hilb.), *Ch. scissa* var. *wolffi* (Hilb.), *Ch. scissa* var. *kneri* (Hilb.), *Pecten besseri* (Andrż.). Znamienną cechą tego zespołu jest brak charakterystycznych gładkich przegrzebków *Chlamys galiciana* (Favre) i drobnożeber-

kowanych *Ch. neumayri* (Hilb.), występujących w innych okolicach Polski. Całokształt fauny jest bardzo zbliżony do fauny Wieliczki, co dowodzi pokrewieństwa facji i stosunkowo niewielkiej czasowej różnicy obu środowisk.

W strefie otwartego basenu poziom gipsowy przechodzi bez przerwy w ility nadgipsowe. O stosunkach głębokościowych, zasolenia itp. wnioskujemy z zespołu faun bentonicznych, jak *Nucula*, *Leda*, *Lutetia*, *Macomma*, *Cuspidaria* obok nielicznych ślimaków i jeżowców (*Schizaster*). Plankton stanowi tu bardzo obfite nagromadzenie *Spirialis* i otwornic *Globigerina*. Przewodnią formą jest *Ch. elyni* (Żiszcz.), zastępująca tu *Ch. galiciana* (Favre). Podobny zespół znaleziono w Wilczy koło Rybnika (W. Krach, 1939).

W Krywałdzie występują w tym poziomie także wkładki tufitów. Są one liczne, lecz cienkie; czasem tworzą gniazda. Porównanie ich z innymi tufitami, np. w ility chodenickich okolicy Bochni czy też w Mielcu, jest trudne ze względu na różne miąższości, skład petrograficzny i pozycję w profilach.

W obszarze krakowskim torton środkowy notowany był w kilku miejscach w obrębie brzegu Karpat (okolice Wadowic). Przeważnie leży on niezgodnie w stosunku do opolu lub przekraczając na fliszu Karpat. W postaci zlepieńcowo-piaszczystej i ilastej znany jest z okolic Wadowic w Bacharowicach, Marcyporębie, Benczynie (M. Książkiewicz, 1932). Na podstawie nielicznej fauny, określonej przez W. Friedberga, utwory te zostały porównane z Bogucicami, tj. miejscowością znaną z bogatej fauny w facji piaszczystej (S. Liszka, 1933).

Poziom bogucicki rozwinięty jest tu w postaci piaskowców, piasków i zlepieńców z fauną dość zniszczoną. W spagu występują ility. Bogaty zespół mięczaków zawiera m. in. także przegrzebki *Chlamys elegans* (Andrz.), *Ch. cf. scissa* (Favre), *Ch. lilli* (Pusch), *Ch. gloria maris* (Dub). Bogucice i Grabowiec to punkty wyjścia do rozważań stratygraficznych J. Nowaka, który mimo fauny dolnotortońskiej, wykazał odrębność tych warstw zwanych grabowieckimi. Nazwa poziomu pochodzi od miejscowości Grabowiec koło Bochni, gdzie występuje ten poziom w facji ilastej (K. Kowalewski, 1937). W ility nad Rabą spotyka się bogatą faunę o cechach dolnotortońskich z przegrzebkami *Ch. elegans* (Andrz.) i *Pecten besseri* Andrz.

W literaturze panują różne poglądy dotyczące wieku utworów grabowieckich i bogucickich. Z jednej strony uważano warstwy grabowieckie za odpowiednik warstw bogucickich, bądź też (J. Czarnocki, 1935; K. Kowalewski, 1957) zaliczano je do bułłowu wbrew faunie. K. Kowalewski, (1957) zaś widzi w nich odpowiednik warstw chodenickich, a tym samym warstw solonośnych. Autor ten osobno wydziela warstwy bogucickie i określa je ostatnio (1957) jako poziom nadlitotamniowy.

Na wschód od Bochni, w tzw. zatoce Gdowa, i dalej ku wschodowi po Tarnów, warstwy grabowiecko-bogucickie i chodenickie poziomu solnego są wg F. Mityury (1954) litologicznie do siebie zbliżone jako ility łupkowe i piaski z otoczkami.

Niezgodne ułożenie tych warstw na warstwach chodenickich, poza okolicami Wieliczki, dobrze zaznacza się w brzegu Dunajca. Warstwy grabowieckie przylegają od północy do siodła zbudowanego z ility cho-

denickich i wyrażone są tu jako ily z otoczkami fliszu i bogatą fauną (Zgłobice). Wśród mięczaków są przegrzebki *Pecten besseri* Andr. z. i *Chlamys elegans* (Andr. z.) (W. Friedberg, 1906). Od strony południowej ily grabowieckie, leżące stromo w dnie rzeki Dunajca, są przewarstwione piaskami wapnistymi z detritusem litotamniowym oraz bogatą, nieco obtoczoną, fauną mięczaków (Błonie). W wyższej pozycji odsłania się gruboziarnisty piaskowiec wapnisty wypełniony źle zachowaną fauną przypominającą zespół z Bogucic (Szczepanowice).

Morze środkowo-tortońskie pozostawiło znaczne osady także daleko w głębi Karpat, wdzierając się tam wąskimi zatokami. Niektóre z tych utworów są zapewne wieku dolnotortońskiego.

Z ważniejszych miejscowości środkowokarpaccich, w których występuje miocen wymieniłem należy Niskową koło Nowego Sącza. W wysładżającej zatoce złożone zostały najpierw ily bez fauny, z lignitem, wyżej piaski silniej wysłodzone z fauną ceritiową zbliżoną do sarmackiej. K. Skoczylasówna (1930) określiła wiek utworów Niskowej jako prasarmat. W. Friedberg zaś (1951) widzi tu tylko przejaw facji brakicznej wieku dolnotortońskiego. Możliwe że ily brakiczne odpowiadają dolnotortońskim, wyższe zaś piaski — tortonowi środkowemu, którego jeszcze W. Friedberg nie wyróżniał w swym buhłowie (tortonie górnym). W obrębie zapadliska przedkarpacciego, tam gdzie występują gipsy, wyżej leżą ily łupkowe, które rozpoczynają serię krakowiecką, nieraz bardzo grubą, dochodzącą do 2000 m (okolice Dębicy). W spągu tej serii występują spirialisy i czasem przegrzebki [*Ch. scissa* (Favre) z odmianami i *Ch. elyni* (Z i s z c z.)].

Rozpoznanie tego poziomu w obrębie warstw nadgipsowych okolic Krakowa jest utrudnione, ponieważ ily nadgipsowe rzadko tylko mają faunę i trudne są do odróżnienia od tzw. iłów otwornicowych, które częściowo odpowiadają serii gipsowej tortonu dolnego (warstwy chodeńskie).

TORTON GÓRNY (BUHŁOW)

Istnienie tego podpiętra stwierdzone zostało niedawno na Górnym Śląsku (W. Krach, 1954) w Gliwicach Starych. Na iłach morskich środkowo-tortońskich leży, bez wyraźnej przerwy, pokład iłów wypełnionych małżami *Syndesmya alba?*, *Cardium papillosum*, *Lutetia nitida* i innymi. Ponadto zjawiają się tu rzadkie jeszcze szczątki flory. W stropowych iłach, w miarę ubytku form morskich lub brakicznych, masowo zjawiają się rośliny lądowe i pnie drzew nie tworzących pokładów lignitu. Utwory te można uważać za odpowiednik buhłowu, które ze względu na położenie stratygraficzne i brakiczną faunę niestety nie zupełnie odpowiadają piaskom buhłowskiemu Wołynia, prawdopodobnie z powodu różnej facji. Bogata flora stąd zebrana, której opracowanie jest w toku, może rzucić pewne światło na klimat tego okresu. Stropowe ily z florą należy wiązać z iłami i piaskami pstryimi z węglem brunatnym i rudą żelaza (formacja lignitowa R. Michaela, 1913), szeroko rozmieszczoną na Dolnym i Górnym Śląsku (Klein-Althammer, Lorenzdorf, Kieferstädtel). Seria ta osiąga miąższość około 100 m. Wiek tej formacji jest różnie inter-

pretowany (sarmat, pliocen), możliwe że jest to jeszcze bułłow lub sarmat dolny.

Poza Gliwicami Starymi bułłow stwierdzono w zapadlisku przedkarpackim dopiero na wschód od Krakowa, mianowicie w spągowej części ilów krakowieckich i to w strefie nieco oddalonej od brzegu. Są to warstwy syndesmyowe zaliczane przez J. Czarnockiego (1935) do niższego poziomu tortonu górnego (poziom podolski), obecnie przez K. Kowalewskiego (1957) — do dolnego sarmatu. W strefie osiowej zapadliska przedkarpackiego warstwy syndesmyowe wg K. Kowalewskiego rozpraszają się. Osady są ubogie w mieszaną faunę tortońsko-sarmacką.

PALEO GEOGRAFIA TRZECIORZĘDU ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEGO I NAWIĄZANIE JEJ DO TERENÓW WSCHODNICH

Nie znamy dróg ani kierunków najstarszej transgresji trzeciorzędowej na Śląsku. Mały strzęp utworów wypełniających nieckę w okolicy Zor, rozpoznanych jako oligocen, mógł wiązać się z zalewem morza fliszowego Karpat. Mniejsze były możliwości jego połączenia z oligoceniem środkowo-polskim czy słowackim. W długim okresie dolnego miocenu panował ląd. Możliwe że równocześnie na wschodzie Karpat morze fliszowe, jak przypuszczają niektórzy, przeszło w miocieńskie.

Na zachodzie ląd zbudowany przeważnie ze skał karbońskich i mezozoicznych zostaje bogato urzeźbiony czynnikami tektonicznymi i erozyjnymi.

Nowa transgresja morska helwecka na teren zachodniej Polski przychodzi od południowego zachodu, od Moraw, pradoliną Odry (W. Friedberg, 1911—1912). Dziś mierzona zatoka ówczesnego morza zajmuje około 30 km szerokości. Od południa i wschodu wyłonił się masyw Karpat, od zachodu Sudety ze swym karbońskim przedpołem. Na północ morze sięga do ujścia rzeki Kłodnicy, na wschód, poprzez okolice Wadowic, przypuszczalnie aż poza Bochnię. Najstarsze molasowe utwory (zlepieńce dębowieckie) wskazują na intensywne ruchy wznoszące Karpat (otoczaki karbonu i fliszu) i składanie ich w depresji przedpoła (Dębowiec, Andrychów). Można by szukać analogii tych utworów do molasy wschodnich Karpat (zlepieńce truskawieckie, dobrotowskie), zawierającej jednak materiał pozakarpcki (A. E. Michajłow, 1950). Wyższe warstwy dębowieckie, piaszczyste i ilaste, wskazują na uspokojenie i pogłębienie zalewu.

Problem ograniczonego występowania oligocenu oraz helwetu na południu Polski można wytłumaczyć jedynie zniszczeniem osadów przez transgresję tortońską. J. Nowak (1947) przypuszcza wprawdzie, że helwet występuje w całym zapadlisku przedkarpackim, lecz wyniki wierceń dotychczasowych przeczą temu.

Z początkiem tortonu morze zalewa większe tereny Górnego Śląska i obszaru krakowskiego, wypełnia małe zatoki w stronie północnej (np. krzeszowicka, działoszyccka), oblewa Góry Świętokrzyskie i obszar lubelski, wypełnia część zapadliska przedkarpackiego. Ponadto w zapadlisku tym ciągnie się równolegle do Karpat mielizna czy też wyspa (brak starszych poziomów w otworach). Na obszarze Górnego Śląska tworzą się

monotonne ilaste i piaszczyste utwory, przewarstwione w strefie brzeżnej lub płytszej facją wapieni litotamniowych lub utworami brakicznymi i słodkowodnymi. W zapadlisku przedkarpackim spłylenie podkreślone jest tylko piaszczystością w poziomie litotamniowym. Większa różnorodność facji charakteryzuje okolice Krakowa, gdzie w zatokach przeważają wapień litawskie i piaski heterosteg'nowe. Ożywiona działalność oscylujących wód zaznacza się w poziomie nadlitotamniowym glaukonitowymi ilami, piaskami, często niezgodnie leżącymi na osadach starszych. Rysem charakterystycznym basenu śląsko-krakowskiego jest pewna odrębność zespołów przegrzebkowych w poziomie nadlitotamniowym w porównaniu z obszarami wschodnimi, podkreślona brakiem grupy *Chlamys scissa*. Naturalną przeszkodą było zwięzienie cieśniny morskiej pod Krakowem.

W kolejnym okresie przed wysychaniem wód i wytrąceniem osadów chemicznych zachodzi w przybrzeżnej strefie basenu krótki okres masowego pojawiania się pektenów *Chlamys lilli* (Pusch) i *Ch. wolfi* (Hilb.), które żyły też w poziomie niższym. Nie wiemy, czy zjawisko to tłumaczyć należy koncentracją soli, czy też poczynającym się wysłodzeniem prowadzącym do pojawiania się licznych form brakicznych warstwy erwiliowej. Z dala od brzegów, gdzie nie docierały wody słodkie, profile pobawione są warstwy erwiliowej, która jest ważnym wskaźnikiem istnienia połączeń basenu śląskiego i krakowskiego. Poprzez okolice Miechowa baseny te łączą się z obszarem świętokrzyskim, lubelskim i Podolem, gdzie warstwa erwiliowa jest najlepiej rozwinięta.

Ruchy Karpat powodują wreszcie zwięzienie i częściowe oddzielenie basenu dolnotortońskiego od dopływów morskich. W klimacie ciepłym, suchym, w wysychających bagnach rozmieszczonych łańcuchowo wzdłuż Karpat tworzą się w głębszych partiach lagun sole, anhydryty i gipsy (Żory, Wieliczka, Bochnia, Kłaj). Grube pokłady osadów chemicznych i ilów są dowodem stałych ruchów obniżających dno. W brzeżnych partiach równocześnie tworzą się gipsy grubokrystaliczne z przewagą miódłowych (Dzierżysław, Czernica, Pszów, okolice Krakowa, zatoka działoszycka i inne). Do tych osadów czysto morskich dołączają się naniesione z lądów elementy fauny i flory lądowej.

Z poziomem gipsowym wiążą się tufity, które powinny wskazywać na wspólny wiek różnych utworów. Trzeba przyznać, że różnorodność warstw tufitowych spotykanych raz w poziomie gipsowym (w warstwach chodenickich zatoki Gdowa w Krywałdzie), innym razem ponad gipsami (Mielec, Krywałd), utrudnia wyciągnięcie wniosków na temat wieku.

W tortonie środkowym wznowione ruchy Karpat fałdują część osadów miocennych wraz z fliszem i powodują nową transgresję morską skierowaną tym razem na wschód. Na zachodzie Polski utrzymuje się wtedy zalew i połączenie z obszarem Moraw. Na Górnym Śląsku tworzą się znowu ily typu głębszego i płytszego. Woda jest jeszcze silnie zasolona, na co wskazuje masowe pojawienie się ślimaków *Spirialis*, gładkich pektenów *Chlamys elyni* (Żiszcz.) i całego zespołu mięczaków (Krywałd). Przy brzegach zespoły charakteryzują się odmiennym składem i licznymi pektenami zeberkowanymi (poziom kajzerwaldzki). Spłylenia basenu z końcem tortonu środkowego wyrażają się spiaszczeniem ilów i nawrotem stosunków faunistycznych do typu dolnotortońskiego. Po-

dobny charakter mają osady tego wieku na fliszu Karpat, przy czym jednak natrafia się na fację silnie piaszczystą (Bogucice, Szczepanowice, Błonie) uważaną przez J. Nowaka (1938) za deltę. W zatokach na północ od Krakowa poziomu tego brak (zatoka miechowska) albo jest rozwinięta przeważnie w facji ilów łupkowych serii krakowieckiej (K. Kowalewski, 1927). W pobliżu brzegów występuje w nich fauna żeberkowanych przeźrebków znikających na obszarze zapadliska przedkarpackiego.

W buhłowie połączenie basenu zachodniego i wschodniego przerywa się prawie zupełnie. Zalew przesuwają się na wschód. Jedyne świadectwem istnienia słabego połączenia jest stwierdzenie w Gliwicach Starych warstwy syndesmyowej należącej wg K. Kowalewskiego do sarmatu dolnego. Morze ustępuje z obszaru Górnego Śląska i krakowskiego. Na wynurzoną lądzie, w licznych zbiornikach wysładzających się, gromadzi się osady ilaste z florą lądową i wodną, mięczakami słodkowodnymi, kośćmi kręgowców. Podpiętro to na wschód i północ od Krakowa występuje właściwie już w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i na terenie zapadliska przedkarpackiego. W zapadlisku tym osadzają się bez przerwy, od początku tortonu środkowego, iły krakowieckie. Z powodu nielicznej fauny i z braku przerw sedimentacyjnych nie można odróżnić tortonu środkowego od górnego. Najczęstszym elementem fauny jest tu *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw., *Syndesmya scythica* Sok., *Potamides pictus* (Bast.), *P. pictus* var. *mitralis* (Eichw.), *Bittium deforme* (Eichw.). Rzadka fauna ma charakter mieszany. K. Kowalewski (1957) uważa, że wszystkie gatunki tortońskie w ilach krakowieckich są na złożu drugorzędny i, począwszy od warstwy syndesmyowej, iły krakowieckie należą do sarmatu.

W zestawieniu zarysu paleogeografii miocenu Polski zachodniej podkreślić należy następujące momenty:

- 1) długotrwały okres lądowy w miocenie dolnym;
- 2) bogatą rzeźbę przyszedłego dna basenu;
- 3) transgresję helweckiego morza od Moraw i izolację (erozyjną?) osadów w zapadlisku przedkarpackim;
- 4) transgresję i oscylacje morza w dolnym tortonie zakończone wielką regresją z końcem tortonu dolnego;
- 5) transgresję w tortonie środkowym zwolna przesuwaną się na wschód;
- 6) zwięźnienie a później przerwanie połączenia basenu zachodniego i wschodniego w tortonie górnym;
- 7) rozbitcie basenu na zbiorowisko jezior wysładzających górnego tortonu — sarmatu;
- 8) harmonijną współzależność zespołów fauny ze zjawiskami dynamicznymi.

Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna PAN
w Krakowie

Nadesłano dnia 7 października 1957 r.

PIŚMIENICTWO

- ANDREAE A. (1902) — Zweiter Beitrag zur Binnenconchylienfauna des Miocäns von Oppeln in Schlesien. Mitt. aus der Roemer. Museum in Hildesheim. Nr 18, S. 1—31. Hildesheim.
- BOLEWSKI A. (1935) — Sprawozdanie z badań złoza siarki w Posądyzy wykonanych w 1934 r. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol. 38, nr 35, str. 54—55. Warszawa.
- BUKOWSKI G. (1932) — Objasnienia szczególowej mapy geologicznej strefy podkarpackiej w okolicach Bochni. Spraw. Państw. Inst. Geol. 7, z. 2, str. 227—256. Warszawa.
- CHLEBOWSKI T. (1947) — Sposzczerzenia geologiczne z okolic Kałusza i Bochni. Biul. Inst. Geol. 29, str. 1—36. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1932) — Helwet i węgiel brunatny tegoż wieku w okolicy Korytnicy i Chomentowa. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol. nr 32, str. 16—19. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1933) — Helwet w okolicy Krakowa. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol. nr 35, str. 12—14. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1935) — O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. Spraw. Państw. Inst. Geol. 8, z. 2, str. 89—207. Warszawa.
- EBERT Th. (1895) — Die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschlesischen Steinkohlengebiet. Abh. d. königl. preuss. Geol. L.-A. 31. H. 19. Berlin.
- FRIEDBERG W. (1906—1908) — Młodszy miocen Galicji Zachodniej i jego fauna. Spraw. Kom. Fizj. Akad. Umiej. cz. 1. 40, str. 13—49; cz. 2, 41, str. 3—60. Kraków.
- FRIEDBERG W. (1911—1912) — Utwory miocenijskie Europy i próby podziału tych utworów Polski. Kosmos. cz. 1, 36, str. 23—75; cz. 2, 37, str. 311—367. Lwów.
- FRIEDBERG W. (1931) — Uwagi nad nowszymi próbami podziału naszego miocenu. Roczn. Pol. Tow. Geol. 7, str. 291—314. Kraków.
- FRIEDBERG W. (1933—1947) — Przyczyunki do znajomości miocenu Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol., cz. 1, 9, str. 3—8; cz. 2, 12, str. 3—36; cz. 3, 17, str. 66—105. Kraków.
- GANS O. (1936) — Das Miocän des Jakovlec bei Mähr-Ostrau und dessen Bedeutung für die Stratigraphie des schlesischen Miocäns. Geol.-Pal. Inst. d. d. Univ. in Prag, „Firgenwald“. Reichenberg.
- GOŁĄB J. (1932) — Przyczyunki do znajomości geologii okolic Niechobrza. Roczn. Pol. Tow. Geol., 8, z. 1, str. 18—41. Kraków.
- KIRCHNER Z. (1956) — Stratygrafia miocenu przedgórz Karpat Środkowych na podstawie mikrofauny. Acta Geol. Pol. 6, No 4, str. 421—449. Warszawa.
- KITTL E. (1887) — Die Miocänablagerungen des Ostrau-Karwiner Steinkohlenrevieres und deren Faunen. Ann. d. k. k. Nat.-hist. Hofmuseums. 2, S. 217—282. Wien.
- КОПОВИЧ И. А. (1954) — Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Ч. 1. Пластинчатожаберные; 4. 2. Брюхоногие. Ленинград.
- KOWALEWSKI K. (1927) — Wyniki badań nad utworami trzeciorzędowymi południowo-wschodniej części arkusza Pińczów. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol. nr 17, str. 22—26. Warszawa.

- KOWALEWSKI K. (1935) — W sprawie wieku i fauny formacji solnej Wieliczki. Spraw. Państw. Inst. Geol. 8, z. 2, str. 207—222. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1937) — Nowe dane o wieku i faunie warstw grabowieckich w okolicy Bochni. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol. 48, str. 33—38. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1957) — Uzupełnienia i nowe dane dotyczące podziału miocenu w Polsce. Prz. Geol., nr 1, str. 1—11; nr 2, str. 49—54. Warszawa.
- KRACH W. (1936) — Miocen z okolic Książa Wielkiego. Roczn. Pol. Tow. Geol. 12, str. 117—133. Kraków.
- KRACH W. (1939) — Badania nad mioceniem śląsko-krakowskim. Pol. Akad. Umiej., Pr. Geol. 7, str. 29—50. Kraków.
- KRACH W. (1947) — Miocen okolic Miechowa. Biul. Inst. Geol. 43, Warszawa.
- KRACH W. (1954a) — Charakterystyka faunistyczna miocenu wsi Makoszowy na Górnym Śląsku. Biul. Inst. Geol. 71, str. 119—129. Warszawa.
- KRACH W. (1954b) — Nowy profil i fauna miocenu z Gliwic Starych na Górnym Śląsku. Biul. Inst. Geol. 71, str. 171—176. Warszawa.
- KRACH W. (1956a) — Materiały do znajomości miocenu Polski. cz. 1. Roczn. Pol. Tow. Geol. 25, z. 2, str. 105—114. Kraków.
- KRACH W. (1956b) — Analiza faunistyczna profilu miocenijskiego w Krywałdzie na Górnym Śląsku. Biul. Inst. Geol. 107, str. 123—144. Warszawa.
- KRACH W., KSIĄŻKIEWICZ M. (1950) — Dolny torton w Benczynie koło Wadowic. Roczn. Pol. Tow. Geol. 18, str. 273—291. Kraków.
- KRACH W., NOWAK W. (1956) — Miocen okolic Andrychowa. Roczn. Pol. Tow. Geol. 25, z. 1, str. 9—54. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1932) — Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedgórze. Roczn. Pol. Tow. Geol. 8, z. 1, str. 49—91. Kraków.
- LISZKA S. (1933) — Fauna piasków bogucickich w okolicy Wieliczki. Roczn. Pol. Tow. Geol. 9, str. 184—196. Kraków.
- ŁOMNICKI M. (1893) — Atlas Geologiczny Galicji. Kom. Fizj. Pol. Akad. Umiej., cz. 2, z. 10, Kraków.
- ŁOMNICKI M. (1902) — Materiały do miocenijskiego utworu słodkowodnego w okolicy Krakowa. Kosmos, 27, str. 227—237. Lwów.
- MICHAEL R. (1907) — Über das Alter der in den Tiefbohrungen von Lorenzdorf in Schlesien und Przeciszów in Galizien aufgeschlossenen Tertiärschichten. Jb. d. k. preuss. geol. L.-A. 28, H. 2, S. 207—218. Berlin.
- MICHAEL R. (1913) — Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Jb. d. k. preuss. geol. L.-A. Monatsber. I. 34, H. 2, S. 341—382. Berlin.
- МИХАЙЛОВ А. Е. (1950) — Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба. Бюлл. М. Общ. Испыт. Прир. От. Геол. 26, стр. 1—34. Москва.
- MITURA F., MOSKAŁA-MARTINI Z. (1954) — Tymczasowe sprawozdanie z badań geologicznych na przedgórzu Karpat w rejonie Brzesko-Wojnicz w latach 1952—53, na arkuszu Bochnia. Z badań niektórych surowców mineralnych. Biul. Państw. Inst. Geol. (b. nr). str. 25—33. Warszawa.
- NOWAK J. (1938) — Dniestr a gipsy tortońskie. Roczn. Pol. Tow. Geol. 14, str. 155—194. Kraków.
- NOWAK J. (1947) — Miocen północnej krawędzi Karpat. Roczn. Pol. Tow. Geol. 17, str. 1—32. Kraków.

- OPPENHEIM P. (1907) — Über das Miocen von Oberschlesien. Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. H. 2, S. 43—54. Berlin.
- OPPL E. (1934) — Mikropaleontologische Untersuchung des Salzbohrloches S. 2. bei Troppau. Verh. d. nat. Ver. Brünn. 65. Brünn.
- QUASS A. (1906) — Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung Lorendorf bei Kujow (Oberschlesien) und über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung von Przeciszów östlich Oświęcim (Westgalizien). Jb. d. k. preuss. Geol. L.-A., 27, H. 2. S. 189—198. Berlin.
- ROEMER F. (1870) — Die Geologie von Oberschlesien. Breslau.
- SAMSONOWICZ J. (1934) — Objaśnienie do arkusza Opatów. Państw. Inst. Geol. Ogólna mapa geologiczna Polski 1:100 000. Warszawa.
- SKOCZYLASÓWNA K. (1930) — Przyczynek do znajomości miocenu kotliny sądeckiej. Roczn. Pol. Tow. Geol. 6, str. 50—72. Kraków.
- TEISSEYRE W. (1900) — Atlas Geologiczny Galicyi. Kom. Fizj. Pol. Akad. Umiej., z. 8. Kraków.
- TOŁWIŃSKI K. (1950) — Brzeg Karpat. Acta Geol. Pol. 1, No 1, str. 12. Warszawa.
- VASIČEK M. (1951) — Současný stav microbiostratigrafického výzkumu miocenních sedimentů ve vněkarpatské neogenní panví na Moravě. Sborn. Ú. Ú. G. Odd., pal. 18, str. 149—124. Praha.
- ЖИЖЧЕНКО Б. П. (1953) — *Pectinidae* миоцена Черновицкого района. Востр. Геол. и Геог. нефти и газа. Москва — Ленинград.

Wilhelm KRACH

STRATIGRAPHY OF THE MIOCENE IN THE UPPER ODER AND UPPER VISTULA BASINS, AND ITS CORELATION WITH THE EASTERN AREA OF POLAND

S u m m a r y

The silesian-cracovian Miocene which from the west is connected with Moravia by means of a narrow belt, and from the east by a similar narrowed passage with the area of Święty Krzyż and Małopolska, has been developed in various facies, with a preponderance of a shallow sea facies. In the west (in Silesia) and south (on the Sub-Carpathian area) there predominate marine clays, while in the north — marine sands and limestones. There also are found brackish clays with lignite, and fresh-water limestones.

In the present paper the author has adopted the well known stratigraphical division proposed by W. Friedberg (1931), but to some extent altered by J. Nowak (1938, 1947). The main issue is here the determination of the boundary between the Lower Tortonian and the Middle or Upper Tortonian; this boundary these authors assign to the gypsum or lithotamnian horizon. The attached table of stratigraphical division takes into account sub-stages and horizons. A more detailed

division into horizons, based on facies and fauna, was possible solely within the range of shallow littoral deposits. In Silesia, this type of deposits comprises but a small percentage compared with sediments of the more open sea, where in the monotonous facies of clays the fauna is monotonous too and little variable; due to this, its subdivision is more difficult.

Oligocene (Miocene?)

In Silesia, the oldest Tertiary deposits are red marls, variegated clays and limestones with *Pecten* cf. *semicingulatus* (R. Michael, 1913), and finally shales with *Meletta* which, however, occur solely in the region of Żory, underneath a series of saliferous clays. Commonly they are assigned to the Oligocene, yet there is also a chance of their belonging to the Miocene.

Miocene

Helvetian

To the oldest Miocene sediments are assigned the powerful and well developed series of conglomerates, sandstones and shales without fauna, which occur underneath the overthrusted Flysch at Dębowiec, in the Silesia Cieszyn. The top of these deposits which represent a transition of clays from a transgressive to a tranquil stage, might be correlated with the argillaceous sediments of Dziedzice and coalmine Brzeszcze which both on the basis of their fauna have been assigned to the Upper Helvetian (W. Krach, 1939). Among the macrofauna worthy of note, there are here corals and deep-sea lamellibranchs, *Lima miocaenica* Hoern., *Spondylus gussoni* Costa, *Chlamys crispa* (Brocc.) and others.

In similar clays at Mszana has been found the nautilus *Aturia aturi* Bast., which in the Helvetian of Moravia appears in the Schlier facies. Analogous sediments occur in the vicinity of Andrychów in a similar tectonic position.

In its majority, the facies consists here of shaly clays with fauna of the Helvetian or of the boundary zone of the Lower Tortonian (W. Krach, W. Nowak, 1956). Of more important species there appear here *Cryptodon sinuosus* (Don.), *C. subangulatus* (R. Hoern.), *Leda nitida* (Brocc.), *Amussium denudatum* (Reuss), *A. felsineum* (For.), *Vaginella austriaca* Kittl and *V. depressa* Kittl, *Balantium fallauxi* Kittl.

Lower Tortonian (Opolian). Sub-lithotamnian horizon — sub-gypsum series

In the major part of the argillaceous sediments of Upper Silesia the gypsum and salt deposits constitute the basis of division. In this manner the sub-gypsum and the super-gypsum series have been distinguished. At present, a bore-hole at Czechowice near Gliwice made possible the division of the Lower Tortonian into the sub-lithotamnian, lithotamnian and supra-lithotamnian horizons. Where the lithotamnians are absent, the distinguishing of horizons is made difficult. In Czechowice, the sub-lithotamnian horizon is characterized by the *Pectens*: *Chlamys koheni* (Fuchs), *Ch. trigonocosta* (Hilb.), *Amussium denudatum* (Reuss), *A. cristatum* (Bronn), and others.

A similar association features the supra-lithotamnian horizon, with the addition of group *Chlamys scissa* (Favre). Analogous conditions exist at Biskupice where the clays are twice interbedded by limestones (F. Roemer, 1870). A correlation to this horizon might be the sub-gypsum clays at Makoszów, Krywałd, Imielin.

Further divisions of the Tortonian refer to the region of Miechów and the area of the Święty Krzyż Mountains where, underneath the lithotamnians, marls appear containing similar pectens. In the Upper Silesian associations there occur some old-Helvetian or endemic elements. Their presence in the Tortonian of Upper Silesia suggests that here the Helvetian is not distinctly separated from the Tortonian and that the Tortonian transgression comprised relict elements not met with in other regions of Poland.

Sub-gypsum brackish and fresh-water facies of the Lower Tortonian

As to their age, facies of this type dividing a monotonous series of clays, can be accurately determined but exceptionally. Best known in literature are breccias of the Tortonian containing vertebrates in Karst funnels, and limestones with terrestrial gastropods, near Opole; the age of the latter has been discussed within wide limits (Upper and Lower Miocene). Most recently these sediments are being assigned to the Lower Tortonian. At the bottom of a bore-hole in Libiąż (W. Krach, 1939), brackish clays with fauna have been identified. In intercalations of the lignites there is contained a terrestrial and fresh-water fauna. Higher up there appear white fresh-water limestones with gastropods and remains of vertebrates.

Earlier already, brackish sediments have been known in Lorenzdorf near Kujów in Upper Silesia, and in Przeciszów (A. Quass, 1907). Their age oscillates between the Helvetian and the Lower Tortonian. In other regions of Poland and in the Ukraine, similar sediments appear partly in the Lower, partly in the Middle Tortonian (Grudna Dolna, W. Friedberg, 1906; Niskowa, K. Skoczylasówna, 1930, and others). In the region of Korytnica and Sandomierz (J. Samsonowicz, 1934), the brown coal clays have been classified as Helvetian (J. Czarnocki, 1932; K. Kowalewski, 1957). The fresh-water clays and limestones of the near vicinity of Cracow which are known for a long time and which were considered to be Helvetian (M. Łomnicki, 1902), are now considered as Lower Tortonian and as correlated to the lithotamnian horizon (W. Krach, 1939).

Lithotamnian horizon on the Lower Tortonian

This horizon is known from but few localities. In the region of Bytom and Głubczyce it is developed most typically, i. e. in the form of limestones with *Pecten latissimus* and other molluscs. At other localities, situated farther from the shores of the then existing basin, these sediments are Leitha or detrital limestones which appear as intercalations in the clays (for instance, Biskupice near Zabrze; F. Roemer, 1870, Czechowice near Gliwice). In such instances the fauna discloses features similar to those of the associations found in the clays. On the area of the Święty Krzyż Mountains, there appear two facies in this horizon, an arenaceous one with *Heterostegina* and a calcareous one with *Pecten latissimus*.

In the region of Cracow and Miechów, only *Heterostegina* sands are known from this horizon (W. Krach, 1947) and oyster limestones without lithotamnians, which latter beds formerly were considered as being Helvetian. These limestones are of the type of a littoral reef, consisting of pebbles of Jurassic and Cretaceous rocks, whereby the majority of fauna lived *in situ* (*Balanus*, *Chlamys*, *Ostrea*). Contemporaneous are also considered to be the clays with *Heterostegina* in Benczyn near Wadowice (W. Krach, M. Książkiewicz, 1950), which furthermore are featured by a plentiful association of gastropods revealing a breathing duct (*Pleurotoma*). Most powerfully developed is the lithotamnian facies in Trzonów near Miechów, and in Pińczów, south of the Święty Krzyż Mountains, and, farther east, in Niechobrz near Rzeszów.

As to the stratigraphical value of this facies which is being considered as a horizon, opinions are at odds. There also has been made an attempt of linking with this horizon the fresh-water limestones of the region of Cracow, Libiąż and other localities (W. Krach, 1939).

Supra-lithotamnian horizon

In the Upper Silesian and in the Cracow regions this horizon can be distinguished but exceptionally in such locations where a *Pectinidae* fauna exists, or where it is possible to determine the sediments in relation to the bottom lithotamnian limestones. In cases where the series of the Lower Tortonian is monotonous, its association of *Pectinidae* is very little different from the association found in the sub-lithotamnian horizon. Characteristic forms are here *Chlamys scissa* Favre and *Amussium denudatum* Reuss. In Upper Silesia these sediments are known from Czechowice only. More frequently do they appear in the region of Cracow and Miechów in the form of clays with the common form of *Ostrea cochlear*.

On the Sub-Carpathian area, the distinguishing of this horizon is made more difficult by the lack of lithotamnians. However, the occurrence there of this horizon is indicated by its fauna associations: for instance, in Wieliczka and Bochnia *Chlamys scissa* (Favre) is replaced by *Ch. lilli* (Pusch).

The transgressive character of this horizon is emphasized by the presence of glauconite and of block of local rocks.

Ervilia horizon

In Upper Silesia this horizon appears solely in Czechowice in the form of a limestone containing a numerous fauna with *Cardium praeobsoletum* M. Lomn., *Modiola hoernesii* Reuss, *Ervilia pussilla* Phil. and other molluscs. There also appears plentifully the *Chlamys lilli* Pusch. In the Cracow region this horizon has been disclosed in the Krzeszowice graben. In place of *Chlamys lilli* Pusch, *Ch. elyni* Zhizh. appears here.

Of wide extent is this horizon in the region of Miechów, in the area of the Święty Krzyż Mountains and in Podolia. Under discussion is at present: the origin of its fauna, i. e. whether it originated due to the sweetening of the water, or due to its excessive salinity, and the number of thin *Ervilia* beds in the Tortonian.

Gypsum horizon

The gypsum series in Upper Silesia attains a thickness of 100 m. It has been developed in the form of clays, gypsum and salts. In the deeper part of the basin, the development of the gypsum differs from the littoral zone where coarse-crystalline gypsum prevails. Gypsum of a similar type occurs at Dzierżysław near Raciborz, and at Czernica and Łabędy; the deep-water type, on the other hand, is found at Krywałd, and at Żory (with salts). The range of this horizon is vast. In the west, it connects up with Moravia, in the south and east it extends along the Carpathians. With this horizon is correlated the occurrence of sulphur and other industrially exploited minerals, and of mineral waters.

The gypsum horizon is not uniform; in this horizon there appear argillaceous intercalations, even arenaceous ones, in which both fauna and flora is being found.

In the region of Cracow and Miechów, gypsum is known from many localities. In the axial part of the Sub-Carpathian depression, salt and gypsum take part

in the folding of the margin of the Carpathians (Wieliczka, Bochnia), while these formations lie unperturbed at Klaj.

The boundary function of the gypsum beds is threatened to fail, due to investigations carried out by K. Kowalewski (1957); according to this author, here already appear *Chlamys galiciana* (Favre) and *Ch. neumayri* (Hilb.), forms which according to W. Friedberg are characteristic for the Upper Tortonian. The discussion continues on the number of horizons in the chemical sediments. J. Nowak (1938) assumes but one horizon — others two or three horizons. Conditions in the region of Cracow suggest two horizons, while the microfauna rather implies but one.

Middle Tortonian (Grabovian) Super-gypsum series

In Upper Silesia this series discloses in its argillaceous facies a thickness of about 100 m. Two horizons of this series: the lower, Kaiserwald, horizon and the upper, Bogucice, horizon have been distinguished in but few localities. Of special interest are the outcrops of this age at Gliwice Stare (W. Krach, 1954), where the marine clays disclose an abundance of macrofauna and microfauna. Of *Pectinidae* characteristic are here *Chlamys elegans* (Andrz.), *Pecten besseri* (Andrz.), *Ch. scissa* var. *vulkae* (Hilb.), *Ch. scissa* var. *wolfi* (Hilb.), *Ch. lilli* (Pusch). In more exposed areas, for instance in Krywałd (W. Krach, 1956), the clays are featured by deep-water lamellibranchs (*Nucula*, *Lutetia*, *Macoma*, *Cuspidaria*) and the echinoids *Schizaster*, and by the planktonic gastropods *Spirialis* (which occur in groups). Of foraminifers commonly appears *Globigerina*. *Pectinidae* are represented exclusively by species *Chlamys elyni* (Zhizh.). The upper, Bogucice, horizon is featured by a marked sand content of the clays and by an ample association of fauna with *Chlamys elegans* (Andrz.), *Ch. multistriata*, and others.

The typical Grabovian is developed in an argillaceous facies on the Carpathian foredeep, in the region of Bochnia on the Raba river (W. Friedberg, 1956), or in an arenaceous facies at Bogucice near Wieliczka (S. Liszka, 1933). In many places these sediments appear as conglomerates and sandstones; this development is being ascribed to the shallowing of the basin, or to a deltaic character, of the rivers which fed the basin (J. Nowak, 1938).

With regard to the salt beds, the Grabovian or Bogucice beds lie unconformably: however, further east this unconformability vanishes.

The most accurately known Grabovian beds appear at Zgłobice on the Dunajec river in the form of clays, sands (Błonie) and conglomerates (Szczepanowice).

Within the range of the Carpathians, there should be assigned to these sediments the upper brackish sands with *Cerithia* fauna at Niskowa (K. Skoczylasówna, 1930). In the Sub-Carpathian foredeep the super-gypsum sediments, called here Krakowiec clays, reach a thickness up to 2000 m. At their bottom they contain *Spirialis*, and at times also *Pectinidae* *Chlamys scissa* (Favre), *Ch. elyni* (Zhizh.), and others.

Upper Tortonian (Buhlovian)

In Upper Silesia and in the Cracow region the Buhlovian has been developed in a different manner than in Volhynia. At Gliwice, the Buhlovian consists of a bed filled with the lamellibranchs *Syndesmya alba?* and *Cardium papillosum* (W. Krach, 1954). From its superimposed beds are derived clays with an abundant flora; these clays might be correlated to the younger brown coal formation which extends widely in Upper Silesia. Hitherto the age of this formation has not been

established (Buhlovian, Sarmatian, Pliocene). In the Sub-Carpathian foredeep the Buhlovian appears in the form of *Syndesmya* beds which have recently been assigned to the Sarmatian by K. Kowalewski.

Palaeogeography

The oldest proved traces of the Tertiary transgression in Upper Silesia have been — tentatively — assigned to the Oligocene. It seems possible, however, that they should be assigned to the Miocene. The Lower Miocene has been a continental phase, during which intense erosion was taking place.

After a transgression during the Middle Miocene (Helvetian), there were left powerful masses of Dębowiec conglomerates. In the east (Western Ukraine) there most probably correspond to these the Truskawiec and Dobrotów conglomerates. The next, Tortonian, transgression should be looked upon as a widening of the Helvetian sea, accompanied in many regions by the destruction of the sediments. This transgression was directed towards the east and resulted in the formation of several gulfs. In the Sub-Carpathian foredeep there are also found very monotonous, argillaceous sediments, although bore-hole samples reveal the presence of sand banks too.

During the period of the lithotamnian horizon we may assume a general shallowing of the sea, and the development of a chain of algae reefs in the littoral zone.

A new deepening of the sea is demonstrated in the supergypsum deposits by the presence of glauconite and of rock fragments from the substratum. Towards the end of this period, there occurs a local sweetening of the water, evidenced along its shore line. Due to this, there were laid down shallow, calcareous-glaucanitic sediments with a brackish fauna, the so-called *Ervilia* horizon.

This is an important index of the connecting up of the individual marine gulfs, especially those of Upper Silesia, with the Święty Krzyż and the Lublin gulfs, by way of a narrow connection in the region of Cracow. Subsequent, intensified movements of the Carpathians brought about a narrowing and, partly, a splitting up of the Lower Tortonian basin into individual smaller basins; in the dry climate the water evaporated and gypsum and salts were deposited.

In the Middle Tortonian, new earth movements cause a folding of the Tortonian beds, including the Carpathian Flysch, and a new transgression occurs, causing certain changes in facies and fauna (pectens). Towards the end of the Grabovian there were repeated the conditions which existed in the shallow Lower Tortonian with its similar faunae.

During the Buhlovian, the sea proceeds further towards the east. Proof of the existence of an insignificant connection between the western and eastern basin are the *Syndesmya* beds at Gliwice Stare.

The sea recedes from the area of Upper Silesia and Cracow. On the emerging land there are formed basins which are gradually losing their salinity, and which contain wood material and a fresh-water fauna (lignite formation). Krakowiec clays continue to predominate in the Sub-Carpathian foredeep. The boundary between Middle and Upper Tortonian is very indistinct. The brackish fauna which existed at the beginning of this period, changes finally, during the Sarmatian, into a distinctly fresh-water basin fauna, represented by genus *Potamides*, *Ervilia*, *Cardium* and others.