

Kazimierz KOWALEWSKI

## Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

### WSTĘP

Miocen południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wyrażony jest najpełniejszą serią osadów miocenu z wszystkimi poziomami napotykanymi na obszarze Polski. Spowodowała to okoliczność, że masyw świętokrzyski mało ulegał wpływom orogenezy alpejskiej. Wpływ ten przejawiał się tu tylko powolnym obniżaniem południowej krawędzi masywu.

Inne stosunki panowały na Podkarpaciu i Śląsku, gdzie niektóre obszary, początkowo zalane przez morze, ukazywały się ponownie na powierzchni i znowu ulegały zalewowi. Dało to w sumie pewne luki stratygraficzne (miocen Podkarpacia i Śląska).

Z badań stratygraficznych i facjalnych wynika, że największe nasilenie ruchów karpackich, odbijających się na rozmieszczeniu facji poziomów naszego miocenu, przypada na torton górny, tj. na czas osadzania się warstw baranowskich, poprzez fazę osadów chemicznych będących okresem względnego spokoju, do warstw grabowieckich włącznie.

W fazie końcowej, tj. w fazie ilów krakowieckich (sarmat) konstatujemy tylko pogłębianie się zapadliska przedkarpackiego i w końcu przełanie się wód w głąb masywu świętokrzyskiego i obszaru lubelskiego.

Utworki tortonu dolnego w przeciwieństwie do górnego, a więc warstwy korytnickie i wyższe, aż do litotamniowych, osadzały się wszędzie spokojnie. Obejmują one wielkie obszary, zwłaszcza na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, częściowo Podkarpacia i północno-zachodniej części zapadliska przedkarpackiego, gdzie zajmowały przestrzenie większe niż obecnie. Występowanie ich zostało zatarte późniejszymi zalewaniami warstw baranowskich i grabowieckich.

Dzięki temu, że na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich występuje pełna seria osadów miocenijskich, można było na tym obszarze łatwiej aniżeli na innych przeprowadzić stratyografię utworów, zwłaszcza przylegających do Podkarpacia.

W chwili obecnej nasz miocen, zgodnie z badaniami innych, można podzielić na następujące części, licząc od dołu ku górze:

Miocen dolny	— Akwitani, burdygał
Miocen środkowy	— Helwet facji lądowej, brakicznej i morskiej
	Torton dolny (świętokrzyski)
	poziom podlitotamniowy
	poziom litotamniowy
	Torton górny (śląski)
	poziom nadlitotamniowy (baranowski)
	wraz z warstwą erwiliową u góry
	poziom osadów chemicznych (gipsowy i solny)
Miocen górny	— Sarmat dolny —poziom nadgipsowy (grabowiecki)
	buhłow facji ilastej (krakowieckiej)
	wołyn facji detrytycznej
	Sarmat środkowy

## MIOCEN DOLNY

### AKWITAN, BURDYGAŁ

Miocen dolny w granicach obecnej Polski występuje na przedgórzu Karpat jako przykarpcka formacja solna złożona z ilów z wkładkami piaskowców; towarzyszą im gipsy, sól kamienna w okolicach Dobromila oraz solanki na całej przestrzeni wschodniego przedgórza Karpat.

Makrofauny nie stwierdzono tu, z wyjątkiem mikrofauny z wtórnych złóż kredy i oligocenu (R. Ney, 1957).

Utworom tym odpowiada poza granicami Polski, na obszarach wschodniego Podkarpacia, dolna formacja solna (staruńska), zaliczana z zastrzeżeniem do akwitani, oraz molasowego charakteru zlepieńce słobódzkie i truskawieckie zaliczane do burdygału.

I jedne i drugie makrofauny nie zawierają, a wiek ich ustalono częściowo na podstawie mikrofauny (L. N. Kudrin, 1957; F. Mitura, 1956).

## MIOCEN ŚRODKOWY

### HELWET FACJI LĄDOWEJ, BRAKICZNEJ I MORSKIEJ

Zalew mioceniński na obszarze Polski wyrażony jest głównie osadami wód słodkich, nazwanych warstwami brunatnowęglowymi od występowania w nich pokładów węgla brunatnego.

Wielki ich zasięg, obecnie mocno poprzerywany, obejmuje północno-wschodnią krawędź Gór Świętokrzyskich (dolina Opatówki, obszar północny między Wisłą a Sanem) oraz północno-zachodnią część Wyżyny Lubelskiej (Trzydnik Mały, Węglin). Występują one dalej na południe i pojawiają się w najbliższych okolicach Tarnobrzega w facji brakicznej. Ku zachodowi (okolice Szydłowa i Solca Starego), zasięg ich znacząco węższy, lokalnie przedmiocenińskiego podłoża z występującym w nim detritusem roślinnym o charakterze kopalnego podglebia. Do warstw tych należą również węgle brunatne Podkarpacia związane z warstwami z fauną korytnicką.

Na obszarze południowego zbocza Gór Świętokrzyskich poziom ten występuje w obrębie niecki korytnickiej (Chomętów, Jawor, Suliszów), gdzie leży bezpośrednio pod łałami pleurotomowymi.

Litologicznie warstwy te wykształcone są niejednolicie. W części północnej (dolina Opatówki, obszar między Wisłą a Sanem, Trzydnik Mały) tworzą je piaski z domieszką glaukonitu, pochodzące z przemytych warstw oligocenu, z wkładkami mułów i iłów, niekiedy z podglebiem kopalnym wraz z soczewkami węgla brunatnego. W okolicach Tarnobrzega będą to ily pochodzące z przemytych wietrzelin podłoża przedmiocenińskiego, bryłowe, z wkładkami iłów cienkowarstwowych, a w obrębie niecki korytnickiej wyrażone łałami bryłowymi barwy jasnozielonej przechodzącymi u spodu w ily nieuwarstwione z soczewkami węgla brunatnego (Chomętów) lub też piaskami takimi jak na obszarze północnym, tj. z wkładkami iłów z węglem brunatnym (Suliszów).

Na obszarach północnych warstwy brunatnowęglowe są odwapnione i fauny nie zawierają. W otworach wiertniczych okolic Tarnobrzega występuje w nich fauna typu brakicznego. Warstwy te złożone są z łupków ilastych cienkowarstwowych, ciemnych od domieszki węglowej, zawierających ławice małżów i ślimaków. Mamy tu więc cienkie ławice złożone wyłącznie z okazów *Hydrobia*, *Modiola*, *Limnocardium* i *Congeria sandbergeri* A n d r u s. Z rzadka trafiają się większe gatunki ślimaków, jak: *Nassa coarctata* E i c h w. oraz *Potamides* cf. *nodosoplicatus* H o e r n. Ku dołowi dołączają się występujące licznie *Terebralia bidentata* D e f r. i *T. duboisi* H o e r n. oraz rzadsze okazy *Meretrix islandicoides* L a m. W utworach tych znajdujemy dużą analogię do podobnie wykształconych utworów na obszarach ZSRR (Opola i Wołyńia), które z zastrzeżeniem zaliczane są do helwetu (W. P. Kazakowa, 1952; Ł. N. Kudrin, 1955).

Mimo że faunistycznie brak tu podstaw do zaliczenia owej serii do helwetu, to jednak występowanie warstw brunatnowęglowych pod dobrze datowanymi łałami Korytnicy pozwala uznać je za helwet, lecz z zastrzeżeniem, że warstwy brakiczne Tarnobrzega mogą mieć jakiś nieustalony dotąd związek z nadległymi łałami Korytnicy, gdzie również występują *Terebralia bidentata* D e f r. i *T. duboisi* H o e r n., których z wyjątkiem Korytnicy i Tarnobrzega nie spotyka się razem (W. Fiedberg, 1911—1928).

Warstwy brunatnowęglowe, podścielające ily korytnickie, nie zawierają fauny brakicznej, tylko lądową, w niewielkim stopniu słodkowodną. Stwierdzono jednak u samego dołu tych warstw ślady fauny morskiej (*Perna?*; J. Czarnocki, 1932).

W Grudnie Dolnej, na Podkarpaciu, stwierdzono wyraźnie (St. Sokółski, 1935), że tamtejsze węgle brunatne stanowią wkładkę w łałach faunistycznie odpowiadających warstwom korytnickim. Warstwom tym odpowiadają węgle brunatne Podkarpacia (Podegrodzie, Dąbrówka, Nowy Sącz).

Na Śląsku utworom brunatnowęglowym odpowiadają utwory słodkowodne Opola, Krywałdu, Knurowa, Bytomia oraz utwory brakiczne i morskie (Przeciszów, kopalnia Libiąż, kopalnia Silesia).

W Opolu i w Knurowie znane są również z otworów słodkowodne margle ze ślimakami lądowymi występujące w spągu miocenu. Takie same

margle słodkowodne mamy na wschód od Bytomia, w szczelinach skał triasowych pod morskim mioceniem (J. Siemiradzki, 1909). Do nich należą również utwory brunatnowęglowe, napotkane w otworze Krywałdu, występujące w spągu miocenu (W. Krach, 1956b).

Utwory facji brakicznej znane są ze Śląska przede wszystkim z Prześciszowa (A. Quass, 1909), gdzie w otworze wiertniczym, w łożach bitumicznych z lignitem, znaleziono dość skąpą, ale charakterystyczną faunę. W zespole tej fauny spotyka się takie gatunki, jak *Cardium obsoletum* Eichw. (*Limnocardium lithopodolicum* Dub.), *Melanopsis impressa* Kraus, *M. martiniana* Fer., *Terebralia bidentata* Defr. Rodzaje te wskazują na częściowe wysłodzenie wód. Fauna Prześciszowa wykazuje analogię do warstw brakicznych Tarnobrzega nie tyle gatunkowo, ile zespołowo.

Znacznie większą analogię faunistyczną do warstw Tarnobrzega wykazują utwory napotkane w otworze na kopalni Libiąż (W. Krach, 1939), gdzie pod wapieniami słodkowodnymi leżą ily z warstwą lignitu zawierające faunę typu brakicznego. Na 18 gatunków, napotkanych tutaj, 5 gatunków jest wspólnych z utworami warstw brunatnowęglowych Tarnobrzega, a mianowicie: *Congeria sandbergeri* Andrus., *Terebralia bidentata* Defr., *Hydrobia stagnalis* Bast., *Neritina picta* Fer., *Nassa schönni* R. Hoern. i Auing.

Fauna ta wykazuje również dużą analogię do fauny podobnie wykształconych utworów brunatnowęglowych Opola (ZSRR). Wspólne dla tych utworów są formy: *Congeria sandbergeri* Andrus., *Potamides schaueri* Hilb., *Neritina picta* Fer. (Ł. N. Kudrin, 1955).

Do helwetu zalicza W. Krach (1939; 1957) utwory morskie, znane z wiercenia w kopalni Silesia, wykształcone w postaci szarozielonych iłków z otoczkami skał lokalnych i przyniesionych, które wskazują na transgresywne zachodzenie warstw tych na utwory karbonu.

Fauna jest tu niejednolita, gdyż pochodzi z różnych batymetrycznie facji. Obok *Vaginella depressa* Dea u d., a przede wszystkim koralu z rodzaju *Dendrophyllia*, *Amphitelia*, *Coenocyathus*, znanych z warstw głębokowodnych, występuje forma *Ostrea cochlear* Poli, znana z płytkowodnych osadów litorału (W. P. Kazakowa, 1952) oraz *Melanopsis* charakterystyczna dla wód półsłonnych. Fauna kopalni Silesia może również pochodzić z rozmytych warstw nie tylko starszych, lecz i młodszych. Biorąc to pod uwagę, warstwy te mogły być pierwotnie helweckie, na co wskazują występujące w nich gatunki starsze, jak *Leda pusio* Phil., *Lima miocaenica* Hoern., *Hinnites corthesi* F. Roem., *Spondylus güssoni* Costa, *Ostrea hoernesii* Reuss, nieznane z zespołów tortonu zagłębia wiedeńskiego ani z miocenu Polski. Fauna kopalni Silesia odpowiada warstwom ostrawskim, zaliczanym pierwotnie do miocenu dolnego (E. Kittl, 1887). Ostatnio W. Krach (1939) zalicza je do helwetu.

Do bardzo ciekawych rezultatów doszedł O. Gans (1936). Według tego autora fauna ostrawska zebrana przez E. Kittla jest mieszaniną elementów młodszych i starszych (burdygał, helwet, torton), a odpowiednikiem tej fauny są brzeżne utwory okolic Ostrawy.

Z drobiazgowych opisów W. Kracha, dotyczących najdolniejszych warstw miocenu górno-śląskiego, widzimy, że fauna miocenu jest przemieszana i pochodzi z różnych środowisk facjalnych i batymetrycznych,

co potwierdza zaobserwowane zjawisko wielkiej transgresji zachodzącej na obszarze miocenu Górnego Śląska. O czasie tego przemieszania mówią badania mikropaleontologów czeskich przeprowadzone w okolicy Ostrawy oraz badania S. Alexandrowicza z obszaru śląsko-krakowskiego i zachodniej części świętokrzyskiego.

Według S. Alexandrowicza (1956) próby zbadania miocenu Opola metodą mikropaleontologiczną wykazały, że najdolniejsze wg mikropaleontologów czeskich (R. Grill, V. Pokorný) warstwy miocenu okolic Ostrawy należą do fauny otwornicowej tzw. lancendorfskiej. Faunę tę S. Alexandrowicz stwierdził w najniższych warstwach miocenu obszaru śląsko-krakowskiego oraz w okolicach Miechowa, Pińczowa i Buska, gdzie ten zespół otwornic występuje w spągu warstw baranowskich, a które leżą transgresywnie na starych osadach tortonu dolnego (poziom litotamniowy) lub na osadach starszych od miocenu.

Wynika z tego, że przemieszanie faun starszych (np. helwetu) nastąpiło na Górnym Śląsku w czasie wielkiej transgresji baranowskiej warstw denudatowych. Obserwujemy to samo zjawisko nie tylko na obszarze śląsko-krakowskim, lecz również w zachodniej części Podkarpacia w obrębie warstw tortonu dolnego.

Wiek helweckiego są prawdopodobnie również zlepieńce podstawowe okolic Andrychowa (W. Krach, W. Nowak, 1956), nie zawierające skamieniałości, oraz warstwy z Dębowca (F. Mitura, T. Kuciński, 1952), które rażąco różnią się brakiem makrofauny w stosunku do warstw górnych.

Nie mamy jednak dotychczas wystarczającego paleontologicznego uzasadnienia, że najniższe warstwy naszego miocenu można zaliczyć do helwetu. Fauna morska kopalni Silesia na Górnym Śląsku ma co prawda szereg gatunków nie występujących w tortonie naszym i Austrii, jednak gatunki te mogą być właściwie tylko dla obszaru Moraw. Zresztą i te obszary, jak wskazują badania mikropaleontologiczne badaczy czeskich, ostatnio zaliczane są do tortonu. Z drugiej strony występowanie warstw brunatnowęglowych nawet i pod dobrze datowanymi iłami Korytnicy też nie jest dowodem stratygraficznym, zwłaszcza że znane są ily z Grudny Dolnej, które zawierają faunę korytnicką i występują łącznie z wkładką węgla brunatnego. Warstwy zaś brakiczne zarówno Górnego Śląska (Przeciszów, kopalnia Libiąż), jak i Tarnobrzega nie mają w zespole swym *Oncophora* (*Rzehakia*), tj. małża charakterystycznego dla brakicznych utworów helwetu.

Podobne utwory na Opolu (ZSRR), którym przypisywano wiek helwecki, są obecnie zakwestionowane przez geologów radzieckich (Ł. N. Kudrin, 1955). To samo można powiedzieć o utworach z fauną lądową Górnego Śląska, które aczkolwiek leżą najniżej, to jednak w niektórych wypadkach mogą odpowiadać zarówno helwetowi, jak i nadlitotamniowym warstwom baranowskim leżącym na Górnym Śląsku (podobnie jak helwet) przeważnie na warstwach starszych od miocenu. Tymczasowo przyjmujemy dla tych utworów wiek helwecki i czekamy na dalsze wyniki badań stratygraficzno-paleontologicznych. W każdym razie najniższe warstwy miocenu Polski, poczynając od obszaru zachodniej części Górnego Śląska, wyrażone są utworami morskimi, miejscami brakicznymi i lądowymi, przechodzącymi dalej na wschód w utwory lądowe, śródkowodne (brunatnowęglowe) ciągnące się od Krakowa przez całe północne obrze-

żenie zapadliska przedkarpackiego (o zasięgach poprzerwywanych), a przechodzące ku północnemu wschodowi (bliżej krawędzi Karpat) w warstwy dobrotowskie, wreszcie balickie typu brzeźnego.

## TORTON DOLNY (świętokrzyski)

### POZIOM PODLITOTAMNIOWY

Poziom ten rozwinięty jest w zachodniej części południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, częściowo na Podkarpaciu, gdzie występuje w facji ilastej (okolice Korytnicy, Suliszów, Grudna Dolna), w facji marglistej (Pińczów, Busko, Szczaworyż) i piaszczystej (okolice Rakowa, Małoszów).

Utwory facji ilastej w niecce korytnickiej leżą na warstwach brunatnowęglowych; w okolicy Pińczowa, Buska i Małoszowa — na marglach kredowych, a w okolicy Rakowa — bezpośrednio na warstwach paleozoicznych. Poziom ten najlepiej wyrażony jest w niecce korytnickiej. Na warstwach brunatnowęglowych lub — z braku ich — na marglach ostrygowych, występuje gruba seria iłów, u góry marglistych, zawierających bogatą faunę typu wiedeńskiego. Do niej dołączają się gatunki endemiczne, których nie spotyka się nigdzie poza Korytnicą (K. Kowalewski, 1930).

Margle ostrygowe, występujące bezpośrednio na wapieniach jury stoczonych przez skałotoczce (faleza), składają się z wielkiego nagromadzenia skorup ostryg (*Ostrea frondosa* de Serres), do których dołączają się liczne gatunki koralii oraz niektóre małże i ślimaki spotykane również w nadległych iłach. W wypadku zachodzenia iłów na warstwy brunatnowęglowe, na granicy ich występują liczne okazy przegrzebków *Amussium cristatum* Bronn, łącznie z innymi gatunkami mięczaków charakterystycznych dla iłów korytnickich. Nagromadzeniu przegrzebków tego gatunku przypisywał swojego czasu J. Czarnocki (1935) duże znaczenie stratygraficzne. Uważał je za odpowiednik wyróżnionych przez siebie warstw baranowskich dolnych, odpowiadających rzekomo warstwowi baranowskiemu Opolu (ZSRR), które leżą tam na utworach przedmiocenijskich lub helwecie, w odróżnieniu od warstw baranowskich górnych, leżących w obszarze świętokrzyskim na wapieniach litotamniowych.

W rzeczywistości, jak dowiodłem obecnie (K. Kowalewski, 1957a), nie ma na Opolu (ZSRR) i w Polsce warstw baranowskich górnych i dolnych, lecz tylko jest jedna warstwa górna, która leży często niezgodnie, transgresywnie, na utworach miocenu lub też jego podłożu. Potwierdziły to ostatnio badania mikropaleontologiczne Z. Kirchnera (1957).

Warstwy korytnickie podzielić można na dolne i górne. Dolne warstwy korytnickie charakteryzuje słaba domieszka marglista oraz niewielka ilość fauny (brak rodzaju *Clavatula*). Górne warstwy korytnickie są margliste i mają wyjątkowo bogatą faunę. Występuje w nich wielka ilość rodzajów nienapotkanych na ziemiach Polski poza Korytnicą, w której zespole dominują gatunki *Clavatula polonica* Pusch, *Cl. laevigata* Eichw., *Turritella badensis* Sacco oraz *Venus multilamella* Lam. var. *marginalis* Eichw.

Według ostatnich obliczeń W. Friedberga (1939) fauna mięczaków z iłów korytnickich obejmuje 213 gatunków. Iły korytnickie należą do osadów głębokowodnych, na co wskazują występujące w iłach koralie. We-

dług M. Dembińskiej-Rózkowskiej (1932) głębokość wód, w których osadzały się ły korytnickie wynosiła przeszło 200 m.

Liczba gatunków mięczaków z łąw korytnickich jest w rzeczywistości o wiele większa niż podał W. Friedberg. Już w moim zbiorze (zbieranym przez szereg lat, lecz zniszczonym podczas wojny) wyróżniłem z łąw korytnickich 400 gatunków. W ten sposób ły korytnickie co do ilości gatunków śmiało mogą rywalizować z niektórymi klasycznymi miejscami występowania miocenu w okolicach Wiednia.

Fauna korytnicka wykazuje dużo analogii do fauny miocenu Wiednia. Ma ona jednak pewne odrębności faunistyczne. Jest mianowicie, na podstawie moich badań (1930) oraz W. Friedberga (1939), najbardziej zbliżona do fauny w Enzesfeld w Austrii oraz Lapugy w Siedmiogrodzie.

Ły korytnickie zaliczam (1930) wraz z W. Friedbergiem (1939) do tortonu dolnego; wskazuje na to duża ilość gatunków wspólnych helwetowi i tortonowi. Należy jednak wziąć również pod uwagę kilka gatunków występujących wyłącznie w helwecie. Podałem cztery takie gatunki: *Clavatulava evae* R. Hoern. i Au ing., *Cl. antoniae* R. Hoern. i Au ing., *Cl. clarae* R. Hoern. i Au ing., *Tornus planorbillus* Du j. Do liczby tej W. Friedberg (1939) dołączył jeszcze trzy gatunki: *Corbula theodisca* Hilb., *Venus subplicata* d'Orb., *Cerithium zelebora* Hoern. oraz gatunek nowy *Turritella korytnicensis* Friedb., który jego zdaniem jest spokrewniony z wygasłym w helwecie gatunkiem *Turritella interposita* Desh.

W rezultacie aczkolwiek W. Friedberg uznaje faunę korytnicką za dolnotortońską, to jednak zaznacza, że nie jest wykluczone, iż ły korytnickie należą do helwetu górnego.

Jest to oczywiście zaliczenie tymczasowe, dopóki nie zbierze się więcej faktów — wynikających z nowych materiałów paleontologicznych i obserwacji — które być może będą stanowiły dowód helweckiego wieku tych łąw. Osady ilaste niecki korytnickiej ku górze przechodzą powoli w utwory margliste i marglisto-piaszczyste.

Zmiana facji głębokowodnej na fację płytszą odbija się na faunie. Dolne warstwy mają faunę taką samą jak ły; wyżej, w miarę zmiany facji, gatunki charakterystyczne dla łąw powoli giną lub też ukazują się masowo formy, które w łąwach należą do rzadkich (np. *Cardium hians* Brocc.) oraz pojawiają się nowe gatunki, z łąw zupełnie nieznanne, jak *Pecten latissimus* Brocc., *Ostrea gryphoides* Schloth., *Glycimeris rudolphi* Eichw., *Solen burdigalensis* Desh. a także otwornice *Heterostegina* i *Amphistegina*.

Nad warstwami tymi znajdują się już wapienie litotamniowe należące do następnego poziomu.

Stratygraficznie i faunistycznie łąm korytnickim i ich wyższej serii marglistej odpowiadają ły i margle napotkane w otworze Suliszowa, na zachód od Chmielnika (K. Kowalewski, 1929).

W najbliższych okolicach Pińczowa leżą bezpośrednio na kredzie margle lądząco podobne do opoki kredowej, zawierające faunę typu korytnickiego, pokryte, podobnie jak w niecce korytnickiej, wapieniami litotamniowymi typu litawskiego. Margle te zawierają faunę odpowiadającą wyższym poziomom łąw korytnickich. Z charakterystycznych skamieniałości należy tu wyróżnić: *Glycimeris rudolphi* Eichw., *Meretrix*

*gigas* Lam., *M. islandicoides* Lam., *Cardium hians* Brocc., *Pholadomya alpina* Matth., *Amussium cristatum* Bronn, *Thracia ventricosa* Phil., *Turritella badensis* Sacco.

Takie same margle w tym samym położeniu stratygraficznym, tj. leżące pod wapieniami litotamniowymi, rozwinięte są dość szeroko w okolicy Buska, gdzie najcharakterystyczniej występują w Szczaworyżu.

Z charakterystycznych gatunków wymienić tu należy: *Cardium hians* Brocc., *Meretrix islandicoides* Lam., *Thracia ventricosa* Phil., *Glycimeris rudolphi* Eichw., *Chana gryphoides* Sw., *Amussium cristatum* Bronn, *Venus subplicata* d'Orb., *Chenopus pes-pelecani* Phil., *Cassidaria cingulifera* R. Hoern. i Auing., *Turritella badensis* Sacco, *T. erronea* Cossm., *T. bicariata* Eichw., *Heterostegina*.

Do tego poziomu zaliczam również piaskowce Życin i Chańczy pod Rakowem, które zawierają: *Cardium hians* Brocc., *Lucina columbella* Lam., *Meretrix gigas* Lam., *M. italica* Defr., *M. islandicoides* Lam., *Glycimeris rudolphi* Eichw., *Terebralia bidentata* Defr., *Genotaramosa* Bast., *Pyrulla condita* Bgt., *Turritella badensis* Sacco, *T. trincta* Bors. oraz *Pecten latissimus* Lam. i *Ostrea gryphoides* Schloth. znane z najwyższych warstw korytnickich.

Do warstw korytnickich należy zaliczyć również i piaski Małoszowa opisane przez A. Michalskiego (1884) i później W. Kracha (1947), które pomiędzy innymi zawierają: *Venus multilamella* Lam. var. *marginalis* Eichw., *V. subplicata* d'Orb., *Meretrix gigas* Lam., *Pecten latissimus* Lam., *Chlamys multistriata* Poli, *Natica josephina* Risso, *Solarium simplex* Bronn, *Turritella erronea* Cossm., *T. badensis* Sacco, *Bivetia subcancellata* d'Orb., *Cerithium vulgatum* Brug., *C. exdoliolum* Sacco, *Tudicla rusticula* Bast., *Ocenebra erinacea* L. Gatunki te występują wyłącznie w iłach korytnickich.

Miocen na Podkarpaciu, w dolinie górnej Wisłoki i Dunajca, obecnie strzępy jednolitej niegdyś całości, składa się z najstarszych utworów brunatnowęglowych, związanych z iłami z fauną korytnicką, lub z iłó w iłach z fauną warstw grabowieckich, w których zespole spotyka się również sporadycznie gatunki korytnickie na złożu wtórnym.

Osadami z najtypowiej wyrażoną fauną korytnicką są iły Grudny Dolnej podzielone kilkumetrową warstwą węgla brunatnego. Zawierają one takie gatunki korytnickie, jak *Ancilla glandiformis* Lam., *Fusus hössi* Partsch., *Fasciolaria fimbriata* Brocc., *Clavatula polonica* Pusch, *Cerithium vulgatum* Brug., a które nie występują na ziemiach Polski poza Korytnicą i niektórymi miejscowościami na Podkarpaciu. Według V. Uhliga (1888) mikrofauna tych iłó w ma cechy głębinowych iłó w badeńskich; poniżej zaś węgla — ten sam charakter z domieszką gatunków wó d płytszych.

Za podobne do iłó w z Grudny Dolnej uważa V. Uhlig iły z Iwkowej, które J. Nowak zaliczył do grabowu.

Fauna zawiera tu liczne gatunki korytnickie lub wiekowo im odpowiadające. Zaliczyć należy do nich gatunki: *Turritella badensis* Sacco, *Ancilla glandiformis* Lam., *Oliva flammulata* Lam., *Pleurotoma coronata* Münst., *P. aff. interrupta* Brocc. Według V. Uhliga otwornice tu występujące mają również cechy otwornic badeńskich.



W Niskowej, Zgłobicach, Błoniu (W. Friedberg, 1907) występują gatunki korytnickie przemieszane z gatunkami warstw grabowieckich. W Zgłobicach gatunkami korytnickimi będą: *Ancilla glandiformis* Lam., *Sveltia dertovaricosa* Sacco, *Natica josephina* Risso, *Terebra fuscata* Brocc., *Dentalium badense* Partsch. W Niskowej dołącza się gatunek *Cerithium zeleborei* Hoern. Występujące jednak w Zgłobicach przegrzebki, jak *Chlamys elegans* Andr. i *Pecten besseri* Andr. decydują o zaliczeniu tych warstw do grabowieckich; stąd też wynika, że gatunki korytnickie są tu na złożu wtórnym.

Na Górnym Śląsku brak utworów ściśle odpowiadających ilom korytnickim. Występowanie w Miechowicach pod Bytomiem margli wapiennych z *Venericardia scalaris* Sow., *Leda fragilis* Chemn., *Arca lactea* L. wraz z *Pecten latissimus* Lam. pozwala uznać te warstwy za najwyższe warstwy korytnickie, tj. zaliczyć je należy do margli graniczących już z wapieniami litotamniowymi.

W Benczynie pod Wadowicami występują pod nasunięciem fliszu ily denudatowe z bogatą fauną obejmującą 144 gatunki małżów i ślimaków (W. Krach, M. Książkiewicz, 1950). Analizując tę faunę, stwierdzamy w niej masowe występowanie elementów korytnickich, a także margli podlitotamniowych, wapieni litotamniowych oraz warstw denudatowych z charakterystycznymi przegrzebkami *Amussium denudatum* Reuss i *Chlamys koheni* Fuchs. Obecność przegrzebków oraz innych gatunków charakterystycznych dla warstw denudatowych dowodzi, że warstwy te zostały przemyte i przemieszane w czasie transgresji baranowskiej, a fauna korytnicka występuje tu na złożu wtórnym.

Ily z Benczyna są przede wszystkim przemieszanyymi ily korytnickimi. Wskazuje na to największy procent form wspólnych z ily korytnickimi (do 60%) oraz następujące gatunki typowo korytnickie:

*Venus multilamella* Lam. var. *marginalis* Eichw., *V. subplicata* d'Orb., *Cardita subrudista* Friedb., *Natica josephina* Risso, *Vermetus arenarius* L., *Turritella badensis* Sacco, *Tritonium affine* Desh., *Apollon marginatus* Mart., *Pyrula geometra* Bors., *Murex friedbergi* Cossm., *M. austriacus* Tourn., *Ocenebra erinacea* L., *O. orientalis* Friedb., *Nassa schönni* R. Hoern. i Auing., *N. toulai* Auing., *Mitra scrobiculata* Brocc., *Sveltia dertovaricosa* Sacco, *Trigonostoma puschi* Hoern., *Ancilla glandiformis* Lam., *Euthria puschi* Andr., *Pleurotoma coronata* Münst., *P. annae* R. Hoern. i Auing., *P. annae* R. Hoern. i Auing. var. *mathildae* R. Hoern. i Auing., *Drillia crispata* Jan., *Surcula dimidiata* Brocc., *Terebra basteroti* Nyst. a także korale z rodzaju *Flabellum* i *Discotrochus*.

W Krakowskiem, oprócz przemieszanych ily korytnickich z Benczyna, do poziomu podlitotamniowego należałoby zaliczyć także nieprzemieszane piaski heterosteginowe z Wielkiej Wsi pod Krakowem, tj. bez fauny denudatowej, przykryte ily gipsowymi (W. Friedberg, 1933).

#### POZIOM LITOTAMNIOWY

Na obszarze południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich poziom litotamniowy obejmuje największe przestrzenie. Wyrażony jest tu wapie-

niami i marglami złożonymi przeważnie z pokruszonego materiału raf litotamniowych. Przechodzi on w fację drobnolitotamniową, znaną pod nazwą wapieni litawskich. Te ostatnie, rozwinięte są szeroko w okolicach Pińczowa i Stopnicy i tu zawierają najobfitszą faunę.

W miejscach gdzie występują utwory podlitotamniowe, warstwy litotamniowe leżą na najwyższych warstwach korytnickich lub im odpowiadających.

W niecce korytnickiej leżą one na piaskowcach marglistych, w Pińczowie i okolicy Buska — na marglach lub na opoce kredowej, w okolicach Rakowa — na piaskowcach z fauną odpowiadającą korytnickiej lub bezpośrednio na paleozoiku.

Na dalszych częściach obszaru świętokrzyskiego, gdzie warstwy podlitotamniowe nie są rozwinięte (a takich jest większość, zwłaszcza na obszarach wschodnich), warstwy litotamniowe leżą bezpośrednio na podłożu przedmiocęńskim lub na warstwach brunatnowęglowych. Gdy wapienie litotamniowe leżą na warstwach poziomu podlitotamniowego, to fauna jest na ogół w obu poziomach zgodna, dołączają się tylko niektóre nowe gatunki.

W Pińczowie wapienie litawskie zawierają pomiędzy innymi: *Glycimeris rudolphi* Eichw., *Pectunculus pilosus* L., *Spondylus crassicastratus* Lam., *Pecten latissimus* Brocc., *P. revolutus* Michx., *P. solarium* Lam., *Chlamys multistriata* Poli., *Ch. seniensis* Lam. var. *łomnickii* Hilb., *Ch. fasciculata* Mill., *Ostrea gryphoides* Schloth., *Turritella bicarinata* Eichw. oraz otwornice z rodzaju *Heterostegina* i *Amphistegina*.

Podobny skład faunistyczny, aczkolwiek ilościowo uboższy, zawierają wapienie litawskie obszaru stopnickiego.

Na obszarze rakowskim (Życiny-Chańcza) niektóre warstwy wapieni litotamniowych, np. w otworze Życiny, dochodzące do znacznej grubości, mają wkładki piaszczysto-margliste i zawierają zubożałe formy fauny z margli i piaskowców korytnickich, w której zespół wchodzi pomiędzy innymi: *Venericardia laticosta* Eichw., *Venus multilamella* Lam., *Cardium hians* Brocc., *Glycimeris rudolphi* Eichw., *Thracia ventriculosa* Phil., *Pectunculus pilosus* L., *Turritella badensis* Sacco, *Turbo mamillaris* Eichw., *Cassis miolaevigata* Sacco, *Chenopus uttingerianus* Risso.

W Chańczy występują również wapienie litotamniowe z *Amphistegina* i *Heterostegina*.

Do poziomu tego zaliczyć należy piaski heterosteginowe okolic Miechowa (okolice Trzonowa) wraz z wapieniami litotamniowymi o faunie ubogiej, nieprzemieszane, pozbawione przegrzebków baranowskich (W. Krach, 1947).

Dalej ku wschodowi wapienie litotamniowe leżą bezpośrednio na utworach przedmiocęńskich i pod względem faunistycznym są znacznie uboższe. Dominującymi gatunkami mięczaków będą tu *Ostrea cochlear* Poli i *Venus cincta* Eichw. Pojawiająca się na tych obszarach w wapieniach litotamniowych *Heterostegina* (Gartatowice, Jasiień, Szydłów, Kurozweki, Jabłonica, Łaziska pod Bogorią) oraz z rzadka *Pecten latissimus* Brocc. (Szydłów, otwory soleckie) podkreślają przynależność tych wapieni do tego poziomu. Wapienie litotamniowe na dużych obszarach występują

prawie zwartą masą w okolicach Stopnicy, Pińczowa i Sandomierza oraz w otworach sekcji Rozwadów, Biłgoraj i południowych obszarów okolic Staszowa i Solca. Występują również w postaci izolowanych strzępów na Podkarpaciu (Olimpów, Niechobrz, Szczepanowice). Nie brak ich również w Krakowskim (wapienie ostrygowe Tyńca i Zwierzyńca opisane przez E. Panowa, 1935) ani na Górnym Śląsku, gdzie występują niekiedy w postaci wapieni litawskich z fauną zbliżoną do pińczowskiej (Czechowice, Biskupice).

Niektóre obszary wyjątkowo pozbawione są utworów poziomu litotamniowego i podlitotamniowego (korytnickiego), gdzie bezpośrednio na warstwach brunatnowęglowych, rzadziej na utworach przedmiocenijskich, leżą warstwy wyższe, nadlitotamniowe, tj. baranowskie (np. w północnej części zapadliska przedkarpackiego w widłach Wisły i Sanu, w okolicy Tarnobrzega oraz w okolicy Bogorii i Klimontowa).

Zdaje się, że w środkowej części zapadliska przedkarpackiego panują te same stosunki. Wskazuje na to praca Z. Kirchnera (1957). Z powodu jednak braku danych dotyczących materiałów makroskopowych trudno na razie ustalić granice ich zasięgu.

Z obecności rodzaju *Heterostegina* występującego w najwyższych warstwach korytnickich (margle i piaskowce) i w wapieniach litotamniowych wynika, że warstwy te są tego samego wieku. Wskazuje na to również fauna (*Pecten latissimus* Brocc., *Ostrea gryphoides* Schloth.).

Jakkolwiek same ily korytnickie mają inną faunę niż margle litotamniowe, to jednak jest to fauna od nich pochodna. Z drugiej strony, ku wschodowi, w miarę oddalania się od niecki korytnickiej z obszarów pińczowsko-buskich, miechowskiego i okolic Rakowa, gatunki warstw korytnickich w wapieniach litotamniowych powoli giną i zastępują je nowe, właściwe ich monotonnej facji: *Ostrea cochlear* Poli, *Venus cincta* Eichw.

Z podanych tu faktów wynika, że wapienie litotamniowe mogą być odpowiednikiem serii korytnickiej.

Zaobserwowane ogólnie stosunki stratygraficzne, facjalne i faunistyczne wykazują, że poczynając od głębokowodnych ilów korytnickich facja staje się powoli płytsza (margle i piaskowce margliste). Jednocześnie facja ta zajmuje coraz większe obszary i przekracza w ten sposób obszar ilów, wreszcie margli korytnickich. Coraz większe spłylenie na zachodzie, przy jednoczesnym rozszerzaniu się zasięgu wód na obszarze miocenu Polski południowej, stwarza dogodne warunki do powstawania w tym czasie raf litotamniowych, będących fazą jednakowych warunków batymetrycznych, jakie zapanowały pod koniec naszego tortonu dolnego.

## TORTON GÓRNY (ŚLĄSKI)

### POZIOM NADLITOTAMNIOWY BARANOWSKI WRAZ Z WARSTEWKĄ ERWILIOWĄ U GÓRY

Na wapieniach litotamniowych, czasem zaś na warstwach brunatnowęglowych lub zgoła na podłożu przedmiocenijskim, leżą warstwy wyróżnione przez M. Łomnickiego (1881) po raz pierwszy na Opolu (ZSRR), znane pod nazwą warstw baranowskich. Zawierają one odrębną faunę, w której skład wchodzi charakterystyczne przegrzebki, w większości nie-

znane w poziomie podlitotamniowym i litotamniowym. Są one pozostałością wielkiego zalewu, który obejmował prawie cały obszar miocenu południowej Polski wraz z zapadliskiem przedkarpackim.

Na Górnym Śląsku, w obszarze Miechowa i Sandomierza (okolice Klimontowa) obserwowane jest transgresyjne nachodzenie warstw baranowskich na starsze, niekiedy nawet przedmioceniowe (Górny Śląsk, Sandomierskie, Podkarpacie, zapadlisko przedkarpackie). Stwierdzono tam często występujące elementy litologiczne i faunistyczne mające charakter drugorzędnej złoży.

Fakty te wskazują, że pomiędzy końcem cyklu sedymentacyjnego warstw litotamniowych a początkiem osadzania się warstw baranowskich musiała istnieć pewna przerwa w czasie (wskazują na to m. in. wapienie słodkowodne okolic Krakowa).

Warstwy baranowskie na obszarze południowego zbocza Gór Świętokrzyskich stwierdziłem w r. 1930 na podstawie wyróżnionych przez A. Michalskiego (1884) i St. Kontkiewicza (1887) zespołów faunistycznych leżących pod gipsami, które zawierały m. in. *Amussium denudatum* Reuss i *Chlamys koheni* Fuchs. Było to zgodne z ówczesnym poglądem W. Friedberga (1912), który wkrótce jednak zmienił zdanie z tego względu, że warstwy te występowały na wapieniach litotamniowych, nie zaś, jak na Opolu, na helwecie lub warstwach przedmioceniowych. Stanowisko moje poparł J. Czarnocki na podstawie badań naszych prowadzonych w okolicach Buska (J. Czarnocki, K. Kowalewski, 1930). Stało się to przyczyną ostrej polemiki ze strony W. Friedberga popartej przez niektórych geologów krakowskich i ciągnącej się niemal do obecnej chwili. Spór ten rozstrzygnięto kompromisowo, lecz nie ostatecznie. Mianowicie J. Czarnocki (1935) wyróżnił dwie warstwy baranowskie: jedną pod nazwą „warstw przegrzebkowych górnych“ leżących na wapieniach litotamniowych, z przewagą przegrzebków *Chlamys scissa* Favre (obszar świętokrzyski i okolice Lwowa) i drugą, właściwą warstwę baranowską, tj. denudatową, występującą na helwecie lub warstwach przedmioceniowych Opola (ZSRR), mającą występować również w naszym miocenie u podstawy iłów korytnickich. W rzeczywistości jednak u podstawy iłów korytnickich występuje tylko większe nagromadzenie przegrzebka *Amussium cristatum* Bronn i to łącznie z fauną iłów korytnickich.

Z dalszego nagromadzenia faktów wynika, że warstwy scisusowe i denudatowe Opola (ZSRR) sobie odpowiadają. W stropie tych warstw występuje bowiem na tych obszarach warstewka erwiliowa przykryta gipsami zarówno na obszarze świętokrzyskim, jak i na Opolu. Występowanie warstw z *Pecten latissimus* Brocc. i *Heterostegina* na Opolu świadczy również o tym, że warstwy baranowskie Opola nie wszędzie są podłożem tortonu. Sprawę tę poruszyłem ostatnio w jednym z numerów Przeglądu Geologicznego, w artykule poświęconym stratygrafii miocenu Polski (K. Kowalewski, 1957a).

Z badań przeprowadzonych na obszarze południowego zbocza Gór Świętokrzyskich wynika, że na wapieniach litotamniowych, odpowiadających końcowej fazie tortonu dolnego, lub też na warstwach brunatnowęglowych, leży cała seria warstw litologicznie dość zmienna w zależności od facji. Seria ta zawiera swoistą faunę, odrębną od korytnickiej. Wyróżniamy w niej zasadniczo trzy facje:

- 1) brzezną rybnicką, nazwaną od wyróżnionych warstw w Rybnicy pod Klimontowem;
- 2) głębszą, scisusową, znaną ze Świniar pod Osiekim;
- 3) głębokowodną, denudatową, znaną z niektórych miejsc w obszarze świętokrzyskim, występującą przeważnie w zapadlisku przedkarpackim (notowaną prawie we wszystkich otworach wiertniczych).

Facja rybnicka wyrażona jest przeważnie piaskami oraz żwirami pochodzącymi ze skał lokalnych (otoczki ze spągu miocenu, litotamnia); osady te noszą charakter plażowy. Drobną fauną, gatunkowo dość bogatą (przeszło 130 gatunków), odpowiada faunie piasków Opola i Wołynia. Zawiera ona charakterystyczne gatunki, wśród których przewodnimi formami są *Chlamys scissa* Favre, *Ch. rybnicensis* Friedb., *Venus subplicata* d'Orb. var. *orientalis* Friedb., *Isocardia cor* L., *Cardium rybnicense* Friedb., *Cardium praeachinatum* Hilb., *Nassa coarctata* Eichw. var. *zboroviensis* Friedb. (K. Kowalewski, 1950).

Facja ta znana jest dotychczas tylko z północno-wschodniej części masywu świętokrzyskiego, gdzie, oprócz Rybnicy pod Klimontowem, na wapieniach litotamniowych występują podobne utwory w Woli Malkowskiej i w Łaziskach pod Bogorią. W skład bogatej fauny pochodzącej z tych miejscowości wchodzi następujące gatunki przegrzebków: *Chlamys scissa* Favre, *Ch. scissa* Favre var. *vulkae* Hilb., *Ch. resurrecta* Hilb., *Ch. rybnicensis* Friedb., *Ch. seniensis* Lam. var. *łomnickii* Hilb. Warstwy należące do tej facji, z fauną identyczną z rybnicką, lecz w przeciwieństwie do Rybnicy leżące na warstwach brunatnowęglowych, występują również w wielu otworach północnej części zapadliska przedkarpackiego między Wisłą a Sanem i przechodzą ku południowi w warstwy denudatowe. Wiekowo odpowiadają im utwory facji wód głębszych od rybnickich, wykształcone również w postaci piasków, znane ze Świniar nad Wisłą. W przeciwieństwie do fauny rybnickiej, fauna Świniar jest gatunkowo bardzo uboga. Występują tu gromadnie ostrygi *Ostrea cochlear* Poli oraz przegrzebki: *Chlamys scissa* Favre, *Ch. resurrecta* Hilb. Warstwy te w Świniarach leżą na przemytych wapieniach litotamniowych (K. Kowalewski, 1929). Utwory facji głębokowodnej, składające się z drobnoziarnistych piasków mulistych, zawierają następujące przegrzebki: *Chlamys scissa* Favre, *Ch. koheni* Fuchs, *Amussium denudatum* Reuss. Towarzyszą im przewiertki, jak *Terebratula grandis* Blb. i *T. maxima* Friedb. Jest to tzw. facja denudatowa warstw baranowskich. Warstwy baranowskie w tej facji występują w Kurozwekach, w Nadolu pod Buskiem, w okolicach Korytnicy oraz w otworach południowo-zachodniej części zapadliska przedkarpackiego, gdzie warstwy denudatowe leżą również niekiedy na warstwach starszych od miocenu. Poza obszarem świętokrzyskim warstwy baranowskie w facji denudatowej występują w okolicy Miechowa, Krakowa, Wadowic, na Śląsku oraz na Podkarpaciu (Wieliczka).

W warstwach baranowskich Górnego Śląska i okolic Wadowic (Andrychów), leżących stale na podłożu starszym, obserwujemy niekiedy domieszkę form morawskich i zachodnio-europejskich (W. Krach, W. Nowak, 1956), co upodabnia te warstwy do austriackiego szliru (np. z Ott-

ang). Uważano je tam z dawien dawna za dolnomioceńskie. W rzeczywistości leżą one przekraczająco i niezgodnie, podobnie jak u nas.

Większą ilość form zachodnio-europejskich w warstwach denudatowych Górnego Śląska tłumaczyć należy częściowo bliskością obszarów zachodnich albo też, co jest bardziej prawdopodobne, występowaniem niektórych gatunków na złożu drugorzędym. Wskazywałyby na to gatunki występujące w tych warstwach i żyjące w niejednakowych warunkach facjalnych (Imielno, Zabrze, Andrychów, Benczyn). W Krywałdzie i Makoszowej stosunki faunistyczne warstw denudatowych są już normalne. Iły zawierają tu znane z tego zespołu przegrzebki, jak *Amussium denudatum* Reuss, *A. cristatum* Bronn, *Chlamys koheni* Fuchs, *Ch. opercularis* L. var. *trigonocosta* Hilb., z wyjątkiem *Ch. solarium* Lam., który występuje na obszarze świętokrzyskim w wapieniach litotamniowych Pińczowa.

W Wieliczce do warstw tych należą zasolone iły denudatowe o faunie złożonej z *Amussium denudatum* Reuss, *Chlamys lilli* Pusch, do której dołączają się drobne gatunki, właściwe również solom spiżowym, oraz gatunki znane ze szliru z Ott nang, jak *Solenomya doderleini* May., *Tellina ottnangensis* R. Hoern.

Warstwy baranowskie występują również w okolicy Krakowa (Latanice, Zabierzów), skąd podaje je W. Krach (1956a). Zawierają one *Amussium denudatum* Reuss, *Chlamys opercularis* L., *Ch. koheni* Fuchs i *Ch. felsineum* For.

Fauna małżów i ślimaków Korytnicy ma charakter zachodnio-europejski (wiedeński, siedmiogrodzki). Fauna warstw baranowskich natomiast, zwłaszcza w facji rybnickiej, jest mocno zbliżona do zespołów faunistycznych Opola i Wołynia, od których różnią ją właściwie tylko przegrzebki i niższe położenie stratygraficzne. W warstwach baranowskich napotykamy zatem po raz pierwszy charakterystyczne elementy faunistyczne Opola i Wołynia, których nie ma zupełnie w zespole fauny Korytnicy.

Bezpośrednio nad gipsami występuje zazwyczaj warstwa erwiliowa. Normalnie, gdy facja warstw baranowskich jest głębsza, przedstawia ona warstwę wyraźnie oddzieloną, złożoną przeważnie ze skorupek *Ervilia pusilla* Phil. i *Modiola hoernesii* Reuss. Tam gdzie występuje facja płytsza (rybnicka), warstwa erwiliowa redukuje się wprost do ławicy erwiliowej, przemieszanej niekiedy z gatunkami rybnickimi, występującej nad warstwami baranowskimi. Brak wtedy ścisłej granicy między warstwą erwiliową a warstwami baranowskimi, co można zaobserwować w Rybnicy i niektórych otworach pomiędzy Wisłą a Sanem. W jednym z otworów tego obszaru (Zalesie Antoniowskie) zaobserwowano w warstwach baranowskich facji rybnickiej kilka ławic erwiliowych.

Stwierdzono, że w obrębie obszaru północnej części zapadliska przedkarpackiego warstewka ta nie jest stała i w większości wypadków gipsy leżą bezpośrednio na warstwach baranowskich. Warstwa erwiliowa występuje przeważnie jako warstewka pojedyncza i tylko na obszarze biłgorajskim, w środkowej części Roztocza oraz w Lubelskiem warstewki erwiliowe powtarzają się (M. Brzezińska, 1957).

Przyjęto powszechnie, że warstewka erwiliowa jest ekwiwalentem wysłodzenia wód. Z poglądem tym nie można się dziś zgodzić wobec faktu, że zarówno nadmierne zasolenie, jak i wysłodzenie prawie jednakowo

wpływają na zespoły żyjących mięczaków. Warstewka ta występuje ponadto zawsze w spągu gipsów powstałych wskutek zmineralizowania wód baranowskich i znajdujemy w niej również przegrzebki, które w wysłodzonych wodach żyć nie mogą.

Wobec tego, że warstewka ta nie wszędzie występuje, lecz jest wynikiem tylko większego zmineralizowania wód i nie wiąże się ze zjawiskami zachodzącymi na całym obszarze naszego miocenu lub w obrębie określonych poziomów (Lubelskie), trudno ją uznać, jak uważali M. Łomnicki, J. Siemiradzki i J. Czarnocki, za poziom graniczny między tortonem górnym a dolnym. Za poziom taki uważać możemy warstwy baranowskie, w których w tym czasie zaznaczyła się wyraźna zmiana fauny.

Z przeglądu odsłonięć warstw baranowskich w całej Polsce można wyprowadzić następujące wnioski paleogeograficzne.

1. Warstwy baranowskie Polski dzielą się na dwie prowincje: śląsko-krakowską oraz południowego zbocza Gór Świętokrzyskich i Lubelskiego wraz z obszarem zapadliska przedkarpackiego.

2. Prowincję śląsko-krakowską, do której należą warstwy denudatowe Górnego Śląska, zachodniej części Podkarpacia (Andrychów, Benczyn), okolice Krakowa i Miechowa, cechuje przede wszystkim silnie wyrażona szybka i gwałtowna transgresja, powodująca przemieszanie lub zmycie warstw niżej leżących, niekiedy zmycie aż do podstawy miocenu.

Przemieszczeniu lub przemyciu uległy warstwy od helwetu morskiego aż po warstwy litotamniowe; w Benczynie — warstwy od iłów korytnickich aż po warstwy litotamniowe; w okolicach Miechowa — od warstw heterosteginowych do litotamniowych włącznie. Z tego też względu zespoły faun tu występujących są mieszane, mimo że fauna ich ma dużo elementów typu zachodniego.

3. Zjawiska przemycia i przemieszania miały prawdopodobnie wpływ na występowanie w najwyższych warstwach baranowskich warstewki erwiliowej. Z obszaru krakowskiego bowiem nie jest ona notowana, na Górnym Śląsku zaś występuje rzadko i to w postaci niezbyt typowej (Czechowice koło Gliwic).

4. Na południowych zboczach Gór Świętokrzyskich i w zapadlisku przedkarpackim w osadach warstw baranowskich zaznacza się spokojniejszy zalew, nie pozbawiony jednak charakteru transgresywnego. Wskazuje na to niezgodne ułożenie warstw młodszych na starszych oraz wkładki przemytych litotamniów a także fauna stwierdzona niekiedy na złożu drugorzędym. Zalew ten pozostawił po sobie na północnym wschodzie Polski płytkowodne warstwy rybnicke, głębsze — scisusowe, wreszcie głębokowodne — denudatowe. Fauna towarzysząca występującym tu przegrzebkom baranowskim ma odrębny charakter nie tylko w stosunku do fauny korytnickiej, lecz również do fauny górno-śląskiej.

Warstewka erwiliowa występująca na tym obszarze, aczkolwiek nie pojawia się stale, wszędzie jednak jest typowo wykształcona (z wyjątkiem brzeżnych osadów facji rybnickej) i wskazuje na powolne i spokojne przechodzenie wód morskich w zasolone.

5. Na obszarze śląsko-krakowskim, według badań S. Alexandrowicza (1956) występuje charakterystyczny poziom otwornicowy lancendorfski: sięga on aż do Pińczowa i Buska. Dalej na wschód, sądząc z badań Z. Kirchnera (1956) i A. Sulimskiego (1956), zastępuje go poziom podob-

ny. Być może, że mikrofauna lancendorfska ma również charakter nieco mieszaną, ze względu na przemyte osady starsze. W każdym razie różnice faunistyczne między obu tymi obszarami są dość znaczne i wskazują na nienormalną migrację fauny. Nie ulega wątpliwości, że przeszkodą były tu progi i wyniosłości jurajskie występujące w największym zężeniu naszego morza miocenijskiego, w okolicy Krakowa, nie sprzyjające migracji fauny z zachodu na wschód.

6. Transgresja wyrażona ślniej na obszarze śląsko-krakowskim niż na obszarze świętokrzyskim i we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, następnie nieprzeniknięcie na obszary wschodnie licznych gatunków małżów i ślimaków typu zachodniego, których zasięg dochodzi najwyżej do Krakowa (Wieliczka), dalej gromadnie występowanie w warstwach baranowskich na obszarach na wschód od Krakowa fauny typu Opola i Wołynia, wskazują, że fauna warstw baranowskich przybyła na obszary Polski nie — jak poprzednie — z zachodu, lecz ze wschodu.

7. Ta sama fauna wschodnia (z wyjątkiem pojawiających się nowych przegrzebków) towarzyszy nadległym warstwowo baranowskim, tj. gipsowym i nadgipsowym zarówno facji głębokowodnej (pektenowej), jak i płyt-kowodnej (bogucicko-grabowieckiej) na całym już obszarze Polski.

8. Zważywszy że warstwy baranowskie Wieliczki i Andrychowa wykazują analogie faunistyczne do podobnie wykształconych utworów szli-ru z Otnang (R. Hoernes, 1875) niewątpliwie tortońskich, warstwy denudatowe (baranowskie) Polski muszą odpowiadać im wiekowo, na co już wskazywali wielokrotnie (w stosunku do fauny Wieliczki) R. Hoernes, 1875; A. Reuss, 1867; J. Niedźwiedzki, 1883—1886; J. Siemiradzki, 1909 oraz W. Friedberg, 1912. W warstwach naszych brak jedynie głowonogów z rodzaju *Aturia*, które w Otnang są bardzo często spotykane.

9. Biorąc pod uwagę fakt, że w warstwach baranowskich Polski po raz pierwszy pojawiają się na jej obszarach wschodnich, częściowo zachodnich, nienapotykane w warstwach od nich starszych elementy faunistyczne typu Opola i Wołynia oraz że zaznacza się w nich istotna zmiana fauny z zachodniej na wschodnią, która towarzyszy stale warstwowo wyższemu od baranowskich na obszarze całej Polski aż po warstwy gipsowe i grabowieckie włącznie, warstwy baranowskie musimy uznać za graniczne między tortonem dolnym (warstwy litotamniowe i podlitotamniowe) a górnym (poziom osadów chemicznych, warstwy grabowieckie), przyjmując, że warstwy baranowskie należą już do tortonu górnego.

#### POZIOM OSADÓW CHEMICZNYCH (GIPSOWY I SOLNY)

Wody warstw baranowskich poprzez fazę erwiliową ulegały coraz większemu zasoleniu, co spowodowało w końcu osadzenie się węglanów, siarczanów wapnia oraz soli kamiennej. Na znacznych obszarach parowanie wód było do pewnego stopnia ograniczone. Osadziły się tylko grube warstwy gipsów sięgające w niektórych otworach zapadliska przedkarpackiego do ponad 50 m miąższości. Przyczyną ograniczonego parowania były zapewne: wielkość zbiornika niepodzielonego na części, ograniczonego od północy północną częścią Górnego Śląska, południową częścią obszaru krakowskiego, Miechowa, Stopnicy, Buska, Sandomierza, od południa zaś stykającego się z Podkarpaciem.



Na Górnym Śląsku i na obszarach podkarpackich istniały natomiast warunki do tworzenia się lagun, co doprowadziło do osadzenia się pełniejszej serii osadów chemicznych z anhydrytami, solami kamiennymi i gipsami włącznie.

Fauna występuje stosunkowo rzadko między warstwami gipsu. W łąkach z otworów zapadliska przedkarpackiego, wierconych w bardziej środkowej jego części, napotymano czasem na pojedyncze, źle zachowane, przegrzebki podobne do *Chlamys elyni* Żiszcz.<sup>1</sup>, otwornice, czasem zaś drobne skorupki ślimaków *Spirialis*. W otworach natomiast północnej części zapadliska przedkarpackiego, w okolicach Sandomierza, we wkładkach, w gipsach złożonych z piasków, mułów i margli, występuje fauna o cechachuboższej fauny rybnickiej, do której dołączają się gatunki przegrzebków spotykane w nadległych ilastych warstwach grabowieckich, jak *Chlamys neumayri* Hilb. i *Ch. elyni* Żiszcz. (K. Kowalewski, 1957a).

Okoliczność ta dowodzi, że gipsy z fauną mają charakter przejściowy. Z jednej strony stanowią one końcową fazę warstw baranowskich, z drugiej — uwydatnia się ich związek z nadległymi warstewkami pektenowymi. Stąd też wynika wniosek, że na niektórych obszarach, np. na północ od Sandomierza, między osadzeniem się warstw baranowskich (z warstewką erwiliową) i pektenowych nie było żadnych przerw i sedymentacja nie była zakłócona.

Warstwy gipsowe północnej i środkowej części zapadliska przedkarpackiego, bliżej Podkarpacia, przechodzą w utwory solne złożone z soli kamiennej, gipsów i anhydrytów, najtypowiej wykształcone na linii Wieliczka—Bochnia. Swojego czasu panowały poglądy, poparte autorytetem znanych badaczy austriackich, że warstwy solne są starsze, a nawet najstarsze w stosunku do poziomu warstw nadległego miocenu łącznie z gipsami. Przyczyną takich właśnie poglądów było sfalowanie i spiętrzenie tych mas pod wpływem orogenezy alpejskiej i ułożenie na nich poziomo występujących warstw młodszych.

W miarę rozwoju dalszych badań, zwłaszcza powojennych, okazało się niezbicie, że w miocenie Przedgórze Karpat Środkowych Polski był tylko jeden cykl sedymentacyjny osadów chemicznych, na co wskazują związane z tym poziomem otwornice (Z. Kirchner, 1957).

Na Śląsku, w Żorach, występują ily solne i sole z anhydrytami i gipsami (R. Michael, 1913). Odpowiadają im ily gipsowe z gipsem i tufitami z Krywałdu, opisane przez W. Kracha (1956), zawierające podobne jak między warstwami gipsu obszaru świętokrzyskiego gatunki *Spirialis*, *Hydrobia* i *Chlamys elyni* Żiszcz.

Fauna występująca między warstwami gipsowymi Krywałdu wykazuje duże analogie do fauny Wieliczki. Przyczyną tego jest większe zasolenie wód. W północnej części Sandomierskiego analogii takich nie stwierdzono.

Zaznaczyć należy, że w pobliżu Krywałdu nie ma również wyraźnej granicy pomiędzy warstwami gipsowymi spągowymi (podgipsowymi) a stropowymi (nadgipsowymi, grabowieckimi), podobnie jak na obszarach zapadliska przedkarpackiego.

<sup>1</sup> Żiszcz. = Żiszczenko; w niniejszym zeszycie zastosowano wszędzie ten skrót, nawet w przypadkach, gdy w literaturze skrót powyższy podawany jest w formie Zhizhch. (Жижченко) (przyp. Red.).

## POZIOM NADGIPSOWY (GRABOW)

Po fazie gipsowej, rozwijającej się spokojnie na wyróżnionych przez zalew baranowski utworach tortonu dolnego, pod wpływem odnowionych ruchów karpackich następuje w obrębie tego samego morza nowa faza. Zaznacza się ona w postaci raptownego pogłębienia dna morskiego na jednych obszarach bądź zalewem obszarów poprzednio opuszczonych przez morze lub nowych. Z tego też względu wyróżniamy na obszarze miocenu południowej Polski trzy facje należące do tego poziomu:

- 1) facja głębokowodna iłó w pektenowych;
- 2) facja bogucicko-grabowiecka wód płytkich lub nieco głębszych;
- 3) facja piaszczysta i litotamniowa północno-świętokrzyska i lubelska.

Facja głębokowodna iłó w pektenowych. Facja ta, wyrażona iłami bryłowymi, z wkładkami margli i wapieni bądź też iłami piaszczystymi, rozwinięta jest bardzo szeroko na całym obszarze południowej Polski, mianowicie na całym południowym obrzeżeniu masywu świętokrzyskiego, na Górnym Śląsku oraz w środkowych częściach zapadliska przedkarpackiego.

Warstwy pektenowe obszaru świętokrzyskiego mają przeważnie charakter ilasto-marglisty. Znajdują się zawsze nad gipsami lub odpowiednikami gipsów. W tym ostatnim wypadku, zwłaszcza gdy facja gipsów wyrażona jest iłami, brak ścisłej granicy pomiędzy obu tymi utworami. Na obszarze zapadliska przedkarpackiego, w północnej jego części, w widłach Wisły i Sanu, dzielą się one na dwa ogniwa:

1. Dolne, ilaste z domieszką piaszczysto-glaukonitową, z fauną gruboskorupową, z przegrzebkami żeberkowanymi *Chlamys neumayri* Hilb. i *Ch. lilli* Pusch. z gatunkami zubożonej fauny rybnickiej (baranowskiej); *Corbula gibba* Olivi występuje tu masowo wraz z *Thracia ventricosa* Phil. i *Isocardia cor.* L., które są dość rzadko spotykane w warstwach rybnickich. Nieznane z warstw rybnickich są tu tylko przegrzebki (*Chlamys neumayri* Hilb., *Ch. lilli* Pusch).
2. Warstwy pektenowe górne, złożone z iłó w, margli i wapieni marglistych, zawierają również zubożoną faunę rybnicką. Do niej dołączają się gatunki nieznane z tych warstw, jak *Nucula placentina* Lam., *N. sulcata* Bronn, *Arca pectunculoides* Scacchi var. *minutissima* Kautsky, *Dentalium novemcostatum* Lam. var. *mutabilis* Dod. oraz dość liczne drobne okazy *Spirialis*, przede wszystkim zaś przegrzebki *Chlamys elyni* Ziszcz.

Nawiasem zaznaczyć muszę, że forma *Chlamys galiciana* Favre, podawana często przeze mnie z warstw pektenowych, nie należy do tego gatunku, lecz do *Chlamys elyni* Ziszcz. opisanego przez B. P. Ziszczenko

(fide B. P. Kazakowa, 1952). Gatunek ten wyróżnił poprzednio M. Łomnicki (1906) pod nazwą *Pecten galicianus* Favre var. *minor* M. Łomn. Do tej odmiany odniósł poprzednio W. Friedberg (1934—1935) okazy sandomierskie pochodzące z Kamienia Łukawskiego, które na podstawie moich badań odpowiadają w zupełności gatunkowi *Chlamys elyni* Ziszc. z.

W otworach wiertniczych środkowej części zapadliska przedkarpackiego a także w otworach okolic Solca Starego i Szydłowa do warstw tych dołączają się ponadto: *Lima subauriculata* Mont. oraz *Cuspidaria* (*C. costellata* Desh., *C. cuspidata* Olivi, *C. cf. wolfi* Fuchs. Te ostatnie znane są ze szliru z Ottang. Rzadko występuje tam *Syndesmya* aff. *alba* Wood. Niezależnie od tego w warstwach pektenowych występują niekiedy liczne przewarstwienia złożone z dość dużych, lecz zupełnie zgniecionych skorupki *Spirialis*; częste również są jeże morskie (*Brissopsis* sp.?).

Warstwom pektenowym tych obszarów odpowiadają na innych podobnie wykształcone warstwy, również w facji ilasto-marglistej. Składają się one prawie wyłącznie z nagromadzenia samych przegrzebków. Warstwy tego typu stwierdziłem w Pińczowie, Szańcu, Staszowie, Czajkowie, Nadolu pod Buskiem i w Piestrzcu pod Wójczą. Należą do nich podane przez W. Friedberga i J. Samsonowicza margle i iły z *Chlamys neumayri* Hilb. i *Ch. galiciana* Favre (z *Ch. elyni* Ziszc. z.) pochodzące z Kamienia Łukawskiego pod Sandomierzem; zapewne występują one również w południowej części okolicy Miechowa. Na ogół w warstwach tych spotykamy następujące gatunki przegrzebków: *Chlamys elyni* Ziszc. z., *Ch. galiciana* Favre (bardzo rzadko), *Ch. neumayri* Hilb., *Ch. lilli* Pusch, *Ch. wolfi* Hilb., *Ch. scissa* Favre, *Ch. posthuma* Hilb.

Warstwy pektenowe leżą zawsze między warstwami krakowieckimi z *Syndesmya reflaxa* Eichw. i *S. scythica* Sok. (w stropie) a gipsami (w spągu). Przedstawiają zatem najwyższe warstwy tortonu graniczące z sarmatem. W stropie warstw pektenowych, a niekiedy także w ich spągu, zaobserwować można warstwy płonne zawierające łuski ryb, skupienia drobnych małżoraczków oraz dość liczne drobne okazy *Spirialis*.

Zatem granica warstw pektenowych między dolnymi warstwami krakowieckimi a górnymi gipsowymi nie jest ostra. Nie jest to dziwne. Mamy tu bowiem do czynienia z tym samym morzem, w którym odkładały się bez żadnej przerwy osady, poczynając od warstw baranowskich, i tylko zmiany fauny mogą wyznaczyć granicę między tymi poziomami o jednolitej facji.

To samo obserwuje się na Górnym Śląsku w profilu Krywałdu opisanym przez W. Kracha, który słusznie zaliczył występujące tu warstwy z *Chlamys elyni* Ziszc. z. i *Spirialis* do warstw grabowieckich. Warstwy te w Krywałdzie wyrażone są iłami zwięzłymi z licznymi przewarstwieniami tufitu. Nie ulega wątpliwości, że warstwy te muszą również przykrywać utwory solne w Żorach.

Facja bogucicko-grabowiecka. Facja ta w stosunku do warstw pektenowych jest płytsza. Występuje ona wąskim pasem wzdłuż północnej krawędzi Karpat; przeważnie wyrażona jest tzw. bogucickimi piaskami ciągnącymi się z przerwami od Rajska do Rzeszowa włącznie. Stosunek tych piasków do podłoża nie wszędzie jest widoczny. Pewne jest, że leżą one na warstwach solnych lub im odpowiadających. Fauna ma ce-

chy warstw nadgipsowych. Rzadko trafiają się formy starsze (*Turritella badensis* Sacco, *Heliastrea reussiana* M. E. i H. Warstwy te zawierają *Chlamys elegans* Andrż. i *Pecten besseri* Andrż.

Ku wschodowi facja ta przechodzi w ily zwane grabowieckimi (Zgłobice, Błonie). W Zgłobicach ily te leżą na gipsach. Występują one również w izolowanych strzępach na Podkarpaciu (Niskowa) i pod Wadowicami.

Fauna iłów grabowieckich i warstw bogucickich nosi charakter fauny warstw nadgipsowych, w której zaznacza się dużo gatunków korytnickich (Zgłobice, Niskowa, Błonie). Trafiają się również partie przemytych litotamnii (Błonie), ponadto liczne okazy małżów i ślimaków o wnętrzach wypełnionych piaskiem, korale zaś *Heliastrea* są tu zupełnie obtoczone.

Warstwy te zatem zawierają faunę przemieszana. To samo konstatujemy w Benczynie koło Wadowic (warstwy górne), gdzie zespół faunistyczny, tj. starszy (korytnicki), jest przemieszany z zespołem warstw nadgipsowych. Tym niemniej miarodajne są tu przegrzebki z gatunkami powtarzającymi się w tych warstwach, jak *Chlamys elegans* Andrż., *Ch. neumayri* Hilb., *Ch. lilli* Pusch, *Ch. gloria maris* Dub., *Ch. aff. vulkaeformis* Hilb., *Pecten besseri* Andrż.

Dane te dowodzą, że na obszarze podkarpackim warstwy grabowieckie leżą transgresywnie na starszych lub na podłożu przedmioceńskim oraz że na dużych obszarach uległy zmyciu warstwy brunatnowęglowe, korytnickie, litotamniowe i gipsowe, występujące tam obecnie w postaci rzadkich strzępów jednolitej kiedyś powłoki. Brak wyraźnych śladów warstw baranowskich mógłby dowodzić, że już po transgresji baranowskiej większość osadów mioceńskich została poprzednio zmyta.

Badania E. Łuczkowskiej (1955) dowiodły, że ily pektenowe południowego zbocza Gór Świętokrzyskich i zapadliska przedkarpackiego w stosunku do warstw bogucicko-grabowieckich mikrofaunistycznie są synchroniczne względem siebie; różnice faunistyczne są tu jedynie spowodowane odrębnością facji; wiążą bowiem obie te facje wspólne przegrzebki, jak *Chlamys neumayri* Hilb. i *Ch. lilli* Pusch. Reszta przegrzebków, mianowicie *Pecten besseri* Andrż., *Chlamys elegans* Andrż., *Ch. gloria maris* Dub. w warstwach pektenowych nie występuje z powodu odmiennej facji (ilastej, głębokowodnej).

Facja piaszczysta i litotamniowa, (północnoświątokrzyska) i lubelska. Na obszarze północno-sandomierskim, w dolinie rzeki Opatówki jak również w okolicy Zawichosta, wykształcone są piaski kwarcowe, miejscami scementowane, zawierające *Chlamys neumayri* Hilb., *Ch. gloria maris* Dub., *Turritella pythagoraica* Hilb. i liczne gatunki typu opolsko-wołyńskiego. Piaski te leżą na warstwach brunatnowęglowych składających się z przemytych piasków oligocenu z wkładkami węgla brunatnych u spodu. W Zawichoście warstwy te (niekiedy z domieszką litotamnii), występują bezpośrednio na jurze lub piaskach oligocenu. Swego czasu zaliczałem je (1921) do warstw podlitotamniowych. Obecnie, ze względu na skład występujących w nich przegrzebków uważam, że zaliczyć je należy do warstw grabowieckich.

Odpowiadają im występujące na obszarze Wyżyny Lubelskiej wapienie litotamniowe leżące bądź bezpośrednio na opoce, bądź też na piaskach pochodzących również z przemytych warstw oligocenu, niekiedy z wkładkami węgla brunatnego, iłów lub piasków humusowych (B. Areń, 1956;

M. Bielecka, 1957). Monotonna fauna, złożona z masowo tu występujących we wszystkich warstwach gatunków *Chlamys elegans* Andr z., do których dołączają się w najdolniejszych warstwach *Chlamys glariā maris Dub.* (M. Bielecka, 1957) oraz w niektórych warstwach *Chlamys lilli Pusch.* i formy z grupy *Ch. scissa Favre* nie dają podstawy do wyróżnienia w kompleksie miocenu lubelskiego wszystkich poziomów naszego miocenu. Cytowane zaś z tego obszaru warstwy baranowskie nie mają tego charakteru faunistycznego co gdzieindziej. Brak wreszcie w zespołach tutejszego miocenu otwornic *Heterostegina* oraz tak charakterystycznego przegrzebka *Pecten latissimus Brocc.* który, chociaż rzadko, powinien jednak występować w tutejszych wapieniach litotamniowych podobnie jak w zachodniej Polsce i na Opolu (ZSRR), gdyby warstwy te stanowiły również odpowiedniki tortonu dolnego. Występujące warstwy erwiliowe wskazują, że warstewki tego typu niekoniecznie muszą mieć takie znaczenie stratygraficzne jak na Opolu (ZSRR) i na obszarze świętokrzyskim. Mogą one oznaczać tylko etapy większego lokalnego zasolenia wód odbijającego się na faunie, ze względu na nierówną powierzchnię raf litotamniowych, na której mogły miejscami nagromadzać się lokalnie wody bardzo słone.

Nie przesądzając kwestii występowania na obszarze lubelskim głębszych warstw niż grabowieckie, musimy czekać na dalsze badania, zwłaszcza na obszarach najbardziej południowych zasięgu tej facji, tj. przylegających do zapadliska przedkarpackiego.

## MIOCEN GÓRNY

### SARMAT DOLNY I ŚRODKOWY

Buńłow facji ilastej (krakowieckiej), wołyn facji detrytycznej

Warstwy te są już ostatnim etapem morza miocenijskiego na ziemiach polskich. Występują one w prawie całkowitym zasięgu miocenu polskiego, z wyjątkiem Podkarpacia, obszaru miechowskiego, północnej części krakowskiego i częściowo Górnego Śląska. Wykształcone są w facji głębokowodnej (iły krakowieckie) oraz litoralnej, którą wyrażają osady detrytyczne (sarmat właściwy).

Iły krakowieckie występują w postaci iłów cienkołupliwych z nalotami mulistymi i piaszczystymi na powierzchni warstw. W wypadku, gdy warstwy stają się grubsze, iły stają się bryłowe, niewarstwowane. Zawierają niekiedy drobne warstwy i wkładki mułów piaszczystych lub piasków. Iłom krakowieckim towarzyszą, zwłaszcza w warstwach dolnych, wkładki dość cienkich margli i wapieni marglistych. Iły te w dolnych swych częściach zawierają cienkie warstewki bentonitów i tufitów.

Ku środkowi zapadliska przedkarpackiego grubość iłów krakowieckich wzrasta, w Zdziarach dochodzi do 550 m (nie przebite).

Na południowych zboczach Gór Świętokrzyskich oraz w północnej i środkowej części zapadliska przedkarpackiego iły krakowieckie leżą na warstwach pektenowych (grabowieckich) i nie wykazują ostrej granicy

pomiędzy obu tymi utworami. Litologicznie są one jednakowo wykształcone, tylko z większą przewagą marglistości. Granicą zaś w tym wypadku iłów krakowieckich i warstw pektenowych jest zmiana fauny z przegrzebkowej na syndesmyową. Zaznaczyć jednak należy, że na granicy obu tych kompleksów w większości wypadków nie ma faun mieszanych; przegrzebki giną zupełnie, pojawiają się natomiast okazy *Syndesmya*. Nastąpiła wtedy dość raptowna zmiana fauny w obrębie wciąż istniejącego od czasu osadzenia się warstw pektenowych morza. Jeżeli weźmiemy pod uwagę, że pomiędzy warstwami pektenowymi a syndesmyowymi mogą być warstwy płonne, to nie zawsze można uzyskać ścisłą granicę między tymi utworami. Z badań mikrofaunistycznych wynika (Z. Kirchner, 1956; A. Sulimski, 1956), że ily syndesmyowe na ogół mają cechy warstw sarmackich. Dolna ich część natomiast ma — pomimo występujących tu jeszcze licznie okazów *Syndesmya* — charakter warstw grabowieckich, tj. warstw pektenowych. Wynikałoby stąd, że pojawienie się makrofauny w tym wypadku wyprzedziło mikrofaunę.

Iły krakowieckie faunistycznie są ubogie. Gatunki tortońskie iłów pektenowych giną raptownie; pojawiają się nowe gatunki sarmackie, jednak drobniejsze, delikatniejsze, cienkoskorupowe (dotyczy to zwłaszcza tych gatunków, które we właściwym sarmacie są kilkakrotnie większe).

Na ogół fauna iłów krakowieckich ma przeszło 40 gatunków. Z nich najczęściej spotykane są: *Syndesmya reflexa* Eichw., *S. scythica* Sok., *Limnocardium lithopodolium* Dub. var. *sublithopodolium* M. Łomn., *L. subfittoni* Andrus., *Ervilia dissita* Eichw., *E. infrasarmatica* Sok., *Hydrobia* sp. (5 gatunków), *Mohrensternia* (7 gatunków); bardzo często są okazy *Serpula*.

Radziej występują w iłach krakowieckich gatunki: *Donax dentiger* Eichw., *Tapes gregaria* Partsch. var. *modesta* Dub., *Potamides mitralis* Eichw., *Dorsanum duplicatum* Sow. var. *minor* Friedb. *Clavatula doederleini* Hoern.

Pomimo tak znacznej miąższości iłów krakowieckich nie zaobserwowano tu żadnych większych szerszych poziomów faunistycznych z wyjątkiem znacznieszego nagromadzenia okazów *Syndesmya*, *Limnocardium* i *Serpula* w dolnych warstwach iłów krakowieckich.

Przeciwieństwem ilastej facji krakowieckiej są utwory detrytyczne wykształcone w postaci piasków, piaskowców, zlepów i żwirów drobnoziarnistych złożonych z silnie obtoczonych drobnych fragmentów litotamniai, mniej lub więcej piaszczystych, uznane powszechnie za właściwy sarmat, lecz odrębny od iłów krakowieckich zaliczanych do tortonu górnego. Utwory te występują na południowych zboczach masywu świętokrzyskiego, w Lubelskiem oraz koło Przemyśla.

W zachodniej Polsce facja ta nie występuje; spotykamy ją dopiero w niecce korytnickiej (Gołuchów). Na wschód od wsi Kije warstwy te dochodzą aż do Szańca i dalej do Chmielnika; stąd biegną wąskim pasem na Szydłów i Kurozwęki. Zasięg ich rozszerza się nieco między Bogorią a Koprzywnicą; stąd przechodzą w kierunku Sandomierza, doliny Opatówki i Zawichosta. W Lubelskiem biegną również dość wąskim pasem, wzdłuż linii Szczecyn-Zdziechowice-Modliborzyce i dalej. Wychodnie ich, izolowane na południe od Lublina, pod Chełmem i Rejewcem, świadczą o szerokim ich dawniejszym rozprzestrzeniu w kierunku północno-wschod-

nim. Występują one też w okolicy Tarnobrzega na linii Machów—Tarnobrzeg—Sobów—Wielowieś, gdzie leżą transgresywnie na iłach krakowieckich.

Wąska i nieregularna linia występowania tych utworów w Polsce uznawanych za sarmat wykazuje, że nie może być mowy o jakimś odrębnym zalewie. Należy przy tym nadmienić, że mapy rozprzestrzenienia sarmatu w Polsce (W. Friedberg, 1912; W. Krach, 1947a), podają znacznie szerszy jego zasięg niż jest w rzeczywistości. Nic w tym dziwnego, mamy tu bowiem do czynienia nie z poziomem, lecz z facją. Już pierwsi badacze miocenu świętokrzyskiego, jak A. Michalski (1888), zaopiniowali, że sarmat żwirowo-piaszczysty jest tylko facją w stosunku do głębokowodnych iłów łupkowych (krakowieckich). Twierdzenie to oparto na podstawie występowania wkładek tych iłów w zlepiach i piaskach sarmatu w Chmielniku, Śladkowie i Skadli. W Chmielniku stwierdziłem to także sam. Na kilkumetrowym kompleksie warstw sarmatu typu detrytycznego leżą piaski sarmackie znane z bogatej fauny, wyżej zaś iły łupkowe zawierające w dolnej części bentonit i przechodzące ku górze w normalnie warstwowane iły krakowieckie z *Syndesmya reflexa* Eichw., *S. scythica* Sok., *Limnocardium lithopodolicum* Dub. var. *sublithopodolicum* M. Łomn. Są to gatunki nieznanne z detrytycznego sarmatu, właściwe iłom krakowieckim. Podobny układ warstw można obserwować niekiedy w otworach okolic Szydłowa, Grabek i Solca Starego, gdzie niejednokrotnie stwierdziłem przeławicenia sarmatu detrytycznego z iłami łupkowymi. Sarmat detrytyczny i iły krakowieckie mają tu swoistą faunę. Okoliczności te dowodzą, że na granicy obrzeżenia masywu świętokrzyskiego ilasta facja krakowiecka przechodzi w detrytyczną fację sarmatu. Facja detrytyczna na obszarach występowania osadów tortonu ma faunę mieszaną sarmacko-tortońską. Tam zaś gdzie tortonu brak, np. w okolicy Lublina, Chełma i Rejowca, spotyka się faunę czysto sarmacką.

Do najpospolitszych gatunków występujących w facji detrytycznej sarmatu należą: *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw., *Limnocardium lithopodolicum* Dub., *Maetra podolica* Eichw., *Modiola volhynica* Eichw., *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Potamides mitralis* Eichw., *Dorsanum duplicatum* Sow. var. *minor* Friedb., *Clavatula doderleini* Hoern. oraz liczne gatunki *Mohrensternia* i *Hydrobia*.

Gatunki tortońskie facji detrytycznej sarmatu pochodzą z przemytych warstw grabowieckich, baranowskich, litotamniowych, nawet korytnickich.

We wkładkach warstw krakowieckich obszaru świętokrzyskiego występuje zwykle tylko fauna sarmacka, gatunki tortońskie spotykane są rzadko; natomiast częste są w iłach krakowieckich Podkarpacia. Wśród fauny sarmackiej facji ilastej występuje często rodzaj *Syndesmya*, nieznanu u nas na ogół z facji detrytycznej sarmatu. Gatunki *Potamides nympha* Eichw., *P. bicostatus* Eichw., *P. mitralis* Eichw., *Clavatula doderleini* Hoern., występujące w warstwach ilastych, są drobne i skarlałe. W facji detrytycznej natomiast gatunki te są wielokrotnie większe. Wkładowe warstw krakowieckich w utworach detrytycznych sarmatu przedstawiają początkową fazę wdarcia się wód osadzających iły krakowieckie na masywie świętokrzyskim. Nie są one jeszcze utworami tego typu sarmatu, jaki występuje na masywie. Brak w nich bowiem gatun-

ków sarmackich wyrosniętych, będących zapewne oznaką większego wysłodzenia wód, ponadto występuje w nich rodzaj *Syndesmya* nieznanu u nas w facji detrytycznej sarmatu. Występowanie w ilastych wkładkach przewarstwień tufitowo-bentonitowych, znanych z Chmielnika, Łazisk, otworów okolic na północ od Sandomierza oraz z dolnych warstw krakowieckich, z wszystkich otworów północnej i środkowej części zapadliska przedkarpackiego dowodzi, że przesuwanie się wód ku północy zaczęło się już z chwilą osadzania się warstw syndesmyowych w zapadlisku przedkarpackim. Występowanie fauny mieszanej, tj. tortońsko-sarmackiej, we wkładkach ilastych ogranicza się tylko, i to gdzieś tam, do wąskiego pasa okalającego masyw świętokrzyski oraz do samego masywu. Ku południowi, tj. ku środkowi zapadliska przedkarpackiego, gatunki tortońskie nie pojawiają się w ilach krakowieckich, a fauna pochodząca stamtąd nosi charakter czysto sarmacki facji krakowieckiej. Zmienności faunalne, zaobserwowane na granicy obrzeżenia masywu świętokrzyskiego, są wynikiem oscylacji ówczesnej linii brzeżnej, tj. oscylacji ilastej facji krakowieckiej z *Syndesmya* w stosunku do facji detrytycznej sarmatu. To samo obserwujemy w Tarnobrzegu, gdzie facja detrytyczna sarmatu leży transgresywnie na ilastej (gatunki warstw brunatnowęglowych na drugorzędym złożu) oraz zawiera domieszkę detritusu litotamnii, nieznanych z podłoża okolic Tarnobrzega, które świadczą o nawrocie warstw tych z północy na południe. Na Podkarpaciu sarmat detrytyczny nie jest znany, z wyjątkiem okolic Przemyśla (warstwy z Chraplic). Do facji ilastej sarmatu należeć będą rozwinięte na tych obszarach, podobnie jak na innych, tzw. ily pokuckie górne (krakowieckie R. Ney, 1957). Na obszarze krakowskim, w południowej i zachodniej jego części, ily krakowieckie występują jeszcze w facji syndesmyowej. Nie sprawdzono dotychczas jak daleko sięgają one na zachód. Pewne jest, że na Śląsku syndesmyowe ily krakowieckie powoli przechodzą w górne warstwy brunatnowęglowe, w tzw. formację lignitową „subsudecką“.

W. Krach (1954) podaje z Gliwic Starych (z cegielni położonej na północ od miasta) ciemnopopielate ily z florą liściową. Niżej występują szare warstwowane ily piaszczyste z licznymi okazami *Syndesmya* cf. *reflexa* Eichw. oraz *Cardium*. Ily te w stropie przechodzą w ily coraz bogatsze w szczątki roślinne, gdzie *Syndesmya* stopniowo zanika a pojawia się *Ervilia*. Cała ta seria leży na ilach grabowieckich, bez wyraźnej (jak wszędzie) granicy stratygraficznej. Jest to dotychczas jedyne poznane miejsce występowania fauny ilów krakowieckich syndesmyowych na Górnym Śląsku. Warstwy te słusznie uważa W. Krach za odpowiednik warstw syndesmyowych południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Formacja lignitowa na Śląsku zajmuje duże obszary. Łączą się one w kierunku północnym z olbrzymim zasięgiem facji łądowej miocenu, wyrażonej iłami i piaskami z lignitem, a występuje na całym prawie obszarze Niziny Polskiej (E. Rühle, S. Sokołowski, M. Tyska, 1957). Zaznaczyć należy, że formacja lignitowa Śląska jest sarmacka tylko na obszarach jej zachodzenia na warstwy miocenu górnego (grabow.; B. Areń, 1957). Na dalszych obszarach, bardziej północnych, dolne jej poziomy odpowiadać mogą warstwom niższym naszego miocenu, włącznie do helwetu. Domieszka roślinna obserwowana w otworach śląskich, np. w Lorenzdorfie i Krywałdzie, występująca w warstwach grabowieckich, baranowskich i niż-



szych, wskazuje na możliwość przechodzenia tych warstw w kierunku północnym w warstwy lignitowe.

Poglądy na wiek iłów krakowieckich ulegały różnym wahaniom. Początkowo, ze względu na stwierdzone wielokrotnie przykrycie tych warstw detrytycznym sarmatem na obszarze granicznym obrzeżenia masywu świętokrzyskiego oraz w okolicy Tarnobrzega, określałem te iły jako warstwy graniczne pomiędzy tortonem a sarmatem i zaliczałem do tortonu górnego poziomu krakowieckiego (K. Kowalewski, 1930). Z biegiem czasu wraz z J. Czarnockim zaliczyłem iły krakowieckie do buhlówu odpowiadającego tortonowi górnemu (J. Czarnocki, K. Kowalewski, 1930; 1931), ze względu na jednakowe położenie stratygraficzne i analogiczną mieszaninę gatunków tortońskich i sarmackich, zwłaszcza na Podkarpaciu. Nieco później J. Czarnocki (1933; 1935), opierając się na występowaniu w sarmacie świętokrzyskim gatunków tortońskich, połączył sarmat świętokrzyski i warstwy krakowieckie w jeden poziom, w tzw. prasarmat, i zaliczył go do tortonu górnego.

W ostatnich latach geolodzy radzieccy (między innymi Ł. N. Kudrin, 1954), zaliczyli cały rosyjski buhlów do sarmatu dolnego, do jego warstw najniższych. Ujawnione w tej pracy dane przemawiają za zaliczeniem warstw buhlowskich do sarmatu dolnego, zwłaszcza że gatunki wyłącznie tortońskie są na złożu wtórnym w iłach krakowieckich i w sarmacie detrytycznym. Ponadto dowiedziono, że iły krakowieckie są tylko facją głębokowodną sarmatu w stosunku do sarmatu detrytycznego (płytkowodnego) rozwiniętego na masywie świętokrzyskim i w obszarze lubelskim.

W Lubelskiem, gdzie sarmat sięgał daleko poza linię ich obecnych zwartych wychodni, w okolicach Chełma, Rejowca i na południe od Lublina, występują utwory sarmackie, złożone z piaskowca o lepszemu krzemionkowym, zawierające osobnikowo faunę dość liczną i odrębną od świętokrzyskiej (K. Kowalewski, 1924).

Ku dołowi, piaskowce krzemionkowe przechodzą w luźne piaski bez fauny, które leżą miejscami na zielonawych piaskach oligocenu. W przeciwieństwie do sarmatu świętokrzyskiego i południowej części Lubelskiego, piaskowce krzemionkowe zawierały faunę złożoną z dużych skorupek *Ervilia* oraz licznych okazów *Tapes gregaria* Partsch., *Donax dentiger* Eichw. znanych z iłów krakowieckich, lecz nieznanymi z facji detrytycznej sarmatu świętokrzyskiego. W zespole piaskowców krzemionkowych brak również ślimaków z rodzaju *Potamides* (*P. mitralis* Eichw., *P. nympha* Eichw.) tak charakterystycznych dla sarmatu świętokrzyskiego, zwłaszcza w facji detrytycznej. Występuje tylko *Dorsanum duplicatum* Sow. var. *maior* Friedb. znanej z wyższych poziomów sarmatu. W Janowie i Spasie pod Chełmem rodzaj *Ervilia* staje się rzadszy; ławicowo natomiast występują *Limnocardium vindobonense* Partsch., *L. plicatum* Eichw.

W Janowie pod Chełmem, w wierceniu przeprowadzonym w r. 1935 przez W. Karaszewskiego, pod piaskowcami krzemionkowymi i piaskami bez fauny leżą piaski z fauną sarmatu dolnego typu świętokrzyskiego zawierające liczne okazy *Potamides mitralis* Eichw., *Mohrensternia* sp., *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw., *Limnocardium lithopodolicum* Dub. Z danych tych wynika, że piaskowce krzemionkowe okolic

Chełma, Rejowca i na południe od Lublina leżą na warstwach sarmatu świętokrzyskiego jako ich ogniwo wyższe. W Czuczycach pod Chełmem rodzaj *Ervilia* nie występuje w sarmacie tutejszym, a fauna złożona jest z dużych okazów *Mactra* i *Limnocardium*.

Brak w Czuczycach rodzaju *Ervilia* pozwala zaliczyć te warstwy do najniższych warstw sarmatu środkowego równorzędnych warstwom z okolic Równego na Wołyniu (ZSRR). W Czuczycach więc warstwy te stanowią najdalej ku północy wysunięte miejsce ich występowania.

Zakład Paleogeografii I. G.

Nadesłano dnia 7 października 1957 r.

#### OBJAŚNIENIE DO TABELI STRATYGRAFICZNEJ

Miocen polski obejmuje utwory pochodzące z krótkich okresów czasu, dość zróżnicowane facjalnie, lecz o faunie podobnej. Z tego też względu ujęcie tych utworów z różnych obszarów Polski w ogólnej tabeli stratygraficznej jest trudne. Zwracali na to ostatnio uwagę W. Krach (1956) i S. Alexandrowicz (1956). Trudności dotyczą nie tylko podziału na piętra, lecz także granicy pomiędzy poszczególnymi ogniwami tortonu.

Pierwszy podział miocenu Polski wprowadził M. Łomnicki (1897). Na podstawie występującej na Podolu warstewki erwiliowej podzielił miocen Polski na dwa ognia: poderwiliowy i naderwiliowy, wydzielając jednocześnie na obszarze tym helwet.

J. Siemiradzki (1909) dzieli również miocen polski na dwa ognia i wydziela w obrębie tych dwóch ogniw warstwy wiekowo należące do burdygału, helwetu, tortonu i sarmatu, nie zawsze uzasadniając takie uznanie ich wieku, co było wielokrotnie prostowane przez W. Friedberga (1918).

Podział M. Łomnickiego utrzymał J. Czarnocki (1935), dzieląc torton na dolny i górny, a te z kolei na mniejsze odcinki stratygraficzne.

W r. 1929, 1930, podzieliłem miocen Polski również na dwa ognia, przyjmując warstwy baranowskie (z *Amussium denudatum*) jako graniczne między tortonem górnym a dolnym.

W r. 1929 torton górny podzieliłem na trzy poziomy: warstwy poderwiliowe (baranowskie), erwiliowe oraz naderwiliowe. Do tych ostatnich włączyłem ily pektenowe (mające rzekomo odpowiadać gipsom) gipsy oraz warstwy syndesmyowe.

W r. 1930 podzieliłem torton dolny na dwa poziomy: dolny — podlitotamniowy i górny — litotamniowy.

W. Friedberg (1931), przyjmując za podstawę podziału tortonu gipsy, dzieli torton na dwa podpiętra: dolne — opol oraz górne — buhłow, leżące powyżej gipsów. Opierając się na ilości zalewów w miocenie Polski oraz pragnąc pogodzić poglądy J. Czarnockiego, W. Friedberga i moje, dotyczące granicy tortonu dolnego i górnego, J. Nowak (1938) wprowadza nowe ogniwo: torton środkowy i zalicza do niego warstwy grabowieckie leżące nad gipsami, a do tortonu górnego warstwy syndesmyowe (buhłow).

F. Mitura (1954) przyjmuje układ stratygraficzny J. Nowaka. Opierając się na stratygrafii J. Czarnockiego (1935), wydziela w obrębie tortonu dolnego poziom podlitotamniowy (warstwy baranowskie dolne), litotamniowy, oraz poziom gipsowy wraz z warstwami „baranowskimi“ górnymi i warstwę erwiliową. Do tortonu środkowego zalicza warstwy grabowieckie, a do górnego — buhłowskie.

## STRATYGRAFIA MIOCENU POLSKI (wraz z obszarem Ukrainy zachodniej)

Piętro	Podpiętro, poziom	Śląsk Górny wg danych A. Quassa (1909) i W. Kracha (1939-1957)	Krakowskie wg danych W. Friedberga (1907, 1908, 1933), E. Panowa (1935), W. Kracha (1956)	Okolice Miechowa i Proszowic wg danych A. Michalskiego (1888), W. Kracha (1936, 1947)	Okolice Pińczowa i Buska wg danych K. Kowalewskiego (1926-1930), J. Czarnockiego (1930)	Południowe zbocze Gór Świętokrzyskich			Północny obszar Niziny Sandomierskiej (z otworów) wg danych K. Kowalewskiego (1957)	Wyżyna Lubelska i dolina Opatówki wg K. Kowalewskiego (1918); 1924; 1925), B. Arenia (1956), M. Bieleckiej (1957)	Podkarpacie zachodnie i wschodnie		Ukraina zachodnia (Opole i Wołyń) wg danych M. Łomnickiego (1881-1900); W. P. Kazakowej (1952), Ł. N. Kudrina (1954-1957)
						Korytnica-Chmielnik wg danych K. Kowalewskiego (1930), J. Czarnockiego (1932), W. Kracha (1956)	Szydłów, Staszów, Raków, Bogoria wg danych K. Kowalewskiego (1928-1930)	Smerdynia, Świniary, Sandomierz, Tarnobrzeg; wg danych K. Kowalewskiego (1929-1930; 1950)			Cieszyn-Tarnów, głównie wg danych W. Friedberga (1907-1908), J. Niedźwiedzkiego (1883-1886), S. Liszki (1933), K. Kowalewskiego (1933-1935), W. Kracha i M. Książkiewicz (1950), W. Kracha i W. Nowaka (1956)	Tarnów-Przemysł (i dalej na wschód) wg danych J. Gołąba (1932), St. Sokółskiego (1935), F. Mitury (1954), R. Neya (1957)	
Sarmat środkowy		brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	piaskowce krzemionkowe z Czuczyc	brak osadów	brak osadów	piaskowiec, zlepy okolic Równego
Sarmat dolny	wołyn	formacja górna lignitowa Śląska (częściowo). Iły i piaski z lignitem z otworu Lorenzdorf (184 ÷ 220 m)	brak osadów	brak osadów	brak osadów	złwiry i zlepy sarmackie Sędziejowic, Szańca i Ślaskowa złwiry i zlepy sarmackie z wkładkami iłów syndesmyowych z Chmielnika + ○ △	złwiry i zlepy sarmackie Szydłowa, Kurozwek, Wiśniowej i Oględowa △ ○ złwiry i zlepy sarmackie z wkładkami iłów syndesmyowych ze Skadli i Łazisk pod Bogorią	zlepy, złwiry, piaski Smerdyni, Gieraszwic, Nasławic ○ □ △ złwirki, piaski, iły z okolic Tarnobrzega + ○ □ △	złwirki i piaski z fauną sarmacką i tortońską na złożu wtórnym z wkładkami iłów syndesmyowych ○ □ △	piaskowce krzemionkowe Lublina, Chelma i Rejowca wapienie serpulowe Roztocza złwirki, piaski, wapienie Roztocza △ piaski, złwirki doliny Opatówki □ △	brak osadów	piaski z Chraplic z fauną sarmacką	złwiry, zlepy, piaski wołyńskie
	buhłow	iły z florą z <i>Ervilia</i> i <i>Syndesmya</i> . Gliwice Stare cegielnia)	iły krakowieckie okolic Krakowa (dokładnie nie zbadane)	iły krakowieckie okolic Miechowa i Proszowic (dokładnie nie zbadane)	iły krakowieckie syndesmyowe okolic Pińczowa, Buska i Wójczy	iły krakowieckie syndesmyowe obszarów na południowy-wschód od Chmielnika	iły krakowieckie syndesmyowe na południe od Szydłowa, Staszowa, Czajkowa	iły krakowieckie serpulowe i syndesmyowe z otworów okolic Tarnobrzega iły krakowieckie południowej sekcji Sandomierz		transgresja na Wyżynę Lubelską iły krakowieckie syndesmyowe południowego obrzeżenia Wyżyny Lubelskiej (z otworów okolic Biłgoraja i Rozwadowa)	iły krakowieckie okolic Tarnowa	iły pokuckie górne	piaski buhłowskie Wołynia iły syndesmyowe okolic Lwowa
Torton górny	warstwy nadgipsowe (grabow) facja płytkowodna	piaski i iły z Gaszowic iły z Gaszowic Starych iły z fauną morską z otworu Lorenzdorf (221 ÷ 288 m)	nie zbadane (brak danych)	nie zbadane (brak danych)	brak osadów facji płytkowodnej	brak osadów facji płytkowodnej	brak osadów facji płytkowodnej	brak osadów facji płytkowodnej	brak osadów facji płytkowodnej	wapienie detrytyczne, drobnolitotamniowe, piaskowce z otoczakami z <i>Chlamys elegans</i> , <i>Ch. lilli</i> piaski, zlepy drobnolitotamniowe z <i>Chlamys elegans</i> , <i>Ch. gloria maris</i> ; dolina Opatówki	piaski i iły podkarpackie Roczyny-Andrychów + ○ Benczyn-Bacharowice Bogucice-Grabowiec + ○ Zgłobice +, Nockowa Błonie +, Niskowa +, Brzozowa, Niechobrz + (warstwy górne)	piaski i iły podkarpackie Świlczy i Zabierzowa	piaski Oleska i Podhorc warstwy nadgipsowe i kajzerwaldzkie okolic Lwowa wapienie drobnolitotamniowe (górne)
		iły z tufitem i <i>Chlamys elyni</i> z otworu Krywałd (25 ÷ 101 m)			iły z okolic Wójczy z <i>Chlamys elyni</i> iły z Pińczowa z <i>Chlamys neumayri</i> , <i>Ch. lilli</i>	wapienie i iły z <i>Chlamys neumayri</i> z Szańca	margle z <i>Chlamys elyni</i> Staszowa iły z <i>Chlamys neumayri</i> iły z <i>Chlamys neumayri</i> ze Świniar iły, margle z <i>Ch. elyni</i> otworów okolic Tarnobrzega	margle, iły z <i>Chlamys elyni</i> z Kamienia Łukawskiego iły z <i>Ch. elyni</i> i <i>Ch. neumayri</i> ze Świniar iły, margle z <i>Ch. elyni</i> otworów okolic Tarnobrzega	iły margliste, margle z <i>Chlamys elyni</i> iły piaszczyste z <i>Ch. neumayri</i> , <i>Ch. lilli</i>	brak osadów głębokowodnych na Wyżynie Lubelskiej i w dolinie Opatówki	brak osadów głębokowodnych	iły pokuckie dolne	iły z <i>Chlamys elyni</i> okolic Lwowa
	warstwy gipsowe (poziom osadów chemicznych)	iły z gipsem z otworu Lorenzdorf (288 ÷ 370 m) iły gipsowe z otworu Krywałd (101 ÷ 148 m) iły z gipsami Raciborza i Rybnika gipsy Gliwic Starych iły, gipsy, sole okolic Żor	gipsy rowu krzeszowickiego margle siarkonośne Swoszowic	gipsy okolic Miechowa i Proszowic margle siarkonośne Koniuszy, Czarkowy i Posądz	gipsy i iły z kryształami gipsu z Pińczowa, okolic Buska i Wójczy	gipsy Stawian, Sędziejowic, Borkowa i Szańca	wapienie porowate z Kurozwek gipsy, gipsy zmineralizowane, wapienie porowate Staszowa	wapienie porowate Świniar gipsy zmineralizowane, wapienie porowate, iły z otworów okolic Tarnobrzega		gipsy, iły gipsowe z wkładkami fauny morskiej	brak osadów na Wyżynie Lubelskiej i w dolinie Opatówki	gipsy Zgłobice i Błonia iły chodenickie okolic Bochni sole Wieliczki, Bochni gipsy, anhydryty, sole kamienne Kląja	gipsy (Niedźwiada, Glinnik, Siedliska koło Rzeszowa) gipsy i anhydryty Pilzna formacja solna kałuska margle stebnickie górne
ślaskie w góry		piaski erwiliowe z Czechowic	brak danych	margle modiolowo-erwiliowe okolic Miechowa	margle modiolowo-erwiliowe Pińczowa, Nadola, Wójczy	nie stwierdzono	iły modiolowo-erwiliowe z Łazisk pod Bogorią	piaski erwiliowe Rybnicy piaskowce modiolowo-erwiliowe ze Świniar, Skwirzowej i otworu Tarnobrzega	piaski z <i>Ervilia pusilla</i>	wapienie modiolowo-erwiliowe	warstwa erwiliowa Wieliczki	brak danych	warstwa erwiliowa okolic Lwowa i Podola

M i o c e n s r o	T o r t o n d o l i n y	ś w i ę t ó k r z y s k i (o p o l i d o l i n y)	warstwy nadlitotamniowe wraz z warstwą ery	ily z otworu Lorendorf (370 ÷ 396 m) ily denudatowe z otworu Krywałd (148 ÷ 183 m) ily denudatowe z Zabrze pod Gliwicami * + × ○ ily denudatowe z Imielna ○	ily denudatowe z Latanic i Zabierzowa	piaski, margle, ily denudatowe okolic Miechowa × ○	piaski, piaskowce margliste denudatowe Pińczowa, Nadola i okolic Wójczy	piaski, piaskowce, margle, zlepienie. denudatowe ze wsi Kije i Lipy + × ○ margle i ily Włoszczowic	piaski z Woli Malkowskiej i Łazisk piaski nadlitotamniowe Staszowa margle piaszczyste denudatowe z Kurozwek	piaski z Rybnicy, piaskowce Skwirzowej, zlepienie z Gieraszwic Piaski i piaskowce scissusowe Świniar z otworów okolic Tarnobrzega	piaski, piaskowce z <i>Chlamys scissa</i> i <i>Ch. rybnicensis</i>	ily zielonawe z litotamniami, z <i>Chlamys scissa</i> , częściowo <i>Ch. elegans</i> (brak ich w dolinie Opatówki)	ily denudatowe Wieliczki ily denudatowe z Andrychowa + ○ ily denudatowe z Beneczyna + ○ ×	warstwy litotamniowe środkowe warstwy scissusowe i denudatowe okolic Lwowa warstwy denudatowe Podola		
			przerwa, transgresja	wapienie słodkowodne okolic Krakowa	p r z e r w a , t r a n s g r e s j a											
			warstwy litotamniowe	wapienie litawskie (Czechowice, Biskupice), przeważnie zmyte	wapienie ostrygowe Tyńca, Zwierzynca i Wawelu	margle litotamniowe piaski i margle heterosteginowe z <i>Pecten latissimus</i> (nie przerbione) z Trzonowa, Boczkowic i i Sancygniowa	wapienie litawskie i litotamniowe z <i>Pecten latissimus</i> z Pińczowa, Buska i okolic Wójczy	wapienie i margle litotamniowe okolic Korytnicy, ze wsi Kije i Górki, z <i>Pecten latissimus</i> margle litotamniowe Gallowa, Strojnowa, Gartatowic (z <i>Heterostegina</i> )	margle litotamniowe heterosteginowe z <i>Pecten latissimus</i> z Szydłowa margle i wapienie litotamniowe z Jabłonicy, Kurozwek, Staszowa i Łazisk	margle litotamniowe Wiazownicy, Koprzywnicy i Swiniar (brak ich w otworach okolic Tarnobrzega)	zmyte	wapienie drobnolitotamniowe z <i>Chlamys elegans</i> okolic Zaklikowa wapienie litotamniowe, margliste ily z drobną fauną z Trzydnika Małego (brak ich w dolinie Opatówki)	wapienie litotamniowe Olimpowa, Niechobrze (przeważnie zmyte)	wapienie litotamniowe Swilczy (przeważnie zmyte)	na Podolu zmyte	wapienie grubolitotamniowe z otoczkami krzemieni z okolic Lwowa
warstwy podlitotamniowe	margle z Miechowiec pod Bytomiem (przeważnie zmyte)	piaski heterosteginowe Starej Wsi	piaski białe i żółte Małoszowa	margle Pińczowa, Szczaworyża i Buska	margle, piaskowce margliste i pylaste z <i>Heterostegina</i> i <i>Pecten latissimus</i> z okolic Korytnicy ily pleurotomowe górne i dolne okolic Korytnicy i z otworu Suliszowa margle ostrygowe Korytnicy i Chomętowa	brak osadów	brak osadów	brak osadów (zmyte?)	brak osadów	ily z fauną korytnicką i lignitem z Iwkowej (strzępy)	ily z fauną korytnicką z lignitem z Grudny Dolnej (strzępy)	wokolicach Lwowa brak, na Podolu przeważnie zmyte	warstwy świerzkowieckie z <i>Heterostegina</i> i <i>Pecten latissimus</i> (strzępy) piaski z <i>Clavatula polonica</i> z Tarnopola (strzępy)			
H e l w e t	utwory brunatnowęglowe (dolne) z otworu Krywałd utwory lądowe i słodkowodne z Opoła, Knurowa i Bytomia utwory brakiczne z Przeciszowa (kopalnia Libiąż) ? utwory morskie kopalni Silesia warstwy dębowieckie górne	brak osadów	brak osadów	brak osadów	ily bryłowe wietrzelinowe zielone Chomętowa ily brunatne z węglem i fauną lądową z Chomętowa i Jawora piaski z węglem brunatnym z otworu Suliszowa	ily wietrzelinowe z detritusem roślinnym, podglebiem kopalnym z otworów Szydłowa i Solca	ily wietrzelinowe z węglem brunatnym i podglebiem kopalnym z okolic Tarnobrzega ily, mułki cienkowarstwowe z fauną brakiczną z otworów okolic Tarnobrzega	piaski, mułki, ily z warstwami węgla brunatnego i z podglebiem kopalnym	piaski i ily z węglem brunatnym z Węglina i okolic Trzydnika Małego piaski i ily z węglem brunatnym doliny Opatówki	węgle brunatne okolic Nowego Sącza (Podegrodzie, Dąbrówka, Nowy Sącz) (strzępy) zlepienie dębowieckie	warstwy dobrotowskie i balickie warstwy stebnickie	warstwy słodkowodne warstwy onkoforowe (z <i>Rzehakia</i> ) z Podola				
	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów				
Burdęga	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	zlepienie słobódzkie i truskawieckie	brak osadów			
Akwitan ?	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	brak osadów	formacja solna dolna (staruńska)	brak osadów			

OBJAŚNIENIE ZNAKÓW:

- \* gatunki z warstw ostrawskich na złożu wtórnym
- + gatunki z warstw ily korytnickich na złożu wtórnym
- × gatunki z warstw margli korytnickich na złożu wtórnym
- gatunki z warstw litotamniowych na złożu wtórnym
- gatunki z warstw nadlitotamniowych (baranowskich) na złożu wtórnym
- △ gatunki z warstw nadgipsowych (grabowieckich) na złożu wtórnym
- ↔ występowanie facji ilastej syndesmyowej (buhłow) w detrytycznych osadach sarmatu (wojny)

W. Krach (1956) przyjmuje również układ stratygraficzny J. Nowaka, tj. trójpodział na torton dolny, środkowy i górny. Torton dolny dzieli na poziomy: podlitotamniowy, litotamniowy, nadlitotamniowy, erwillowy i gipsowy. Wydziela również helwet górny a sarmat Polski zalicza do podpiętra wołyńskiego.

S. Alexandrowicz (1956), przyjmuje układ J. Nowaka i W. Kracha. Na podstawie badań mikrofaunistycznych wydziela w tortonie dolnym (opolu) opol dolny, tzw. świętokrzyski oraz opol górny, tzw. śląski.

W r. 1957, za granicę pomiędzy tortonem dolnym a górnym przyjąłem (jak w r. 1929; 1930) warstwy baranowskie, tj. nadlitotamniowe jako najniższe warstwy tortonu górnego, a ily krakowieckie syndesmyowe (buhlów) zaliczyłem do najniższych warstw sarmatu dolnego.

Z podanych powyżej poglądów stratygraficznych na miocen w Polsce wynika, że w ostatnim dziesięcioleciu podział naszego miocenu na poziomy (wraz z ich stratygraficznym stosunkiem względem siebie) został już definitywnie ustalony (S. Alexandrowicz, K. Kowalewski, W. Krach).

Nie ustalono jednak jeszcze podziału i wieku podpięter i pięter wraz z ich nomenklaturą stratygraficzną, co omawiałem obszernie w ostatniej swej pracy (1957a).

Trójpodział bowiem J. Nowaka, za którym wypowiedzieli się W. Friedberg, W. Krach, F. Mitura, S. Alexandrowicz, nie da się obecnie utrzymać. Syndesmyowe ily krakowieckie, zaliczane do buhlówu (tortonu górnego), muszą być odniesione do najniższych warstw sarmatu dolnego, zgodnie z poglądami geologów radzieckich (P. Ziszczenko, 1953; Ł. N. Kudrin, 1954), gdzie warstwy te po raz pierwszy opracowano i wyróżniono (W. Łaskarew, 1887).

Z badań moich wynika (1957), że aczkolwiek syndesmyowe ily krakowieckie w obrzeżeniu masywu świętokrzyskiego leżą niekiedy pod sarmatem detrytycznym (wołyn), to jednak występują również w nich jako wkładki, które przedstawiają sobą poszczególne fazy facjalne zalewu masywu świętokrzyskiego. Fauna w syndesmyowych ilych krakowieckich jest sarmacka, o gatunkach zależnych od facji ilyastej (głębokowodnej). Pojawiające się w nich z rzadka (częściej na Podkarpaciu) gatunki tortońskie według mnie występują na złożu wtórnym.

Z chwilą zaliczenia naszych warstw buhlowskich do sarmatu dolnego, powstaje aktualna sprawa podziału naszego tortonu na dolny i górny.

Torton środkowy (grabów) w stosunku do rozległego opolu obejmuje zbyt małą jednostkę czasu.

Grabów, aczkolwiek nie jest związany z niżej leżącymi gipsami, i stanowi fazę odrębnego zalewu (zwłaszcza na Podkarpaciu), to jednak fauna w nim występująca ma charakter warstw podgipsowych, tj. wschodni. Nie byłoby wskazane uważać je za odrębny poziom i należy włączyć je do opolu górnego, jako jego najwyższe ogniwo.

Poczynione poprzednio próby podziału naszego tortonu na dolny i górny nie były zadowalające.

W myśl M. Łomnickiego, za granicę pomiędzy tortonem górnym a dolnym J. Czarnocki uznaje warstewkę erwillową. Nie przesądzając kwestii, że warstewka ta na niektórych obszarach (Podole) ma duże znaczenie pomocnicze, to jednak wobec niestałości tych warstw na innych obszarach Polski, a przede wszystkim ze względu na jej stosunek do warstw gipsowych i baranowskich, z którymi są mocno związane i stanowią jeden cykl zjawisk geologicznych w obrębie jednego zalewu, występowanie w Lubelskiem kilku warstewek erwillowych wykazuje, że nie można uznać warstewki erwillowej za graniczną między tortonem dolnym a górnym.

Z drugiej strony gipsy, uznane przez W. Friedberga i geologów radzieckich za warstwę graniczną, reprezentują tylko ostatnią fazę zanikania wód zalewu baranowskiego i nie można ich łączyć z całością opolu reprezentującego kilka zalewów.

Z badań przeprowadzonych przeze mnie i innych wynika, że rzeczywistą warstwą graniczną między tortonem dolnym, a górnym mogą być tylko warstwy nadlitotamniowe, tj. baranowskie. Za uznaniem warstw tych jako graniczne między tortonem górnym a dolnym, przemawia:

1. Przerwa czasowa w osadach pomiędzy warstwami litotamniowymi a baranowskimi, przejawiająca się niezgodnym i przekraczającym ułożeniem warstw baranowskich na starszych, a nawet starszych od miocenu, spowodowanych denudacją w tym czasie.
2. Stwierdzone objawy silnej transgresji wyrażające się domieszką oboczonych skał spągowych i przemieszana fauną w warstwach spągowych o charakterze wtórnego złoża.
3. Zamiana fauny z zachodniej (ostrawskiej i korytnickiej) na wschodnią (opolsko-wołyńską).

Przyjmując w ten sposób podział naszego tortonu na górny i dolny nie naruszamy w niczym poprzedniej nomenklatury stratygraficznej przyjętej przez W. Krachę i S. Alexandrowicza. Określając bowiem ogólnie torton jako opol, dzielimy go na opol dolny, czyli świętokrzyski (warstwy podlitotamniowe i litotamniowe) oraz opol górny, czyli śląski i grabow (warstwy nadlitotamniowe, z warstwą erwiłową, gipsy, warstwy nadgipsowe).

W tabeli niniejszej starałem się podać najważniejsze stratygraficznie odsłonięcia naszego miocenu. W porównaniu z tabelą stratygraficzną podaną przeze mnie w r. 1957, niektóre odsłonięcia należało obecnie włączyć do innych poziomów. Wynikło to z szerszego opracowania tematu, na co wskazuje literatura załączona przy pracy niniejszej.

Nadmienić trzeba również, że wiek niektórych podanych przeze mnie pozycji stratygraficznych nie jest jeszcze dostatecznie pewny. Dotyczy to wieku warstw zaliczanych ostatnio do helwetu (osady lądowe słodkowodne, brakiczne i morskie Śląska i Tarnobrzega). Nie stwierdzono bowiem dotychczas w granicach Polski warstw onkoforowych, które powinny u nas występować w związku z osadami brakicznymi, jeśli te utwory należą do helwetu.

Z drugiej strony uważany za dostatecznie uzasadniony wiek warstw brunatnowęglowych, jako leżących pod łłami korytnickimi, też nie jest zbyt pewny, skoro w Grudnie Dolnej oba te poziomy łączą się. Niezależnie od tego pewien procent gatunków wyłącznie helweckich, występujących w łłach pleurotomowych okolic Korytnicy, mógłby również przemawiać za ich wiekiem starszym od tortonu.

Rozbieżności te usunięte być mogą tylko na podstawie liczniejszych niż obecnie materiałów stratygraficznych i faunistycznych pochodzących z naszego miocenu i okolic Wiednia; są więc one sprawą przyszłości.

## PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S. (1956) — Uwagi o stratygrafii polskiego tortonu. *Prz. Geol.*, z. 6, str. 247—251. Warszawa.
- AREŃ B. (1956) — Regionalna geologia Polski. Region lubelski. *Trzeciorzęd*, 2, str. 70—89. Kraków.

- AREŃ B. (1957) — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Trzeciorzęd. z. 2. Warszawa.
- BIEDA F. (1951) — Młodszy trzeciorzęd Karpat i Przedgórze. Regionalna geologia Polski. 1, z. 1, str. 156—180. Kraków.
- BIELECKA M. (1957) — Uwagi o stratygrafii miocenu okolic Zaklikowa. Prz. Geol., nr 1, str. 21—25. Warszawa.
- BRZEZIŃSKA M. (1957) — Szkic stratygraficzny miocenu środkowej części Roztocza Lubelskiego. Prz. Geol., nr 9, str. 395—401. 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. (1933a) — Helwet w okolicy Krakowa. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr 35, str. 12—14. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1933b) — Przewodnie rysy stratygrafii i paleogeografii miocenu w południowej Polsce. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr 36, str. 16—25. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1935) — O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. Spraw. Państw. Inst. Geol., 8, z. 2, str. 89—207. Warszawa.
- CZARNOCKI J., KOWALEWSKI K. (1930) — Stratygrafia i wiek łów krakowickich okolic Buska i Solca. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr 27, str. 51—54. Warszawa.
- DEMBIŃSKA-ROŻKOWSKA M. (1932) — Korale miocenijskie Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol., 8, z. 1, str. 97—171. Kraków.
- FRIEDBERG W. (1907—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 w Europie i próby podziału tych utworów Polski. Kosmos. cz. 1, 36, str. 23—75; 37, cz. 2, str. 311—367. Lwów.
- FRIEDBERG W. (1911—1928) — Mięczaki miocenijskie Polski. Ślimaki, cz. 1. Wyd. im. Dzieduszyckich. Lwów i Poznań.
- FRIEDBERG W. (1931) — Uwagi nad nowszymi próbami podziału naszego miocenu. Roczn. Pol. Tow. Geol., 7, str. 291—314. Kraków.
- FRIEDBERG W. (1932) — Die *Pectiniden* des Miocäns von Polen und ihre stratigraphische Bedeutung. Bull. de l'Acad. Pol., Cl. des Sci. mat.-nat. [B]. I, p. 47—66; II, p. 113—122. Cracovie.
- FRIEDBERG W. (1933—1947) — Przyczynki 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. Cracovie.
- FRIEDBERG W. (1934—1936) — Mięczaki miocenijskie Polski. Małże., cz. 2, Kraków.
- FRIEDBERG W. (1938) — Katalog meiner Sammlung der Miozänmollusken Polens. Mém. Acad. Pol. Sci. Lett. [B], p. 1—164. Cracovie.
- FRIEDBERG W. (1939) — Versuche einer Stratigraphie des Miozäns von Polen auf Grund Seiner Molluskenfauna. Bull. Acad. Pol. Sci. Lett. [B] I, p. 19—30. Cracovie.
- GANS O. (1936) — Das Miocän von Jaklowec bei Mahr-Ostrau und dessen Bedeutung für die Stratigraphie des schlesischen Miocäns. Geol. Pal. Inst. d. d. Univ. in Prag, „Firgenwald“. Reichenberg.

- GOŁĄB J. (1932) — Przyczynki do znajomości geologii okolic Niechobrza. Roczn. Pol. Tow. Geol. 8, z. 1, str. 18—41. Kraków.
- HOERNES R. (1875) — Die Fauna des Schliers von Ottning. Jb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 25, S. 333—400. Wien.
- КАЗАКОВА В. П. (1952) — Стратиграфия и фауна пластинчатожаберных моллюсков среднемиоценовых отложений Ополя. Тр. Москов. Геол. Разв. Инст. 28, стр. 171—263. Москва.
- KIRCHNER Z. (1956) — Stratygrafia miocenu przedgórz Karpát Środkowych na podstawie mikrofauny. Acta Geol. Pol. 6, No 4, str. 421—449. Warszawa.
- KITTL E. (1887) — Die Miocänablagerungen des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers. Ann. d. k. k. Nat. — hist. Hofmuseums. 2, S. 217—282. Wien.
- KONTKIEWICZ ST. (1881) — Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w pd. części gubernii Kieleckiej. Pam. Fizj., str. 175—202. Warszawa.
- КОРОБКОВ И. А. (1954—1955) — Справочник и методическое руководство по третицным моллюскам. Ч. 1. Пластинчатожаберные, 2. Брюхоногие. Ленинград.
- KOWALEWSKI K. (1918) — Trzeciorzęd w dolinie Opatówki i Koprzywianki. Spraw. Pos. Tow. Nauk. Warsz., wyd. 3, cz. 11, z. 6, str. 875—907. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1924) — O utworach trzeciorzędowych północnej części Wyżyny Lubelskiej. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr 8, str. 12—14. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1927) — Wyniki badań nad utworami trzeciorzędowymi pd. wsch. części arkusza Pińczów. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr 17, str. 22—26. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1929) — Stratygrafia ilów krakowieckich w Świnarach, w stosunku do pozostałych obszarów miocenu południowego zbocza Gór Świętokrzyskich, oraz ich analogia z utworami solonośnymi Wieliczki. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr 24, str. 46—50. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1930) — Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich. Spraw. Państw. Inst. Geol. 6, z. 1, str. 1—211. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1933) — Fauna i wiek dolnych warstw solnych Wieliczki. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr 36, str. 67—70. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1934) — Fauna i wiek górnych warstw solnych Wieliczki. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr 39, str. 57—59. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1935) — Nowe dane o wieku i faunie warstw grabowieckich okolic Bochni. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr 48, str. 33—38. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1950) — O miocenie okolic Rybnicy pod Klimontowem. Acta Geol. Pol. 1, str. 41—51. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1957a) — Uzupełnienia i nowe dane dotyczące podziału miocenu w Polsce. Prz. Geol., nr 1, str. 1—11; nr 2, str. 49—54. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1957b) — Trzeciorzęd na północnym obszarze Niziny Sandomierskiej. Biul. Inst. Geol. 119. Warszawa.
- KRACH W. (1936) — Miocen z okolic Książa Wielkiego. Roczn. Pol. Tow. Geol. 12, str. 117—134. Kraków.



- KRACH W. (1939) — Badania nad mioceniem śląsko-krakowskim. Pol. Akad. Umiej., Pr. geol., nr 7, str. 29—50. Kraków.
- KRACH W. (1947a) — Miocen okolic Miechowa. Biul. Inst. Geol. 43, Warszawa.
- KRACH W. (1947b) — Ostatni zalew morski w Polsce. Wszechświat., z. 3, str. 85—89. Kraków.
- KRACH W. (1954) — Charakterystyka faunistyczna miocenu wsi Makoszowy na Górnym Śląsku. Biul. Inst. Geol., 71, str. 119—126. Warszawa.
- KRACH W. (1956a) — Materiały do znajomości miocenu Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol., 25, z. 1, str. 105—119, z. 2, str. 1—17. Kraków.
- KRACH W. (1956b) — Analiza faunistyczna profilu miocenijskiego w Krywałdzie na Górnym Śląsku. Biul. Inst. Geol. 107, str. 123—144. Warszawa.
- KRACH W. (1956c) — Uwagi w sprawie podziału miocenu Polski. Prz. Geol., z. 3, str. 104—110. Warszawa.
- KRACH W. (1957) — W sprawie stratygrafii polskiego tortonu. Prz. Geol., nr 1, str. 8—11. 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.
- KUCIŃSKI T., MITURA F. (1952) — Przyczynek do budowy geologicznej rejonu Dębowca i Drogomyśla. Geol. Biul. Inform. Państw. Inst. Geol., nr 3, str. 77—78. Warszawa.
- КУДРИН Л. Н. (1954) — О конномском горизонте миоцена. Учен. зап. Львовск. Гос. Унив. Геол. Сер. Вып. 7, стр. 149—153. Львов.
- КУДРИН Л. Н. (1955) — О возрасте песчано-глинисто-углистых отложений на территории западной окраины русской платформенной формы. Докл. Акад. Наук СССР. 101, № 3, стр. 534—536. Москва.
- КУДРИН Л. Н. (1957) — О сопоставлении миоценовых отложений Предкарпатия. Допов. то повідомл. Вып. 7, ч. 3, стр. 148—151. Вып. Львовск. Унив. Львов.
- LISZKA S. (1933) — Fauna piasków bogucickich w okolicy Wieliczki. Roczn. Pol. Tow. Geol. 9, str. 184—196. Kraków.
- LISZKA S., PANOW E. (1936) — Nowe stanowisko wapieni ostrzygowych w Tuńcu koło Krakowa. Roczn. Pol. Tow. Geol. 11, str. 18—20. Kraków.
- ЛАСКАРЕВ В. (1887) — Геологические исследования кременецкого уезда Вобла-сти 17. Листа Общей Карты Европейской России. Изв. Геол. Ком. № 16; № 6—7, стр. 252. Петербург.
- ŁOMNICKI M. (1881) — Formacja gipsu na zachodnio-południowej krawędzi płasko- wzcgrza podolskiego. Kosmos. 6, str. 174—201. Lwów.
- ŁOMNICKI M. (1897) — Atlas Geologiczny Galicji. Kom. Fizj. Pol. Akad. Umiej., cz. 2, z. 10. Kraków.
- ŁUCZKOWSKA E. (1955a) — O tortońskich otwornicach z warstw chodenickich i grabowieckich okolic Bochni. Roczn. Pol. Tow. Geol. 23, str. 77—156. Kraków.
- ŁUCZKOWSKA E. (1955b) — Z zagadnień stratygrafii mikropaleontologicznej w miocenie polskim. Prz. Geol., z. 3, str. 104—109. Warszawa.
- MEZNERICS J. (1936) — Die Schlierbildungen des mittelsteierischen Beckens. Mitt. Natur. Ver. f. Steiermark. 73, Graz.

- MICHAEL R. (1913) — Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Jb. d. preuss. Geol. L.-A. 34, S. 341—382. Berlin.
- MICHAŁSKI A. (1884) — Zarys geologiczny strony południowo-zachodniej gubernii kieleckiej. Pam. Fizj. 4, str. 83—107. Warszawa.
- MICHAŁSKI A. (1888) — Sprawozdanie przedwstępne z badań dokonanych w pd. części gubernii radomskiej. Pam. Fizj. 8, str. 37—45. Warszawa.
- MITURA F. (1954) — Miocen Przedgórze Karpat. Prz. Geol., nr 11, str. 454—459. Warszawa.
- NEY R. (1957) — O miocenie na przedgórzu Karpat pomiędzy Przemyślem a Chyrowem. Prz. Geol., nr 1, str. 12—18. Warszawa.
- NIEDŹWIEDZKI J. (1883—1886) — Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni. Kosmos, cz. 2, str. 566—580. Lwów.
- NOWAK J. (1927) — Zarys tektoniki Polski, II Zjazd Stow. Geogr. i Etnogr. w Polsce, str. 1—8. Kraków.
- NOWAK J. (1938) — Dniestr, a gipsy tortońskie. Roczn. Pol. Tow. Geol. 14, str. 155—193. Kraków.
- PANOW E. (1935) — W sprawie wieku miocenijskich wapieni ostrygowych z okolic Krakowa. Roczn. Pol. Tow. Geol. 11, str. 21—25. Kraków.
- QUASS A. (1909a) — Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung von Przeciszów, östlich Oświęcim (Westgalizien). Jb. d. preuss. Geol. L.-A. 27, S. 196—198. Berlin.
- QUASS A. (1909b) — Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung Lorendorf bei Kujau (Oberschlesien). Jb. d. K. preuss. Geol. L.-A. 27, S. 189—195. Berlin.
- QUITZOW W. (1921) — Die Fauna des marinen Miozäns von Alt. Gleiwitz. Jb. d. preuss. Geol. L.-A. 41, S. 1—51. Berlin.
- REUSS A. (1867) — Die fossile Fauna der Steinsalzlagerungen von Wieliczka. Sitzungsber. Akad. Wiss. 55, S. 17—182. Wien.
- RÜHLE E., SOKOŁOWSKI St., TYSKA M. (1957) — Mapa geologiczna Polski. Tabl. 3. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. — Objaśnienia do mapy arkusza Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski 1 : 100 000. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J. (1909) — Geologia Ziemi Polskich. 2, Lwów.
- SOKOŁOWSKI St. (1935) — Badania geologiczno-górnictwa nad złożem węgla brunatnego w Grudnie Dolnej, cz. 1, Prz. Górniczo-Hutniczy. 27, str. 325—337. Warszawa.
- SULIMSKI A. (1956) — Miliolidea tortońsko-sarmackie z Suchowoli. Acta Palaeont. Pol. 1, str. 69—101. Warszawa.
- UHLIG V. (1888) — Beiträge zur Geologie der westl. Karpathen. Jb. d. geol. Reichsanst. 38, S. 249—251. Wien.
- ЖИЖЧЕНКО Б. П. (1953) — Материалы к разработке унифицированной схемы деления кайнозойских отложений юга Европейской части СССР и северного Кавказа. Тр. и вопросы Геол., Геох. нефти и газа. Москва.

Kazimierz KOWALEWSKI

**MIOCENE STRATIGRAPHY OF SOUTHERN POLAND  
WITH SPECIAL ATTENTION PAID TO THE SOUTHERN MARGIN  
OF THE ŚWIĘTY KRZYŻ MOUNTAINS**

Summary

In relation to other regions of the Polish Miocene, such as the Sub-Carpathian area and entire Silesia, the Miocene of the southern periphery of the Święty Krzyż Mountains is distinguished by disclosing the fullest series of undisturbed sediments. This is due to the fact that the Święty Krzyż region, as well as the Podolian region in USSR have felt but little the effect of the Carpathian orogenesis.

On the entire Sub-Carpathian and Silesian area are in evidence certain stratigraphical breaks and, due to them, there are indications of a violent transgression which in various regions has caused an intermixture of faunae.

To a larger extent than in Western Europe, the Miocene of southern Poland has been subdivided in detail; stratigraphical investigations in Poland, closely coordinated with analogous studies by Soviet geologists, disclose irrefutably that it is possible to ascertain the stratigraphy and palaeogeography of the Miocene of Europe, if detailed and accurate investigations are undertaken for that purpose.

In recent years, the Middle and Upper Miocene of Poland has been subdivided by J. Nowak and W. Krach into the following members: Helvetian, Lower Tortonian (Opolian), Middle Tortonian (Grabovian), Upper Tortonian (Buhlovian), and Lower Sarmatian (Volhynian).

As boundary between Lower and Middle Tortonian there has been assumed the horizon of chemical sediments (gypsum and salt formations); this horizon has been assigned to the Lower Tortonian.

In the author's opinion this subdivision has become untenable for the following reasons: recently Soviet geologists have assigned the Buhlovian of Volhynia and Podolia to the lowermost horizon of the Lower Sarmatian, while in the Polish Buhlovian there have been found unmistakable instances of transition of the Buhlovian into the typical Sarmatian. Furthermore, in the Opolian itself there appear in Poland 2 faunal complexes, where of the lower one discloses a western fauna of the Vienna type, the upper one an eastern fauna, of the Volhynia-Podolia type. This transition of faunae is preceded, as has been observed in Poland, by a transgression of the Baranów beds (with *Amussium denudatum*) upon the beds containing a fauna of the type Vienna. Thus the subdivision into Upper and Lower Tortonian should commence with the Baranów beds, especially so, since the horizon of chemical sediments [forming according to J. Nowak (1933) and W. Krach (1947)] the dividing boundary contains a fauna derived from the Baranów beds. On the basis of his 30 years' stratigraphical investigations, the author believes the subdivision of the Polish Miocene to be as follows:

Upper Miocene

    Middle Sarmatian

    Lower Sarmatian — Volhynian and Buhlovian

Middle Miocene

    Upper Tortonian — Grabovian (super-gypsum beds)

- Upper Tortonian — horizon of chemical sediments (gypsum and salt)  
 Upper Tortonian — Opolian, or Baranów beds (super-lithotamnian beds)  
 Lower Tortonian — Święty Krzyż beds (sub-lithotamnian and lithotamnian beds)  
 Helvetian — continental, brackish and marine beds  
 Lower Miocene  
 Burdigalian, Aquitanian (exclusively within the range of the western part of the Sub-Carpathian foredeep).

### Lower Miocene

Within the boundaries of Poland, the Lower Miocene appears on the Carpathian foreland in the form of the Sub-Carpathian saliferous formation, consisting of clays with sandstone intercalations. This formation is accompanied by gypsum, salt in the region of Dobromil and by salt springs all over the area. No macrofauna has been found; remnants of microfauna from the Cretaceous and Oligocene have been met with on a secondary deposit (R. Ney, 1957). Beyond the frontier of Poland, on the eastern part of the Carpathian foreland, there corresponds to these formations a lower salt formation (of Starunia) which tentatively is being assigned to the Aquitanian, and the Słoboda and Truskawiec conglomerates which have been assigned to the Burdigalian. Neither of these latter formations contains any macrofauna. Their age has been determined on the basis of their microfauna (F. Mitura, 1956; E. N. Kudrin, 1957).

### Middle Miocene. Helvetian

It is found on the entire area of the Polish Miocene, nearly always is a continental facies. It is represented by clays, silts and sands with brown coal intercalation of allo- or autochthonous origin. At times, these beds are accompanied by fresh-water sediments with a terrestrial fauna of gastropods; this, for instance, is the case in the region of Korytnica (J. Czarnocki, 1932) and in Upper Silesia at Opole, Knurów and Bytom (W. Krach, 1939).

The brackish sediments which are connected with the brown coal seams and appear in the region of Tarnobrzeg (K. Kowalewski, 1957) and in Silesia (Przeciszów, Libiąż coalpit), reported by W. Krach (1939), contain, among others, *Congeria sandbergi*, *Melanopsis impressa* Kraus, *M. Martiniana* Fer., *Terebralia bidentata* De fr., *T. duboisi*, *Neritina picta*.

Correlated to these deposits are clays in Upper Silesia, with a marine fauna, from the coal-mine Silesia (W. Krach, 1930), containing inter alia: *Leda pusio* Phil., *Lima miocaenica* Hoern., *Hinnites cortesii* F. Roem., *Spondylus güssoni* Costa, *Ostrea hoernesii* Reuss, which are not known from the Vienna Basin nor from the remaining parts of the Polish Miocene. Most probably they are deposits of a marine Helvetian, altered by the subsequent Tortonian transgression (Baranów beds), which seems probably due to their containing Tortonian foraminifers.

On the areas of the eastern and central Sub-Carpathian region there were developed, at that time, the Dobrotów, Balice and Stebnik beds, consisting of clays, and thick-bedded conglomerates with anhydrite veins; these beds contain a microfauna, and in the Stebnik beds there furthermore has been found *Melanopsis impressa* Kraus, known from the brackish deposits of the Silesian Upper Helvetian.

In the Polish Helvetian no oncophoric strata (with *Rzehakia*), known from Moravia and Podole (USSR), have been found. The Korytnica clays, well dated palaeontologically, contain but a small percentage of exclusively Helvetian species; this shows that the Polish brown coal sediments must be older than the Korytnica clays under which they are laid down, thus must be of Helvetian age.

#### Middle Miocene. Lower Tortonian

The sediments of that age we subdivide into the sub-lithotamnian and the lithotamnian beds.

The sub-lithotamnian beds which are relatively rare in Poland, have developed in certain local basins or depressions, mainly on the area of the southern slopes of the Święty Krzyż Mountains and on the Carpathian foredeep, where they are connected with the brown coal deposits. In Upper Silesia they also occur, in the form of isolated patches.

In the Święty Krzyż area the sub-lithotamnian beds are typically developed in the region of Korytnica near Sobków, where they lie on the corroded surface of the Jurassic. Immediately on the oyster beds (with *Ostrea frondosa*) or on the Helvetian clays are laid down the pleurotoma clays, known for a long time due to their splendidly preserved numerous fauna; these clays contain, according to the last investigations carried out by W. Friedberg (1939), 213 species of gastropods (mainly carnivorous ones) and a few lamellibranchs. The fauna of the Korytnica clays discloses a marked similarity to the fauna of the region of Vienna, and to the fauna from Lapugy (Transilvania). According to the opinion of W. Friedberg (1939) and the author's (K. Kowalewski, 1930), the age of the Korytnica clays is Lower Tortonian.

However, there must be taken into consideration some species which appear in the Korytnica clays and hitherto have been found exclusively in the Helvetian, such as: *Venus subplicata* d'Orb., *Corbula theodisca* Hilb., *Clavatula evae* R. Hoern., Auinger, *Cl. antoniae* R. Hoern., Auinger, *Cl. clarae* R. Hoern., Auinger, *Tornus planorbillus* Duj., *Cerithium zelebori* Hoern. and *Turritella korytnicensis* Friedb. According to W. Friedberg, this latter species is related to species *Turritella interposita* Desh. which species perished in the Helvetian. From investigations carried out in the region of the Korytnica basin (K. Kowalewski, 1930), it appears that above the oyster beds the facies rapidly becomes a deep-water one, argillaceous, with a fauna devoid of genus *Clavatula*. Further upwards the facies becomes more marly, and there occurs the most intense accumulation of fauna, both as to numbers and species; subsequently we reach a marly-arenaceous facies in which many species of the Korytnica clays perish, and where new thick-shelled species appear, like *Ostrea gryphoides* Schloth., *Pecten latissimus* Brocc., *Spondylus crassicosta*, and where *Heterostegina* and *Amphistegina* occur plentifully.

On these last-named beds there lie the lithotamnian limestones.

To the Korytnica clays correspond the Małoszów sands, containing a fauna which recently has been described by W. Krach (1947), and the marls of Pińczów, Szczaworyż and Busko which have been mentioned before (K. Kowalewski, 1930); the latter marls are overlain by the lithotamnian beds and contain an impoverished fauna of the Korytnica clays.

To the strata of this horizon there also should be assigned the sandstones of the region of Cracow which contain an impoverished Korytnica clay fauna too,

among which should be mentioned, i. a., *Pecten latissimus* Brocc. and *Ostrea gryphoides* Schloth., known from the highest part of the Korytnica clays.

In the eastern part of the Sub-Carpathian area, in the Wiśloka and Dunajec valleys, there appear patches of the once uniform cover, consisting of the oldest brown coal strata which were connected with the clays containing a Korytnica fauna (Grudna Dolna and Iwkowa). Apart of this region, on the same area, at Niskowa, Zgłobice, Błonie, in the Grabowiec beds, species, such as *Ancilla glandiformis* Lam., *Sveltia dertovaricosa* Sacco, *Natica josephina* Risso, *Terebra fuscata* Brocc., *Dentalium badense* Partsch. In Upper Silesia there are no sediments which strictly correspond to the Korytnica clays; however, the occurrence, at Miechocice near Bytom, of marls with *Pecten latissimus* shows that in that region there may be found patches of the highest Korytnica strata.

In the western part of the Sub-Carpathian area, at Benczyn near Wadowice (W. Krach, M. Książkiewicz, 1950), there have been proved, underneath the Flysch overthrust, Baranów clays with *Amussium denudatum* and a rich fauna in which abundantly occur Korytnica species on a secondary deposit (the latter constitute about 60% of the total fauna). To this horizon should also be assigned, at Wielka Wieś near Cracow (W. Friedberg, 1933), *Heterostegina* sands which the Baranów transgression failed to alter.

The lithotamnian beds are most intensively developed on the area of the southern periphery of the Święty Krzyż Mountains, where they occupy a large territory; to a lesser degree are they developed in Silesia and in the Sub-Carpathian area. They mainly appear in the form of patches of an once continuous cover. In places where sub-lithotamnian beds occur (the Korytnica clays), the lithotamnian beds are superimposed on them; where no sub-lithotamnian beds exist, the lithotamnian lie directly on top of the Palaeozoic or Jurassic deposits. Within the range of occurrence of the sub-lithotamnian beds their fauna is identical, or very nearly so, to that of the lithotamnian marls. On the other hand, on more distant areas, especially towards east, species of the sub-lithotamnian beds gradually perish; the fauna becomes progressively scanty and monotonous. It mainly consists of *Ostrea cochlear* Poli and *Terebratulina grandis* and, although rarely, of *Pecten latissimus* Lam. and *Heterostegina*. Most perfectly developed are the lithotamnian beds in the region of Pińczów, Stopnica and Busko where the type of the so-called Leitha limestone prevails; in this case the lithotamnian beds contain a most abundant fauna of the type found in the upper Korytnica a most abundant fauna of the type found in the upper Korytnica beds, with numerous foraminifers of genus *Heterostegina* and *Amphistegina*. Lithotamnian limestones and marls are also known from the region of Cracow (oyster limestones) and, partly, of Małoszów. In Upper Silesia they appear in the form of sporadically preserved patches (Czechowice, Biskupice), similarly as on the Sub-Carpathian area (Niechobrz, Olimpów).

Exceptionally, however, in some regions no lithotamnian deposits exist, nor any Korytnica clays, as for instance in the fork between the Vistula and San rivers, or in the region of Tarnobrzeg. This is caused by the transgression of the Baranów beds, and the washing down by this transgression, of the lithotamnian deposits and Korytnica clays in such areas, where the Baranów beds lie directly on the Helvetian beds or Pre-Miocene beds.

The here observed features, such as the appearance of fossils of the Korytnica type, especially from its top layers, in the lithotamnian beds, and the gradual change of the deepsea facies into a shallow-water facies and ultimately a lithotamnian one, indicate that in relation to the sub-lithotamnian Korytnica clays the lithotamnian

beds represent but a facies. At the same time the lithotamnian facies slowly turns into a common one on the entire area of Poland, representing an uniform phase of equalized bathymetric conditions, such as existed towards the end of the Lower Tortonian in Poland.

Middle Miocene. Upper Tortonian, Opolian or Baranów  
supra lithotamnian beds

On the lithotamnian limestones, the brown coal formations, or directly on the Pre-Miocene substratum are deposited sediments called the Baranów beds, which in Podolia have been distinguished for a long time already. They contain a specific fauna composed, among other forms, of some types of *Pectinidae*, the majority of which are not found in the lithotamnian and sub-lithotamnian horizon, such as *Amussium denudatum* Reuss, *Chlamys koheni* Fuchs, *Ch. scissa* Favre, *Ch. resurrecta* Hilb. These forms are remains of the great transgression which covered almost the entire area of Poland. Between the termination of deposition of the lithotamnian sediments, and the Baranów transgression there must have occurred a certain interval of time. This is shown by fresh-water limestones which occur in the vicinity of Cracow and which are laid down directly on the oyster beds (Zwierzyniec, Tyniec) belonging to the lithotamnian horizon.

These sediments are lithologically and faunally rather variegated; they also contain a specific fauna. We distinguish here 3 facies:

- 1) a littoral one, the Rybnica facies (from beds at Rybnica near Klimontów);
- 2) a deeper one, the scissus facies, known from Świniary near Osiek;
- 3) a deep-water one, the deundata facies, known in Poland from some localities of the Święty Krzyż Mountains region, especially from the Carpathian foredeep, and likewise from the regions of Korytnica, Miechów, Cracow, Upper Silesia and from the western and eastern Sub-Carpathians.

The Rybnica facies appears only within the range of the eastern part of the Święty Krzyż region; it is featured mainly by a minute fauna corresponding to the fauna of the Podolia and Volhynia sands. Index forms are: *Chlamys scissa* Favre, *Ch. rybnicensis* Friedb., *Ch. resurrecta* Hilb., *Ch. seniensis* Lam. var. *łomnickii* Hilb., *Venus subplicata* var. *orientalis*, *Isocardia cor* L., *Cardium prae-echinatum*, *Nassa coarctata* var. *zboroviensis* (K. Kowalewski, 1950).

The scissus facies is, in contrast with the Rybnica facies, very scanty as to number of species. In groups appear here: *Ostrea cochlear* Poli and *Chlamys scissa* Favre, *Ch. resurrecta* Hilb. this facies is known, among other places, from the region of Osiek.

The denudata facies occupies the largest area. It appears on the southern slopes of the Święty Krzyż Mountains area, in the region of Miechów in Upper Silesia, and on the Carpathian foredeep (Wieliczka, regions of Cracow, Wadowice and Przemysł). In this facies we find characteristic *Pectinidae* like: *Amussium denudatum* Reuss, *Chlamys koheni* Fuchs, *Ch. opercularis* var. *trigonocosta*. In the Baranów beds of Upper Silesia and in the region of Wadowice and Wieliczka we observe, at times, an admixture of Moravian and Western European forms; due to this, these beds are similar to the Schlier from Otnang.

Above the Baranów of all of facies, on the boundary of their passing into the chemical sediments, there were developed the so-called *Ervillea* beds.

It used to be generally assumed that the fauna of the *Ervilia* beds is the result of the sweetening off these beds; actually, they are produced by a larger degree of mineralization of the waters and of the transition of the Baranów beds into the gypsum-salt deposits. This is evidenced by the presence of *Pectinidae* which can not exist in sweetened water.

From a survey of the outcrops of the Baranów beds all over Poland, the following conclusions may be reached:

Palaeogeographically the Baranów beds may be divided into two provinces: silesian-cracovian area, and the area of the southern slope of the Święty Krzyż Mountains, including the Lublin area and the depressions of the Sandomierz Lowland. The silesian-cracovian area in which should be included the denudata beds of Upper Silesia, of the western Sub-Carpathians and of the region of Cracow and Mielec, is mainly featured by the evidence of a rapid and vehement transgression, which caused a mixing and a washing down of deposits, beginning with the marine Helvetian up to, and including, the Korytnica and lithotamnian beds. This then is the reason why the fauna associations, found here, are intermixed, although as far east as Cracow this fauna discloses many features of western type.

On the area of the southern slopes of the Święty Krzyż Mountains and the Sandomierz Lowland, the deposits of the Baranów beds indicate a more tranquil flooding which, however, does not lack transgressional features (intercalations of washed-down lithotamnians, at times a fauna on a secondary bed). With the exception of its *Pectinidae*, the fauna of this area shows a Podolian-Volhynian character.

The fact that many western species have not penetrated eastwards and extend not any farther than to Cracow, and the plentiful occurrence of an eastern fauna (of Podolia and Volhynia) in the part east of Cracow, both seem to demonstrate that the Baranów transgression, in contrast with the Korytnica transgression, started not from the west but from the east.

An identical fauna (with the exception of the increasingly new species of *Pectinidae*) accompanies the deposits superimposed on the Baranów beds, as far as to, and including, the Grabowiec beds (together with Upper Silesia).

Thus we observe a fundamental change in the fauna of the Baranów beds, from a western into an eastern type, which will appear in all the superimposed sediments on top of the Baranów beds, as far as to the Sarmatian. This fact compels us to consider the Baranów beds as the boundary between the Lower Tortonian (sub-lithotamnian and lithotamnian beds) and the Upper Tortonian (chemical sediments, Grabowiec beds); we hereby assume that the Baranów beds already belong to the Upper Tortonian.

Middle Miocene. Upper Tortonian. Horizon of chemical sediments  
(gypsum and salt)

Throughout the *Ervilian* phase, the waters of the Baranów beds has been increasing its saturation with mineral salts to such an extent that ultimately there took place a precipitation of calcium carbonate and sulphate, and of rock salt. To some extent the evaporation of the water had its limits; only powerful gypsum beds were deposited, at times reaching a thickness of more than 50 m. On the other hand, in Upper Silesia and on the Sub-Carpathian areas, there existed conditions for the formation of salt lagoons, due to which a fuller series of chemical sediments



was laid down, comprising anhydrite, rock salt and gypsum beds (Zory, Wieliczka, Bochnia).

In the intercalations of the gypsum beds fauna appears but rarely. In the clays of bore-holes sunk in the central part of the Carpathian foredeep, there were found single, poorly preserved *Pectinidae*: *Chlamys elyni* Zhizh. and *Spirialis*, and foraminifers too; in bore-holes drilled between the Vistula and the San river, there was found a scanty Rybnica fauna (K. Kowalewski, 1957). In Upper Silesia, at Krywałd, the clays with gypsum and tuffites contain: *Chlamys elyni* Zhizh., *Spirialis*, *Hydrobia*; and the fauna discloses — with the exception of *Pectinidae* — a certain analogy with the fauna found in the salt beds at Wieliczka (W. Krach, 1956).

All these circumstances prove that, as to their fauna, the gypsum beds show a transient character. On the one hand they constitute the ultimate phase of the Baranów beds, on the other hand they distinctly emphasize their connection with the superimposed strata of the pecten (Grabowian) beds. For this very reason the beds of chemical sediments can not be the boundary between the Upper and the Lower Tortonian.

#### Middle Miocene. Upper Tortonian. Super-gypsum (Grabowiec) beds

Following the gypsum phase which developed quietly there followed, owing to renewed movements of the Carpathians, a new phase with the following features: a sudden deepening of the sea bottom on certain areas, or a flooding of regions previously abandoned by the sea or a flooding of new areas. Due to these features we may distinguish, on the range of the Miocene in southern Poland, three different facies of this horizon:

- 1) the deep-water facies of Pecten clays,
- 2) the Bogucice-Grabowiec facies of shallow water,
- 3) the arenaceous and lithotamnian facies of the northern Święty Krzyż Mountains and Lublin area.

The facies of *Pecten* clays appears always on top of the gypsum beds upon the area of the Carpathian foredeep, as well as on the southern periphery of the Święty Krzyż Mountains, and in Upper Silesia (Krywałd). This facies discloses a scanty fauna consisting of *Pectinidae*: *Chlamys elyni* Zhizh. and *Nucula sulcata*, *Arca pectunculoides* var. *minutissima*, *Cuspidaria* sp. sp., *Dentalium novemcostatum* var. *mutabilis*.

On the area embracing the region of Tarnobrzeg and the confluence of the Vistula and San rivers, there have been developed, underneath the beds with *Chlamys elyni* Zhizh., clays with an arenaceous-glaucconitic admixture, containing a fauna of costate *Pectinidae* with *Chlamys neumayri* Hilb. and *Ch. lilli* Pusch, together with species of the impoverished Rybnica (Baranów) fauna with *Thracia ventricosa* Phil., *Isocardia cor* L., *Corbula gibba* Oliv. It should be pointed out that the boundary between the *Pecten* beds and both their underlying (gypsum) strata and their superimposed (Krakowiec) beds is indistinct due to their interrupted sedimentation only changes in fauna indicate the boundaries of new horizons with a mostly uniform facies.

The Bogucice-Grabowiec facies is very much shallower compared with the *Pecten* beds. This facies appears in a narrow zone along the northern border of the Carpathians, and in Silesia (Gaszowice). It is represented either by sands, the so-called Bogucice sands, and by clays. The fauna of the Bogucice sands discloses the character of the super-gypsum beds, but with a marked admixture of Korytnica species; there also occur parties of washed-out lithotamnians. Thus the

sediments of this facies contains an intermixed fauna. Similar conditions exist at Benczyn near Wadowice (upper beds). All these observations indicate that, on the Sub-Carpathian area, the Grabowiec beds lie transgressively upon older ones, and that on vast areas the brown coal beds, and the Korytnica lithotamnian beds and gypsum beds, have been washed down.

The arenaceous and lithotamnian facies appears in the northern Sandomierz area, in the valley of the Opatówka river, and in the region of Zawichost, — in the form of quartz sands with *Chlamys neumayri* Hilb., *Ch. elegans* Andrż., *Ch. gloria maris* Dub., *Turritella pythagoraica*, together with other species of Volhynian-Podolian type. In the Opatówka valley these quartz sands lie on brown coal beds, in the region of Zawichost on the Jurassic or on Oligocene sands.

Correlated to these quartz sands are, on the area of the Lublin upland, the upper lithotamnian beds containing *Chlamys elegans* Andrż., *Ch. gloria maris* Dub.

#### Upper Miocene. Lower Sarmatian — Volhynian and Buhlovian (argillaceous facies)

These beds are the last stage of the existence of the sea on Polish territory. They embrace almost the entire area of the Polish Miocene, with the exception of the Sub-Carpathian region, the vicinity of Miechów, and the northern part of the Cracow region, and partly Upper Silesia too.

As to its facies, this formation has been developed in the form of a deep-sea facies (Krakowiec clays) and littoral facies, detrital deposits: the true Sarmatian. This deep-sea facies (Krakowiec) appears on the entire area of the Carpathian foredeep, the detrital facies only on the area of the Święty Krzyż Mountains and of Lublin. The latter facies represents the final stage of the transgression of Sarmatian waters in a northern direction. Locally, both these facies appear alternating (Chmielnik, Skadle, Łaziska), due to an oscillation of the then existing shore line.

Within the range of the Carpathian foredeep, the Krakowiec facies lies on *Pecten* (Grabowiec) beds, not disclosing any distinct stratigraphical boundary line.

The detrital facies of the Lower Sarmatian is frequently deposited on the argillaceous Krakowiec clays (on the margin of its range), mainly transgressively on the older Miocene sediments; therefore too, we find in the strata of the detrital facies numerous older species, washed out from lower beds. Such washing down have here undergone sediments beginning with the Korytnica beds, as far as the Grabowiec one. On the other hand, in the Krakowiec clays fairly seldom we meet with features of transgression and of fauna on secondary beds.

In all, the fauna of the Krakowiec clays comprises over 40 species, whereof most frequently occur: *Syndesmya reflexa* S., *S. scythica* Sok., *Limnocardium lithopodolicum* Dub. var. *sublithopodolicum* M. Łomn., *Ervilia dissita* Eichw., *E. infrasarmatica* Sok., *Hydrobia* sp. sp., *Mohrensternia* sp. sp.; frequently too appear *Serpula*.

The fauna of the detrital beds of the Lower Sarmatian is featured by the lack of genus *Syndesmya*, while abundantly occur *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw., *Limnocardium lithopodolicum* Eichw., *Mactra podolica* Eichw., *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Potamides mitralis* Eichw., *Mohrensternia*, *Hydrobia*.

In Upper Silesia, the *Syndesmya* Krakowiec clays progressively change into the brown coal beds, the so-called "Sub-Sudetic" lignite formation. In the Lublin region, where the Sarmatian extended far beyond the line of its compact outcrops, there

occur, in patches located at large intervals, arenaceous and sandstone sediments of the Lower Sarmatian; these sediments contains a fauna which is markedly different from the Święty Krzyż fauna, because it does contain large specimens of *Ervilia* and numerous *Tapes*, while it is devoid of gastropods (south of Lublin in the region of Chełm and Rejowiec).

In Człczyce there appears a fauna consisting of *Mactra*, differing by the absence of *Ervilia*, and indicating the feasibility of assigning these beds to the lower part of the Middle Sarmatian. The Krakowiec beds had initially been assigned to the Buhlovian, i. e. to the Upper Tortonian (K. Kowalewski, 1930). However, due to their connection in space with the detrital (Volhynian) beds, and in consideration of the fact that Soviet geologists (Ł. N. Kudrin, 1954) assign the Buhlovian beds to the lowermost strata of the Lower Sarmatian, the author is of the opinion that the same age should be assigned to the Buhlovian beds in Poland also.