

UWAGI O STRATYGRAFII POLSKIEGO TORTONU

ZAGADNIENIE STRATYGRAFII morskich osadów polskiego miocenu było od lat przedmiotem opracowań i dyskusji wielu badaczy. Za podstawowy wskaźnik stratygraficzny uznawane tu były fauny małżów i ślimaków opisywane z różnych miejscowości, z różnych poziomów miocenu.

Dokładniejsze rozpoznanie i opracowanie tej fauny będące w znacznej mierze zasługą W. Friedberga wykazało jednak, że poszczególne gatunki mięczaków i innych makroorganizmów mają w miocenie znaczny zasięg pionowy i zarazem silnie się wiążą z facją, w której najczęściej występują. W związku z tym wyłoniły się trudności w porównywaniu ze sobą jednowiekowych osadów o odmiennym wykształceniu facjalnym, oraz w rozdzieleniu utworów różnowiekowych, wykazujących podobieństwo facjalne. W określeniu wieku posługiwano się zwykle metodą statystyczną (K. Kowalewski — 8,9; W. Krach — 10).

Drugą metodą określania wieku na podstawie fauny była metoda „poziomów przewodnich”. I tak A. Łomnicki (11) przypisywał duże znaczenie stratygraficzne warstwy erwilowej występującej na Podolu w stropie warstw przegrzebkowych górnych. Warstwę tę uznał on za granicę między dolnym a górnym tortonem.

Taki sam pogląd reprezentował J. Czarnocki (2,3), określając tę charakterystyczną warstwę jako modiolowo-erwilową od masowego występowania w niej małży *Modiola hoernesii* Reuss i *Ervilia pusilla* P h i l l.

Od dawna zwrócono również uwagę na wartość stratygraficzną przegrzebków. Na podstawie tych małżów zostały wydzielone na Podolu warstwy przegrzebkiowe dolne i górne.

Również w Górach Świętokrzyskich i w okolicach Miechowa, charakterystyczny zespół przegrzebków (*Chlamys scissa* F a v, *Ch. illi* P u s c h, *Ch. koheni* F a v, *Amussium denudatum* Reuss, *A. cristatum*) występuje w ilasto-marglistej facji dolnego tortonu określonej przez J. Czarnockiego jako warstwy baranowskie (górna część dolnego tortonu) czyli odpowiedniki warstw przegrzebkowych górnych Podola.

Z czasem okazało się, że poszczególne gatunki przegrzebków mają jednak również większy zasięg pionowy, tak że ustalenie wieku na podstawie kilku znalezionych gatunków jest niepewne.

Z innych mięczaków, którym przypisywano znaczenie skamieniałości przewodnich, można wymienić pteropody: *Spiralis* i *Vaginella* oraz łodzika *Aturia aturi*. Ten ostatni uważany za formę charakterystyczną dla helwetu, został niedawno znaleziony w osadach tortońskich na Morawach.

W południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich K. Kowalewski (8,9) i J. Czarnocki uznali wapienie litotamniowe za przewodni horyzont stratygraficzny, określając go jako „poziom litotamniowy” charakterystyczny dla środkowej części dolnego tortonu. Same litotamnie nie mają właściwie żadnego znaczenia jako skamieniałości przewodnie, a ich masowe nagromadzenie (wapienie litotamniowe) jest wyrazem zespołu warunków ekologicznych i mogło się powtarzać kilkakrotnie. Poza tym nie wiadomo, czy wapienie litotamniowe obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wiekowo odpowiadają wapieniom litotamniowym innych terenów. I tak np. K. Kowalewski uważa, że znaczenie stratygraficzne tych utworów ogranicza się właściwie do południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (9 — str. 47).

Warto dodać, że na Morawach ławice wapieni litotamniowych pojawiają się w stropie dolnego tortonu, a w Słowacji podścielają serie dolnotortońskich ilów.

Skamieniałościami spotykanymi pospolicie w osadach naszego miocenu są mszywoły. Dotychczas nie dostarczyły one jednak żadnych podstaw do przeprowadzenia korelacji i stratygrafii tych osadów.

Za ważny, przewodni poziom stratygraficzny uznał J. Nowak (10) gipsy i sole leżące w stropie dolnotortońskich ilów. Autor ten uważał, że pod koniec podpiętra opolskiego w całym basenie morza miocenińskiego od Podola po Górny Śląsk nastąpił okres sedymentacji chemicznej, w którego wyniku powstały wszystkie tortońskie osady chemiczne (sole, anhydryty, gipsy). W związku z tymi odpowiednikami stratygraficznymi gipsów Podola byłyby: formacje solne Żor (Śląsk), formacje solne Wieliczki i Bochni, gipsy z Łagiewnik pod Krakowem itd. Ten przewodni horyzont sedymentacji chemicznej uznał J. Nowak (13,14) a później także W. Krach (10) za granicę podpiętra opolskiego i grabowieckiego (środkowy torton).

Nieco odmienny pogląd reprezentował K. Kowalewski pisząc, że w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich gipsy występują w obrębie ilów krakowieckich, tworząc soczewkowate wkładki w różnych wiekowo-horyzontach. W wielu profilach gipsy w ogóle nie zostały tu znalezione a za ich odpowiedniki uznane zostały „wapienie porowate” i margle pektenowe z *P. neumayri*.

Zdaniem T. Chlebowskiego (1) w obrębie miocenu podkarpackiego istnieją dwa poziomy sedymentacji chemicznej. I tak w Kałuszu na warstwach stębnickich dolnych, zawierających w stropie masowo występujące globigeriny, leży kałuska formacja solonośna, a nad nią gruby kompleks ilów (warstwy stębnickie górne) przykryty z kolei przez gipsy be-

dące odpowiednikami gipsów podolskich. Podobny profil znalazł Chlebowski w Bechni.

Warto zaznaczyć, że w osadach dolnego tortonu w okolicach Ostrawy w jednym profilu zostały znalezione dwa nadległe „pasma” odpowiadające prawdopodobnie dwóm okresom sedymentacji chemicznej („pasma bezonbulinowe” — Ruzicka i Beneš 17).

W ostatnich latach zwrócono uwagę na możliwości podziału stratygraficznego miocenu na podstawie otwornic. Zagadnieniu temu poświęcono już wiele prac, z których wynika, że poszczególne gatunki otwornic odznaczają się stosunkowo dużym zasięgiem pionowym i dość znaczną zależnością od fauny. Natomiast podobnie jak mięczaki, nie dostarczają nam otwornice miocenijskie gatunków przewodnich.

W związku z tym korelację profili możemy opierać jedynie na szczegółowo opracowanych zespołach otwornic. Łatwość zastosowania metody mikropaleontologicznej do korelacji i stratygrafii osadów polega na tym, że fauna otwornic występuje tu bardzo obficie, gdy tymczasem dobrze zachowane okazy małżów i ślimaków znajduje się na ogół rzadko, jedynie w niektórych miejscach, a wydaje się, że ich stratygraficzna wartość nie przewyższa zasadniczo wartości stratygraficznej otwornic.

W CZASIE pracy nad stratygrafią mikropaleontologiczną polskiego miocenu oraz w czasie studiów porównawczych nad polskim i czeskim mioceniem zwróciłem uwagę na bogaty zespół otwornic występujący w spagu łąk miocenijskich (dolnotortonijskich) na Morawach, w okolicy Ostrawy, na Śląsku, w zapadlisku podkarpackim oraz w okolicach Krasowa, Miechowa i Pińczowa. Zespół ten charakteryzuje się obecnością masowo występujących otwornic planktonicznych (*Orbulina suturalis* Br o n n, *Globorotalia scitula* Br a d y, *Globigerinae*) oraz wielkim bogactwem form bentonicznych reprezentujących głównie rodzinę *Lagenidae*. Z charakterystycznych i typowych dla tego zespołu gatunków można wymienić:

Liebusella rudis (Costa) -
Marginulina hirsuta (d'Orb)
Palmula jonesi (K a r r.)
Planulina wuellerstorfi (Schwag)
Planularia auris (Defr)
„ *antilea* Cush: var *ostravensis* Vas.
„ *dentata* Karr.
Robulus arminensis (d'Orb)
„ *calcar* (Linne)
„ *cultratus* (d'Orb)
„ *clypeiformis* (d'Orb)
„ *echinatus* (d'Orb)
„ *inornatus* (d'Orb)
„ *vortex* (Ficht et Moll)
Spiroplectamina carinata (d'Orb)
Vaginulina legumen (Linne)

Poza tym bardzo liczne *Eponides* (*praecinctus*, *spl-ratus*), *Siphonodosaria* (*verneuilli*, *hirsuta*) *Nodogerrina* (*elegans*, *neudorfensis*) *Cibicides* (*pseudoungerianus*) i otwornice planktoniczne. Obserwując ten zespół w poszczególnych odsłonięciach można stwierdzić, że nie jest on zupełnie jednolity pod względem swojego składu. W niektórych miejscach otwornice planktoniczne przeważają ilościowo nad bentonicznymi, w innych odsłonięciach na pierwszy plan wybijają się *Robulus* lub *Planulina*. Przypuszczalnie w związku z tym różni autorowie określali omawiany zespół otwornic różnymi nazwami. I tak np. w Austrii określono go jako strefę lagenidową, strefę z *Planulina wuellerstorfi* lub faunę lancendorfską; w Czechosłowacji — pasmo orbulinowe I; spagowe (bazalne) orbulinetum; w Polsce zespół globigerinidowy, zespół globigerinidowo-lagenidowy (12) lub poziom uvigerinowy (7).

Stosowanie różnych nazw do tego samego zespołu otwornic w bardzo znacznym stopniu utrudniało wzajemne porozumienie się i porównywanie ze sobą poszczególnych profili. W związku z tym zachodzi konieczność przyjęcia jednolitego określenia dla tego zespołu otwornic, którego obecność stwierdzić można na obszarze od Wiednia po Góry Świętokrzyskie i który może być uznany za wskaźnik korelacyjny w osadach miocenu.

Należy zwrócić uwagę na to, że przyjęcie nazwy utworzonej od rodzajów (czy rodzajów) otwornic spowoduje, że w różnych miejscach zespół ten będzie miał różne nazwy, co jest uwarunkowane jego zmiennością. W związku z tym należy wykluczyć z użycia takie określenia — jak: zespół lagenidowy, globigerinidowy itp.

Dzięki uprzejmości doc. V. Pokornego, dr M. Vašička i dr J. Cichého miałem możność stwierdzić w czasie studiów porównawczych nad mioceniem polskim i czeskim, że omawiany zespół otwornic występujący w Polsce w spagu tortonijskich łąk dobrze odpowiada zespołowi określonemu przez R. Grilla (5) i V. Pokornego (16) jako „fauna lancendorfska”. Nazwa ta jest często stosowana na terenie Czechosłowacji i w związku z tym mogłaby zostać przyjęta również i w naszym tortonie, co w znacznym stopniu może ułatwić wzajemną korelację tortonu Austrii, Czechosłowacji i Polski.

Z drugiej strony sama nazwa „fauna lancendorfska” niezbyt dobrze nadaje się do bezpośredniego spożyczenia, a pierwotna definicja tego zespołu (5) nie może być uznana za wyczerpującą. Ponieważ w najbliższych okolicach Krakowa ten zespół otwornic jest znany z wielu odsłoneń, a jednocześnie odznacza się wielkim bogactwem gatunków, można by przyjąć dla niego nazwę „fauna krakowska”. Ostateczne rozstrzygnięcie tego problemu pozostawiam do czasu szczegółowego opisu mikrofauny miocenu okolic Krakowa.

Z kolei należy się zastanowić nad pozycją stratygraficzną tego zespołu otwornic (fauny lancendorfskiej, fauny krakowskiej) oraz nad jego znaczeniem dla stratygrafii tortonu.

FAUNA lancendorfska występuje w spagu dolnotortonijskich łąk, łąk marglistych lub margli leżących zwykle transgresywnie na starszym podłożu lub na osadach reprezentujących dolną część dolnego tortonu. W okolicach Ostrawy i na Śląsku leży ona bezpośrednio na karbonie lub na trawie. W okolicach Krakowa stanowi najniższy poziom tzw. „łąk z *Ostrea cochlear*” i leży bądź na miocenijskich utworach słodkowodnych (wapienie, margle, zlepienie), bądź na dolnotortonijskich piaskach heterosteginowych, bądź też wprost na starszym podłożu (jura, kreda). W zapadlisku podkarpackim, w Wieliczce i Bochni łąki margliste z fauną lancendorfską leżą transgresywnie na pstrych łąkach i marglach seril podśląskiej (górną kreda — eocen). W okolicach Miechowa i Pińczowa fauna lancendorfska występuje w spagu warstw baranowskich (w sensie J. Czarnockiego — 2,3), które leżą tu transgresywnie na starszych osadach dolnego tortonu (na wapieniach litawskich, litotamniowych, marglach i piaskach heterosteginowych itd.) lub na mezozoicznym i paleozoicznym podłożu (W. Krach — 10; J. Czarnocki — 3; K. Kowalewski — 8).

W związku z tym można uważać, że fauna lancendorfska pojawiła się w środkowej części podpiętra opolskiego (dolnego tortonu) i stanowi spagowy zespół nowej, szerokiej transgresji, którą J. Czarnocki określał mianem „transgresji baranowskiej”.

Dzięki nowym obserwacjom nad horyzontami tufitowymi dolnego tortonu można określić wartość stratygraficzną fauny lancendorfskiej. W wieku

rejony pod- piętra	Ostrava. wg Vašíčka (18) oraz Ružički i Beneša (17)	Śląsk	Barycz — Swoszowice	Bochnia częściowo wg J. Po- borskiego (15)	Kraków	Miechów częściowo wg W. Kracha (10)	Pińczów — — Busko	pld.-wsch. obrzeżenie Gór Świętokrz. wg K. Kowalew- skiego	Kałuż wg T. Chlebow- skiego (1)
Buław- skie					ity, żwirowce ilaste „poziom anomalinowy“		↑ „poziom anomalinowy“	↑ „poziom anomalinowy“	
Grabowiec- kie	III pasmo orbulinowe	ity z florą ↑ ity z fauną	piaski z Rajską i Bogucic	„ity — warstwy grabowiec- kie„	piaski z Rajską		↑ ity krakowieckie cz. wyższa	↑ ity krakowieckie cz. wyższa	ity pokuckie
Opolskie górne (Śląskie)	II pasmo bezorbulinowe	gipsy, łupki gipsowe	gipsy (Swoszowice)		gipsy (Łagiewniki)	gipsy	gipsy	wap. porowate > gipsy	gipsy (podolskie)
	II pasmo orbulinowe (nannoglobigeri- netum)	↑ ity	ity	ity chode- nickie	↑	↑	↑ „warstwy baranowskie“		warstwy stebnickie górne
	I pasmo bezorbulinowe	ity margliste	formacja gipsowo-solna	formacja gipsowo- solna	„ity z Ostreo- cochlear“	„warstwy baranowskie“	„hor. gipsowy“	warstwy baranowskie	formacja solonośna (kałuska)
	I pasmo orbulinowe = spagowe orbulinetum	fauna lancen- dorfska	horyzont lancendorfski	margle z fauną lancen- dorfską	fauna lancendorf wap. ostrygowe	fauna lancen- dorfska	fauna lancen- dorfska		warstwy stebnickie dolne
Opolskie dolne (Świętokrz.)					ślodiko- wodne wap. piaski hetero- steginowe	piaski hetero- steginowe	wap. litawskie i litotamniowe	wapienie litotamniowe	
						piaski z Małoszowa	„warstwy podlitotam- niowe ity z florą	piaski i margle podlitotamniowe ity korytnickie	

punktach zostały znalezione nowe stanowiska utworów tufogenicznych, na których podstawie można stwierdzić, że w obrębie fauny lancendorfskiej pojawia się na przestrzeni od Górnego Śląska po Góry Świętokrzyskie (a przypuszczalnie również w obszarze Ostrowy) charakterystyczny horyzont tufitowy. Petrograficznie różni się on wyraźnie od tufitów warstw chodenickich masową obecnością piroklastycznych kwarców.

Omawiany horyzont tufitowy został znaleziony na Śląsku (Łędziny, Smardzowice) w okolicach Krakowa (Wielka Wieś, Pychowice*, Kurdwanów), w miocenie podkarpackim (Barycz) oraz w okolicach Pińczowa.

Istnienie takiego charakterystycznego horyzontu tufitowego i jego ścisły związek z charakterystycznym zespołem otworów określonym mianem fauny lancendorfskiej pozwala na stwierdzenie, że mamy tu do czynienia z łatwym do rozpoznania, jednolitym poziomem stratygraficznym, który można określić jako horyzont lancendorfski (horyzont krakowski). Może on być uważany za jeden z podstawowych wskaźników stratygraficznych naszego tortonu (tabela: zarys stratygrafii polskiego tortonu zamieszczamy na str. 249).

Omówiony poziom lancendorfski pozwala na rozbicie dolnego tortonu podpiętra opolskiego na dwie części. Można wykazać, że ich rozwój, sedymentacja i paleogeografia są różne i zupełnie od siebie niezależne. Warto nadmienić, że na fakt ten zwrócił uwagę już dawniej J. Czarnocki (2,3).

A. PODPIĘTRO OPOLSKIE DOLNE (ŚWIĘTOKRZYSKIE)

Osady dolnego tortonu starsze od horyzontu lancendorfskiego znane są z południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, z okolic Miechowa i Krakowa. W szczątkach zachowały się one w miocenie podkarpackim i śląskim. Stratygrafia tych utworów opracowana przez J. Czarnockiego (2, 3), K. Kowalewskiego (8) i W. Kracha (10) przedstawia się następująco (od warstw starszych do młodszych):

1. Iły koryntyckie wykształcone jedynie w okolicach Korytnicy zawierają bogatą faunę wskazującą na dolny torton.
2. Piaski i margle podlitotamniowe leżące w Korytnicy na łożach koryntyckich, a w innych miejscach wprost na starszym podłożu, to jest przekraczając w stosunku do łoż koryntyckich.
3. Wapienie litotamniowe i litawskie, leżące bądź na utworach podlitotamniowych, bądź też przekraczając wprost na starszym podłożu. W okolicach Krakowa i Miechowa wapienie te są zastąpione przez piaski z *Heterostegina costata* (W. Krach — 10).

W podłożu wymienionych osadów leżą jeszcze miejscami miocenyjskie iły z florą i lignitami. Ze względu na brak danych paleontologicznych trudno mi zająć stanowisko w sprawie dokładnego wieku tych utworów. Najpełniejszy profil jest spotykany w pld.-wsch. obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, postępując od wschodu ku zachodowi znajdujemy już tylko coraz to młodsze ogniwa dolnego podpiętra opolskiego (Pińczów, Miechów). W związku z tym wydaje się, że wymienione utwory dolnego podpiętra opolskiego są osadami morza, które transgredowało powoli od wschodu, zalewając w pierwszym okresie południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich a następnie okolice Miechowa i Krakowa. Z morza tego sterczały zapewne liczne wyspy zbudowane po części z kredowych margli, bowiem se-

nońskie otwornice można niekiedy znajdować w całym profilu piasków heterosteginowych (okolice Miechowa).

Warunki ekologiczne panujące na dnie tego morza w czasie trwania transgresji dolnego podpiętra opolskiego opisał szczegółowo W. Krach (10). Należy jedynie dodać, że mikrofauna tych osadów jest stosunkowo jednolita i zgodnie z obserwacjami W. Kracha zdaje się wskazywać na płytkie morze.

Morze dolnego podpiętra opolskiego różni się wybitnie od morza górnego podpiętra opolskiego zarówno charakterem sedymentacji i warunkami ekologicznymi, jak przebiegiem transgresji i paleogeografią. W związku z tym opisany kompleks warstw (dolnego podpiętra opolskiego) można wydzielić jako osobne podpiętro i od obszaru, w którym znany jest najpełniejszy profil tych osadów, określić go jako „podpiętro świętokrzyskie”. W skład tego podpiętra wchodziłyby poziomy: litotamniowy i podlitotamniowy, wyróżnione w pld. obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i w okolicach Miechowa (10).

Pod koniec dolnego podpiętra opolskiego morze cofa się z niektórych miejsc. W Klonowie i w Wielkiej Wsi w stropie piasków heterosteginowych pojawia się orsztyń oraz ślady rozmycia piasków, na tej rozmytej powierzchni leżą iły z fauną lancendorfską. W Korzkwi koło Krakowa ponad piaskami heterosteginowymi leży warstewka zlepionca złożonego z otoczków margli senońskich, a na niej iły margliste z fauną lancendorfską (obserwacja mgr St. Bukowego).

O przerwie sedymentacyjnej między poziomem litotamniowym a nadległymi warstwami baranowskimi — w okolicach Miechowa — wspominał również W. Krach (10) uważając, że odpowiednikiem tej przerwy są wapienie słodkowodne okolic Krakowa. Młodsze osady tortońskie (górnego podpiętra opolskiego) leżą w wielu miejscach niezgodnie na osadach dolnego podpiętra opolskiego. W innych miejscach sedymentacja nie została przerwana, granica ta zaznacza się jednak nagłą zmianą osadu.

B. PODPIĘTRO OPOLSKIE GÓRNE (ŚLĄSKIE)

Spagowe osady podpiętra opolskiego górnego mają na dużych obszarach wyraźnie transgresywny charakter. Na Śląsku i w okolicach Krakowa w spagach występują często okruchy starszych skał: wapieni triasowych i jurajskich, krzemieni, okruchy margli kredowych i miocenyjskich margli słodkowodnych i inne. J. Czarnocki (3) wspominał o znajdowaniu otoczonych fragmentów wapieni litotamniowych w spagu marglisto-łłastych „warstw baranowskich” (Góry Świętokrzyskie).

Należy również zwrócić uwagę na to, że osady tej transgresji leżą w wielu rejonach wprost na starszym podłożu, a więc przekraczając w stosunku do utworów dolnego podpiętra opolskiego.

W dolnej części tej serii (łłów i łłów marglistych) występuje fauna lancendorfska i horyzont tufitowy z piroklastycznymi kwarcami. Brak śladów abrazji morskiej i szybko ustalenie się na całym obszarze (Wiedeń — Góry Świętokrzyskie) jednolitej łłastej i łłasto-marglistej fauny z taką samą mikrofauną zdaje się wskazywać na szybką transgresję („transgresja baranowska” J. Czarnockiego).

Morze górnego podpiętra opolskiego ma zupełnie inny charakter niż morze dolnego podpiętra (Świętokrzyskiego) tak pod względem swojej sedymentacji, jak i paleogeografii. Oba te okresy przedzielone są spłyceciem się morza, lokalnymi regresjami i ponowną szybką transgresją o dużym zasięgu. W związku z tym można by wyróżnić górną część podpiętra opolskiego jako odrębne podpiętro w obrębie dolnego tortonu i od rejonu, w którym najpełniej wykształcone są jego osady, określić go jako „podpiętro śląskie”.

* Stanowisko znalezione i opisane przez mgr R. Grazińskiego (4).

Na podstawie publikowanych i posiadanych materiałów można zestawiać następujący podział stratygraficzny tego zespołu warstw.

1. Iły i ility margliste miejscami piaszczyste lub z glaukonitem, z fauną lancendorfską i z wkładką tufitową (horyzont lancendorfski). Miejscami można tu spotkać nagromadzenia ostrzyg (*O. cochlear* Poli) i przegrzebków (*Chlamys scissa* Fav., *Amusium nudatum* Reuss itd.). Miąższość tego ogniwa waha się od metra lub kilku metrów na Wyżynie Krakowskiej w okolicach Miechowa i Pińczowa; do kilkudziesięciu metrów w obrębie zapadliska podkarpackiego i innych zapadlak.

2. Bezpośrednio ponad horyzontem lancendorfskim, którego odpowiednikiem są między innymi margle podsólne Bochni (12), leży w Bochni (prawdopodobnie również w Baryczu i w Wieliczce) kompleks anhydrytowo-gipsowo-solny. W innych miejscach sedymentacja chemiczna tego okresu zaznaczyła się jedynie pojawieniem się znacznej ilości gipsu w osadzie i zaubożeniem fauny otwornicowej (np. w Krzyżanowicach pod Pińczowem).

W okolicach Ostrawy Ružička-Beneš (17) wyróżnili tzw. I pasmo bezorbullinowe leżące bezpośrednio na spagowym orbullinetum (= fauna lancendorfska), a odpowiadające tzw. horyzontowi solnemu okolic Ostrawy (M. Vašíček — 18).

Tak więc po utworzeniu się osadów z fauną lancendorfską nastąpił okres sedymentacji chemicznej, której nasilenie było w różnych miejscach różne, a zależało zapewne od lokalnej konfiguracji dna (zatok). Miejscami nie doszło w ogóle do wytrącenia się osadów chemicznych. Utwory te można wyróżnić jako podkarpacki horyzont gipsowo-solny.

3. Ponad osadami chemicznymi lub ich odpowiednikami leżą ility lub ility margliste z charakterystyczną mikrofauną otwornic. W skład tej wchodzi głównie: *Uvigerina*, *Cibicides*, *Pullenia*, *Eponides*, *Valvulineria*, *Globigerina* i inne. Od fauny lancendorfskiej zespół ten różni się wyrażnie małą ilością *Lagenidae* i otwornic planktonicznych oraz występowaniem kilku nowych gatunków (*Asterigerina planorbis* d'Orb., *Valvulineria complanata* d'Orb.).

W okolicach Ostrawy podobny zespół otwornic Vašíček określił jako nannoglobigerinetum. Na Śląsku występuje on w górnej części serii iłów podgipsowych, w okolicach Krakowa znany jest z wyższej części tzw. „iłów z *Ostrea cochlear*”.

Tej serii iłów odpowiadają również warstwy chodenickie (w pojęciu J. Poborskiego — 15), leżące w Bochni ponad formacją solonośną, oraz wyższa część warstw baranowskich okolic Miechowa i Pińczowa. Warto zaznaczyć, że zarówno w warstwach chodenickich okolic Bochni, jak i w warstwach baranowskich okolic Pińczowa występują dwa horyzonty tufitów, które wg zdania W. Parachoniaka wykazują znaczne podobieństwo petrograficzne. W strobie omawianej serii iłów leży wspomniana już uprzednio warstewka erwiliowa (modiolowo-erwiliowa). Miąższość tego ogniwa jest znaczna i waha się w granicach od kilkunastu do kilkuset metrów.

4. Ponad iltami z mikrofauną pojawiają się gipsy lub ility łupkowe z gipsami nie zawierające mikrofauny. W obręczeniu Gór Świętokrzyskich zastępują je miejscami wapienie porowate lub margle (K. Kowalewski — 8). Ten poziom gipsowy uznał Nowak (13), Krach (10) i inni autorowie za górną granicę dolnego tortonu (podpiętra opolskiego) i można go określić jako horyzont gipsów podolskich (T. Chlebowski — 1).

C. PODPIĘTRA GRABOWIECKIE I BUHLOWSKIE

Po okresie sedymentacji oraz po ruchach płaszczwinowych, które doprowadziły do sfaldowania utworów dolnego tortonu, nastąpił ponowny zalew okre-

ślony przez J. Nowaka (13, 14) jako transgresja grabowiecka. Zalewu tego przypuszczalnie nie poprzedzała zupełna regresja, bowiem nie mamy dziś wyraźnych dowodów na wynurzenie pod koniec dolnego tortonu. Nastąpiło raczej odświeżenie wód (po okresie sedymentacji chemicznej) i w związku z tym pojawienie się nowych zespołów otwornic. Mikrofaunę poziomu grabowieckiego znamy głównie dzięki pracom Z. Kirchnera (6, 7) i E. Łuczowskiej (12).

W okolicach Krakowa osady te są wykształcone w płytkowodnej piaszczystej fałdacji znanej jako piaski z Bogucic i Rajską. Na Śląsku (W. Krach — 10) oraz w Górach Świętokrzyskich (K. Kowalewski — 8) w dolnej części osadów podpiętra grabowieckiego pojawiają się ility i wapienie z *Synedsmya*.

Za dolną granicę górnego tortonu (podpiętra buhlowskiego) przyjął Z. Kirchner (6, 7) poziom z masowo występującą *Anomalinna grosserugosa* (poziom anomalinowy). Zdaniem tego autora poziom anomalinowy odznacza się szerokim zasięgiem.

W granicach Polski brak nam dotychczas bardziej szczegółowych danych o makrofaunie i mikrofaunie oraz o rozwoju paleogeograficznym morza w tym okresie.

LITERATURA

1. Chlebowski T. — Spostrzeżenia geologiczne z miocenu Kakuza i Bochni. Biuletyn PIG nr 29, Warszawa 1947.
2. Czarnocki J. — Przewodnie rysy stratygrafii i paleogeografii miocenu w południowej Polsce. Postępowanie Nauk. PIG nr 36, Warszawa 1933.
3. Czarnocki J. — O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. Sprawozdania PIG t. VIII, z. 2, Warszawa 1935.
4. Gradziński R. — Przyczynki do znajomości miocenu okolic Krakowa. „Acta Geol. Pol.” 1955, z. 1.
5. Grill R. — Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen in Wiener Becken. „Oel und Kohle” 1941, vol. 37.
6. Kirchner Z. — Z działalności Oddziału Stratygrafii PGP. „Przegląd Geologiczny” 1955, z. 5.
7. Kirchner Z. — Próba korelacji mikrofaunistycznej poziomów miocenu Mięca i Pilzna. „Przegląd Geologiczny” 1956, z. 1.
8. Kowalewski K. — Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy. Sprawozdania PIG t. VI, z. 1, Warszawa 1930.
9. Kowalewski K. — O miocenie okolic Rybnicy pod Klimontowem. „Acta Geol. Pol.” 1950, z. 1.
10. Krach W. — Miocen okolic Miechowa. Biuletyn PIG nr 43, Warszawa 1947.
11. Łomnicki A. — Iły krakowieckie. „Kosmos” t. XXII, Lwów 1897.
12. Łuczowska E. — Z zagadnień stratygrafii mikropaleontologicznej w miocenie polskim. „Przegląd Geologiczny” 1955, z. 3.
13. Nowak J. — Dniestr a gipsy tortońskie. „Rocznik PTG” t. XIV, Kraków 1938.
14. Nowak J. — Miocen północnej Krawędzi Karpat. „Rocznik PTG” t. XVII, Kraków 1947.
15. Poborski J. — Złoże solne w Bochni na tle budowy geologicznej okolicy. Biuletyn PIG, nr 78, Warszawa 1952.
16. Pokorný V. — Je stratigrafický rozsah vnealpského a vnitroalpského tortonu týž? „Věstník UUG” XXI, Praha 1946.
17. Ružička-Beneš K. — Příspěvek k poznání ostravského tortonu. „Sborník UUG” sv. XX, Praha 1935.
18. Vašíček M. — Moravská neogenní orbullineta. „Věstník UUG” XXI, Praha 1946.