

ANDRZEJ RADWAŃSKI

## Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich

### LOWER TORTONIAN TRANSGRESSION ONTO THE SOUTH-EASTERN AND EASTERN SLOPES OF THE HOLY CROSS MTS

**STRESZCZENIE:** W pracy przedstawiono problematykę rozwoju transgresji dolnego tortonu (opolu) na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. Przedmiotem szczegółowej analizy stało się wykształcenie i rozprzestrzenienie utworów transgresywnych wykazujących rozmaite cechy facjalne uzależnione od lokalnej konfiguracji podłoża i odległości od utworzonej strefy brzegowej; w analizie tej uwzględniono także charakter zespołów organicznych — zarówno flory (litotamnia) jak i fauny — ich cechy ekologiczne i tafonomiczne oraz znaczenie środowiskowe. Na podstawie tej odtworzono warunki panujące w utworzonym basenie morskim wykazując, że doszło wówczas do indywidualizacji dwóch większych jednostek paleogeograficznych — Zatoki Opatowskiej oraz Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego. W oparciu o analizę facjalną wszystkich osadów mioceńskich przedstawiono rozwój sedymentacji w tych akwenach stwierdzając, że transgresja dolnego opolu była tutaj jedyną transgresją mioceńską, podobnie jak w zachodniej części południowych stoków Gór Świętokrzyskich oraz na Wyżynie Miechowskiej i Krakowskiej. Rozpatrując rozwój sedymentacji zwrócono uwagę na rolę synsedymentacyjnych ruchów tektonicznych w górnym opolu i na początku górnego tortonu (grabowu), prowadzących m. in. do utworzenia wybrzeży progradacyjnych dostarczających materiału do tworzącej się litoralnej platformy akumulacyjnej, uznawanej dotychczas za samodzielne ogniwo stratygraficzne sarmatu.

#### WSTĘP

Praca niniejsza stanowi kontynuację poprzedniej publikacji autora (Radwański 1969) poświęconej zagadnieniom transgresji dolnego tortonu w zachodniej części południowych stoków Gór Świętokrzyskich. W sensie paleogeograficznym poprzednio rozpatrzony region stanowił dobrze zindy-

widualizowaną strefę zatok, obejmującą Zatokę Pierzchnicką, Chmielnicką, Piotrkowicką oraz Korytnicką, a także — przedpole tej strefy, które odgraniczało ją od strefy morza otwartego, rozpościerającego się na całym obszarze zapadliska przedkarpackiego. O ile przedpole strefy zatok miało ku południowi wyraźniej zarysowane krańce w postaci szeregu wyniesionych elementów morfologicznych — skalistych wysepek bądź podmorskich progów rozsianych wzdłuż garbu wójczańsko-pińczowskiego, to ku wschodowi indywidualność tej strefy zacierała się na obszarze szerokich i połogich wybrzeży wschodniej części południowych stoków Gór Świętokrzyskich. W strefie tych ostatnich wybrzeży odmiennie rysuje się problematyka utworów litoralnych związanych z pierwszym etapem rozprze-strzeniania się transgresji dolnego tortonu, a także inaczej wykształcone są osady przykrywające utwory transgresywne, co stało się przyczyną niewłączenia tego regionu do opracowania poświęconego strefie zatok i ich przedpola. Region ten, obejmujący w sensie paleogeograficznym Wybrzeże Rakowsko-Klimontowskie oraz związaną z nimi Zatokę Opatowską, usytuowaną już na wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich (fig. 1; por. Radwański 1969, fig. 14) stał się w konsekwencji przedmiotem osobnego opracowania, którego rezultaty przedstawia niniejsza praca.

Niektóre wyniki badań prowadzone na omawianym obszarze przedstawiane już były w dawniejszych publikacjach (Radwański 1967, 1970; Bałuk & Radwański 1968). W niniejszej pracy będą one częściowo przypomniane tylko w tych przypadkach, gdy wskazane jest to dla całokształtu poruszanych zagadnień. To samo dotyczy problematyki utworów litoralnych rozwiniętych na skalistych (wapiennych) wyniesieniach morfologicznych, które omówione zostały (stanowiska w Osówce, Jurkowicach i Garbowie Nowym) przy rozpatrywaniu analogicznych utworów w strefie zatok i ich przedpola (Radwański 1969).

#### UWAGI METODOLOGICZNE

Problematyka transgresji dolnego tortonu na obszarze Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego oraz Zatoki Opatowskiej różni się znacznie w stosunku do tej problematyki na obszarze strefy zatok i ich przedpola. Jest to wynikiem odmienności budowy podłoża tortonu, którym jest tutaj głównie monotony kompleks silnie sfałdowanych, drobnoklastycznych osadów dolnego kambriu wchodzących w skład antyklinorium klimontowskiego. Łatwo wietrzejące, a niezbyt zróżnicowane litologicznie utwory kambryjskie tworzyły teren mocno zniwelowany i dostarczały do tworzącego się zbiornika morskiego duże ilości materiału detrytycznego, przeważnie piaszczystego, którego brak prawie zupełnie w strefie zatok i ich przedpola. Stąd też inaczej wygląda tutaj wykształcenie facjalne poszczególnych ogniw tortonu, zarówno ich składu litologicznego jak i rozprze-

strzenienia geograficznego. Jako najbardziej charakterystyczne pojawiają się tu rozmaite facje piaszczyste zawierające odmienne zespoły faunistyczne (por. Radwański 1967, 1970; Bałuk & Radwański 1968), co było powodem wieloletnich wątpliwości przy paralelizacji tych osadów z różnymi utworami strefy zatok i ich przedpola.

Na rozważanym obszarze odmienny był także typ wybrzeża, które było wybrzeżem płaskim, piaszczystym, o rozległej zapewne strefie plażowej. Ustalenie w tych warunkach stref maksymalnego zasięgu morza jest zadaniem trudnym. Brak tutaj bowiem było takich ram, jakie dla poszczególnych zatok stanowiły na obszarze zachodnim stoki zalanych dolin. Z drugiej strony na rozważanym obszarze, zapewne w wyniku silniejszego pomicieńskiego dźwignięcia terenu, doszło do znacznego usunięcia pokrywy osadów mioceńskich jeszcze przed plejstoceniem. Jak przedstawione będzie dalej, proces stopniowego usuwania osadów dolnego tortonu rozpoczął się tutaj już w wyniku analogicznych ruchów śródtortońskich. Charakter litologiczny podłoża uniemożliwiał z kolei wykształcenie abrazyjnych utworów litoralnych oraz rozwój skałotoczy, których ślady działalności mogłyby się zachować nawet w przypadku usunięcia pokrywy osadów. W rezultacie, dzisiejsza granica zasięgu osadów mioceńskich ma tutaj charakter wybitnie erozyjny, zaś drobne ostańce w okolicach Klimontowa (*vide* fig. 1) wskazują, że w czasie rozwoju transgresji dolnego tortonu zalany był zapewne znaczny, jeśli nie cały obszar antyklinorium klimontowskiego.

Wymienione powyżej przyczyny oraz znaczne przykrycie rozważanego obszaru osadami czwartorzędowymi, zwłaszcza lessem, stały się powodem stosunkowo słabego dotychczas rozpoznania tutejszych utworów mioceńskich. Także i w niniejszej pracy opis i dyskusja nad poszczególnymi stanowiskami ograniczone będą miejscami do takiego zakresu, jaki przez owe realia regionu jest warunkowany. W obrębie dwóch większych jednostek paleogeograficznych, Zatoki Opatowskiej i Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego, nie da się już przeprowadzić bardziej szczegółowego podziału, zaś problematyka niektórych ogniwi litologicznych, choć lokalnie wykształconych, jest bardzo podobna na całym obszarze. Stąd też opis poszczególnych stanowisk wyglądać będzie inaczej niż dla obszaru strefy zatok i ich przedpola. Dla obszaru Zatoki Opatowskiej opis i dyskusja obejmą od razu kolejne ogniwa tortonu w porządku stratygraficznym, zaś dla Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego dyskusja rozpocznie się od poszczególnych typów facjalnych ujętych generalnie dla całego obszaru. Ze względu na odmienny nieco charakter osadów Zatoki Opatowskiej, obszar tej zatoki omówiony będzie w pierwszej kolejności, co umożliwi przedstawienie problematyki Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego w nawiązaniu do rozpościerającej się dalej ku południowi strefy morza otwartego obejmującego obszar zapadliska przedkarpackiego.

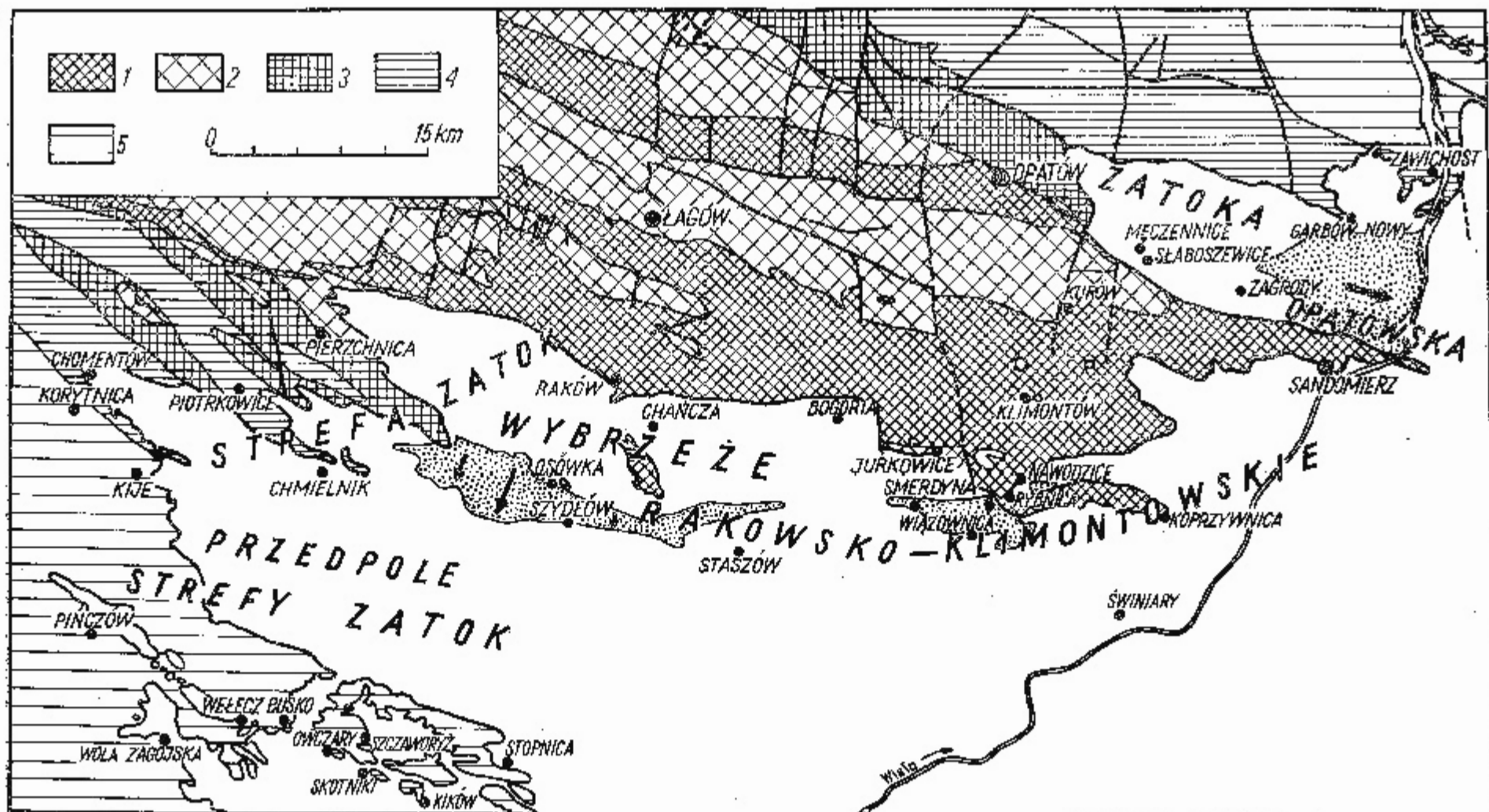
W zakończeniu niniejszych uwag wskazać należy, że od czasu podjęcia przez autora problematyki transgresji dolnego tortonu w południowej Polsce (Radwański 1964, 1965, 1967, 1968, 1969, 1970, i in.), pojawiły się nowe propozycje stratygraficznego podziału miocenu łącznie z górnym oligocenem, w wyniku czego torton północnych Włoch nie jest bynajmniej utożsamiany z tortonem Basenu Wiedeńskiego, z którym przeprowadzano wszystkie dotychczasowe korelacje tortonu Polski (*vide* Cicha, Senes & Tejkal 1967; Cicha & Senes 1968; Papp & al. 1968; Cicha 1970; Papp, Steininger & Rögl 1971). Zważywszy, że torton na obszarze stratotypowym (Tortona koło Alessandrii) wydaje się reprezentować utwory młodsze w stosunku do obdarzanych tą nazwą w Basenie Wiedeńskim, dla tych ostatnich sugeruje się nazwę *baden* (*vide* ilustratywne zestawienie: Cicha 1970, tab. 1). Nazwę tę zaczęto ostatnio stosować także dla obszaru zapadliska przedkarpaccykiego (Łuczowska 1969; Krach, Kuciński & Łuczowska 1971). W tym rozumieniu *baden* jest dokładnym synonimem dotychczas wyróżnianego *naszego* tortonu<sup>1</sup>, czyli zachowywałby rangę piętra, którego podpiętrzem dolnym pozostawałby bez zmian opol. Rozważane zatem w niniejszej pracy utwory transgresywne, podobnie jak wszystkie omawiane przez autora w poprzednich pracach, należałoby odnieść do *dolnego badenu*, czyli *opolu*. Autor pozwala sobie pozostać w niniejszej pracy przy terminie *torton* w celu utrzymania konsekwentnego opisu i dyskusji, w tym także z poprzednio stosowanymi określeniami stratygraficznymi na rozważanym obszarze. Bardziej szczegółowy podział *opolu* pozostaje bez zmian i autor przy dyskusji używać będzie zatem wydzieleni poprzednio stosowanych (*vide* Radwański 1969, s. 36). Zwrócić natomiast należy uwagę, że przy podziale tak rozumianego *tortonu* autor utrzymuje jego dwudzielność na podpiętra *opol* i *grabow*, gdyż zastosowanie podziału trójdzielnego, realnego dla obszaru północnego brzegu Karpat (*vide* Krach, Kuciński & Łuczowska 1971), nie znajduje podstaw na obszarze świętokrzyskim, na którym i tak klarowność stratygrafii jest sprawą daleką od powszechnego zrozumienia.

#### ZATOKA OPATOWSKA

##### *Charakterystyka osadów i ich wiek*

Najstarszymi osadami miocenyjskiego cyklu transgresywnego w Zatoce Opatowskiej są drobnoziarniste piaski kwarcowe, lokalnie zawierające glaukonit oraz przewarstwienia drobniejszego materiału klastycznego. W stropie tych piasków występuje kilkumetrowa seria osadów burowęglo-

<sup>1</sup> W sensie chronostratygraficznym, zdaniem J. Cichy (1970), *baden* ma jednak większy zasięg czasowy (*vide* Cicha 1970, tab. 8).



Schematyczna mapa geologiczna, przedstawiająca występowanie osadów miocenu (niepodzielonego) na południowych i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich (w oparciu o mapę Czarnockiego, 1953; uproszczona — por. Radwański 1969, fig. 14), z zaznaczeniem głównych jednostek paleogeograficznych w czasie transgresji dolnego tortoniu (opolu)

Zakropkowane — obszar litoralnej platformy akumulacyjnej (por. fig. 13) z zaznaczeniem głównych kierunków transportu (por. Samsonowicz 1964, Pawłowski 1955b, Rutkowski 1968)  
W obrębie wychodni starszego podłoża: 1 kambr; 2 ordowik, sylur, dewon, dolny karbon; 3 trias; 4 juras; 5 kreda

Geological sketch-map depicting the occurrence of the Miocene (undivided) deposits on the southern and eastern slopes of the Holy Cross Mts (based on Czarnocki's map, 1953; simplified — cf. Radwański 1969, Fig. 14); the main paleogeographical units during the Lower Tortonian (Opolian) transgression are marked

Stippled is area of the littoral accumulation platform (cf. Text-fig. 13)

Within the substrate: 1 Cambrian, 2 Ordovician, Silurian, Devonian, Lower Carboniferous; 3 Triassic; 4 Jurassic; 5 Cretaceous

wych składających się z naprzemianległych ławic drobnoklastycznych, bogatszych lub uboższych w substancję węglistą — przeważnie pył węglowy, nieraz przetkany także większymi fragmentami rozmaitych szczątków roślinnych. Cały ten kompleks piaszczysty z osadami burowęglowymi w stropie zaliczany był przez J. Samsonowicza (1934) do helwetu, jako nie zawierający fauny, a leżący poniżej udokumentowanego tortonu. Zna-  
leżenie przez autora (Radwański 1967) dowodów istnienia fauny morskiej w piaskach podburowęglowych zezwoliło na rozważenie zagadnienia wie-  
ku tych osadów (por. Radwański 1969, 1970).

Dowodami istnienia fauny morskiej w piaskach podburowęglowych są struktury organiczne — nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, 1891, które występują w najwyższej partii piasków, tuż poniżej osadów burowęglowych. Nory te obserwować można w Męczennicach, gdzie w chwili obecnej istnieją jedyne odsłonięcia (vide fig. 3 oraz 6B) rozważanych ogniw profilu w Zatoce Opatowskiej. Występują one zarówno w odsłonięciu znanym J. Samsonowiczowi (1934), gdzie poprzednio osady burowęglowe się nie odsłaniały, przez co piaski te były przez J. Samsonowicza (1934) mylnie zaliczane do nadburowęglowych, a więc dolnotortonńskich w jego stratygrafii (stanowisko III na fig. 2; vide także Radwański 1967, pl. 2), jak również — w nowym odsłonięciu przy drodze z Malic do Słaboszewic (stanowisko II na fig. 2 oraz pl. 1—2; vide także Radwański 1967, pl. 1; 1970, pl. 5).



Fig. 2

Sytuacja poszczególnych odsłonieć w Męczennicach przedstawiona na wycinku mapy J. Samsonowicza (1934) z uwzględnieniem korekty wydzieleni stratygraficznych

Odsłonięcia z pakietem osadów burowęglowych dolnego tortonu (opolu) oznaczono kropkami (analogicznie jak Samsonowicz, 1934) oraz sygnaturą Mb. Korekta oznaczeń w poszczególnych odsłonięciach obejmuje:

- (1)Mb — Męczennice I = Mb na mapie J. Samsonowicza (1934)
- (2)Mb — Męczennice II (brak na mapie Samsonowicza, 1934)
- (3)Mb — Męczennice III = Mt na mapie J. Samsonowicza (1934)

Location of the Lower Tortonian brown-coal-bearing deposits (Mb) at Męczennice (cf. Text-fig. 3), presented after correction in Samsonowicz's regional map (1934)

W ostatnim odsłonięciu w Męczennicach (stanowisko II) nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren występują nadzwyczaj licznie na przestrzeni ostatnich 1,5—2,0 m pod burowęgłem (fig. 3 oraz 6B; pl. 1, fig. 1—2 oraz pl. 2, fig. 1). Przecinają one warstwowanie przeważnie pionowo, niektóre z nich lekko się wyginają lub nawet przechodzą do położenia poziomego, ale wszystkie z nich zachowane są w swojej naturalnej, pierwotnej pozycji w osadzie. Formy rozgałęzione zdarzają się tutaj niezmiernie rzadko.

Nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren mają kształt okrągłych rur o średnicy przeciętnie 2,0—2,5 cm, wewnątrz pustych (wtórnie wypełnionych piaskiem), zaś na zewnątrz posiadających charakterystyczną grudkową strukturę (pl. 2, fig. 2). Długość poszczególnych nor w obrębie odsłonięcia dochodzi do ponad pół metra, choć zakończenia są z reguły niewidoczne. Wszystkie nory są nieco zlimonityzowane, co powoduje ich wyraźną indywidualizację w stosunku do otaczającego piasku; tym niemniej konsystencję mają one na tyle słabą, że wydobycie ich z piasku nie jest możliwe.

Struktury *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, 1891, nie rozpatrywane dotychczas dokładnie w literaturze polskiej<sup>2</sup>, mają stosunkowo bardzo bogatą literaturę i znane są zarówno z osadów kopalnych — od purbeku-weldu Bornholmu (Gry 1968, Jux & Strauch 1968), jak i dzisiejszych. Rewizję ich zawięz synonimiiki pierwszy przeprowadził W. Häntzschel (1952), który wykazał identyczność wielu analogicznych form opisywanych pod różnymi nazwami i bardzo rozmaicie interpretowanych. W. Häntzschel w wyniku dyskusji zagadnień ekologicznych doszedł do wniosku, że struktury te są norami jakichś bardzo płytkomorskich dziesięcionogów, sugerując m. in. nawet konkretny rodzaj raka *Callianassa* Leach. Powstawanie analogicznych struktur w warunkach współczesnych udowodnili R. J. Weimer i J. H. Hoyt (1964), którzy wykazali identyczność nor dzisiejszych *Callianassa major* Say ze strukturami *Ophiomorpha nodosa* Lundgren oraz identycznymi formami opisywanymi w literaturze amerykańskiej jako *Halymenites major* Lesquereux, 1873 (*vide* Patterson 1942; Häntzschel 1952, 1962; Weimer & Hoyt 1964; Kennedy & Macdougall 1969). W osadach kopalnych pierwszy przypadek występowania szczątków *Callianassa* w obrębie nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren stwierdził dopiero niedawno K. M. Waage (1968) w mastrychcie Dakoty Południowej (*vide* Waage 1968, pl. 8C).

Liczne prace z ostatnich lat wyjaśniły w zasadniczych rysach większość problemów związanych z powstawaniem i rozprzestrzenieniem rozważanych form, co jest szczególnie ważne z uwagi na ich znaczenie facjalne. Od dawna bowiem wiadomym było, że *Ophiomorpha nodosa* występuje w piaskach bardzo płytkomorskich, nieraz z liczną fauną morską, przez co uważano te nory za wskaźnikowe dla stref płytkomorskich i przybrzeżnych. Badania form dzisiejszych (Weimer & Hoyt 1964) wykazały, że *Callianassa* tworzące analogiczne nory na wybrzeżach amerykańskich przywiązane są do strefy pływów i bezpośrednio poniżej niej (przybrzeże) w obrębie płaskich wybrzeży piaszczystych, na obszarach odznaczających się działalnością silnie wzbu-

<sup>2</sup> Prócz wcześniejszego przedstawienia form z obszaru omawianego w niniejszej pracy (Radwański 1967, 1970; Bałuk & Radwański 1968), rozważane nory w literaturze polskiej notowane były przez R. Marcinowskiego (1970) z albu-cenomanu Jury Polskiej.

rzonych wód, przeważnie całkowicie usuwających wszelkie inne dowody życia organicznego. Kopanie nor i utrwalanie ich grudekowymi cementacjami przez rozważane raki jest właśnie bezpośrednim rezultatem przystosowania do takich warunków środowiskowych i zabezpieczeniem przed ich niekorzystnym układem. Stąd też w profilach kopalnych nory *Ophiomorpha nodosa* występują niejednokrotnie w piaskach pozbawionych wszelkich skamieniałości — w konsekwencji są wtedy uważane za jedyny dowód istnienia warunków morskich (Patterson 1942; Häntzschel 1952; Seidel 1956; Lohmann 1959; Baatz 1959; Jux & Strauch 1967, 1968; Gry 1968; Kennedy & Macdougall 1969; Kennedy & Sellwood 1970; Dike 1972). W tym świetle zastrzeżenia pewnych badaczy (Lüttig 1962, Hillmer 1963, Seilacher 1967) i przypisywanie tworzenia tych nor rakom słodkowodnym nie są uzasadnione; dotychczas nie obserwowano zresztą jakichkolwiek raków słodkowodnych kopiujących analogiczne nory, co jest zupełnie zrozumiałe z powodu istnienia odmiennych warunków i braku potrzeby kopania takich nor w zbiornikach słodkowodnych.

Jakkolwiek R. J. Weimer i J. H. Hoyt (1964) udowodnili tworzenie nor typu *Ophiomorpha nodosa* Lundgren przez określony gatunek raka, *Callianassa major* Say, to nie wiadomo jednak, czy identycznych nor nie mogą tworzyć także raki należące do innych gatunków rodzaju *Callianassa*. Stąd też nie należy utożsamiać rozważanych nor kopalnych z konkretnym gatunkiem *Callianassa*, lecz jedynie z samym rodzajem.

W literaturze opisywano zresztą szereg bardzo rozmaitych nor, które przypisuje się także rodzajowi *Callianassa*, a które różnią się bardzo od form *Ophiomorpha nodosa* Lundgren (vide Ehrenberg 1938, Hecker 1962); formy takie występują również w marglistych piaskach Chomentowa w Zatoce Korytnickiej (vide Radwański 1969, fig. 33, pl. 39, fig. 3; oraz 1970, fig. 4, pl. 6a—c). Z drugiej strony, pewne nory kopalne, różniące się nieco od rozważanych, opisywane są jako inne gatunki *Ophiomorpha* — o ile w niektórych przypadkach stanowisko takie jest uzasadnione (vide Keij 1965), to w innych niestety nie ma wartości taksonomicznej (por. oznaczenia i synonimikę in: Vialov 1964, 1966 oraz wraz z dyskusją in: Kennedy 1967, Kennedy & Macdougall 1969). Z uwagi na brak w badanym materiale odpowiednich form, pominięta tu zostanie dyskusja o związku nor *Ophiomorpha nodosa* z norami spiralnymi typu *Xenohelix* i *Gyrolithes*, niecałkowicie jeszcze rozpoznany zarówno pod względem genetycznym jak i w konsekwencji — taksonomicznym (vide Kilpper 1962; Keij 1965; Kennedy 1967, 1970).

Nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren z Męczennic (pl. 1, fig. 2; pl. 2, fig. 1—2) dokładnie odpowiadają charakterystyce tego ichnogatunku, podanej przez dotychczasowych autorów (Häntzschel 1952, 1962; Lessertisseur 1955; Weimer & Hoyt 1964; Kennedy & Macdougall 1969). Nawet sposób ich występowania i zachowania oraz charakter osadu jest bardzo podobny do notowanego w innych stanowiskach (por. Häntzschel 1952, pl. 13, fig. 1; Seidel 1956, fig. 1; Gry 1968, fig. 1).

Przestudiowana literatura zezwala także stwierdzić, że do synonimiki rozważanych form należy włączyć (por. Radwański 1970, s. 386) także niektóre struktury opisywane pod zupełnie innymi nazwami (Lessertisseur 1955, pl. 8, fig. 4 — „Spon-gites”; Dudich 1962, fig. 1 — „Sabellastartites”, akceptowany jako osobny ichnorodzaj in: Häntzschel 1966).

Występowanie nor *Ophiomorpha nodosa* Lundgren w piaskach podbiurowęglowych (Mp na fig. 3) w Męczennicach wskazuje zatem na obecność w czasie sedymentacji tych piasków fauny morskiej — raków z rodzaju *Callianassa* Leach. Zważywszy, że w literaturze dotyczącej polskiego miocenu nie podawano faktów istnienia fauny morskiej w osadach uważanych za helweckie, którym przypisywano taki wiek wyłącznie na



podstawie ich niżejległości w stosunku do udokumentowanych osadów tortońskich (por. Krach 1962) — uznać należy, że raki te wskazują na pojawienie się fauny tortońskiej już w osadach podburowęglowych. Osady te zatem należy zaliczyć już do tortonu, i to zarówno piaski z *Ophiomorpha* jak i niżej leżące, którym należy przypisywać wiek identyczny z najstarszymi osadami datowanymi faunistycznie (Radwański 1967). Zwrócić można uwagę, że występowanie nor *Ophiomorpha nodosa* bynajmniej nie jest symptomatyczne tylko dla okolic Męczennic, gdzie w osadach je zawierających brak dowodów istnienia innej fauny tortońskiej<sup>3</sup>. Identyczne nory występują bowiem także w regionie klimontowskim, w piaskach zawierających bogatą faunę dolnotortońską w Nawodzicach i Świniarach (Radwański 1967, 1970; Bałuk & Radwański 1968).

Środowisko sedymentacji dolnotortońskich piasków podburowęglowych zawierających w stropie nory *Ophiomorpha* należy uznać za bardzo płytkomorskie, charakteryzujące się dużą kompetencją silnie turbulentnych wód, podobnie jak przy dzisiejszych wybrzeżach Georgii, gdzie kalinassy żyją masowo (Weimer & Hoyt 1964). W przypadku osadów Męczennic wniosek ten nasuwa się nie tylko z samej obecności nor *Ophiomorpha*, lecz także stanu ich zachowania oraz charakteru litologicznego i strukturalnego osadów. Nory *Ophiomorpha*, bez względu na sposób ich występowania w osadzie, pozbawione są partii ujściowych (por. Weimer & Hoyt 1964, pl. 123, fig. 4), zapewne w wyniku silniejszego falowania

#### PL. 1

##### 1 — Ogólny widok piaskowni w Męczennicach (stanowisko II).

Widoczne piaski podburowęgłowe, warstwowane przekątnie i zawierające w stropie nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren; wyżej — allochtoniczny burowęgiel i spąg piasków nadburowęglowych. Szczegóły przedstawiono na fig. 2 tej planszy oraz na pl. 2, fig. 1—2.

##### 2 — Strop piasków podburowęglowych w Męczennicach (stanowisko II).

Widoczne liczne nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren przecinające poszczególne ławice lub zespoły ławic, bądź też ścięte przy powierzchni ławic ilastych.

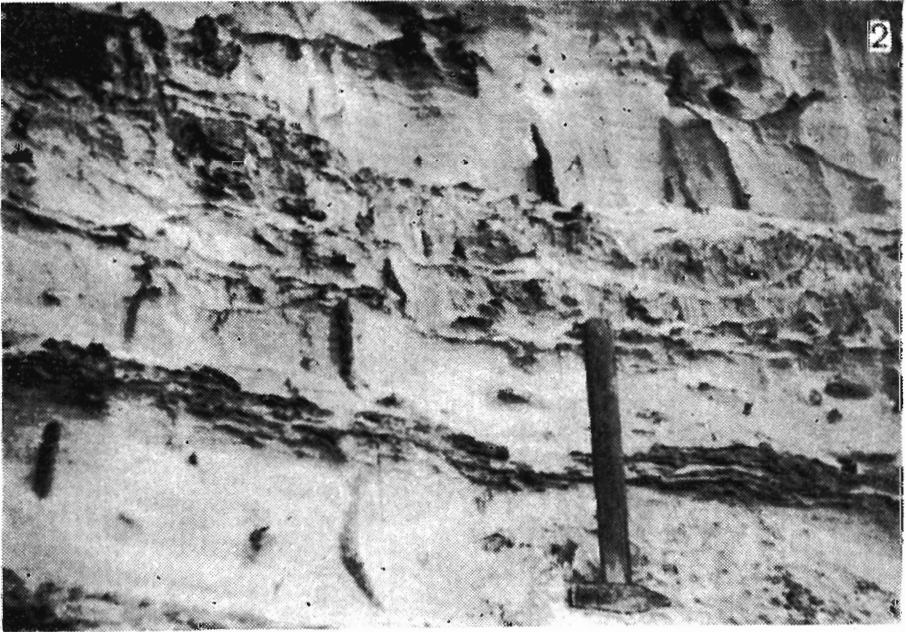
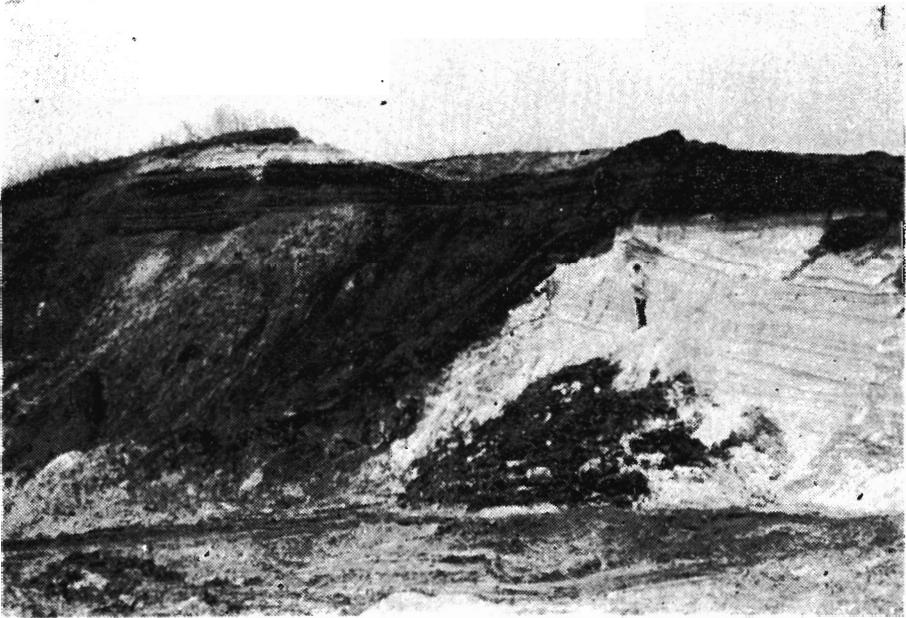
##### 1 — Sand-pit at Męczennice (exposure II).

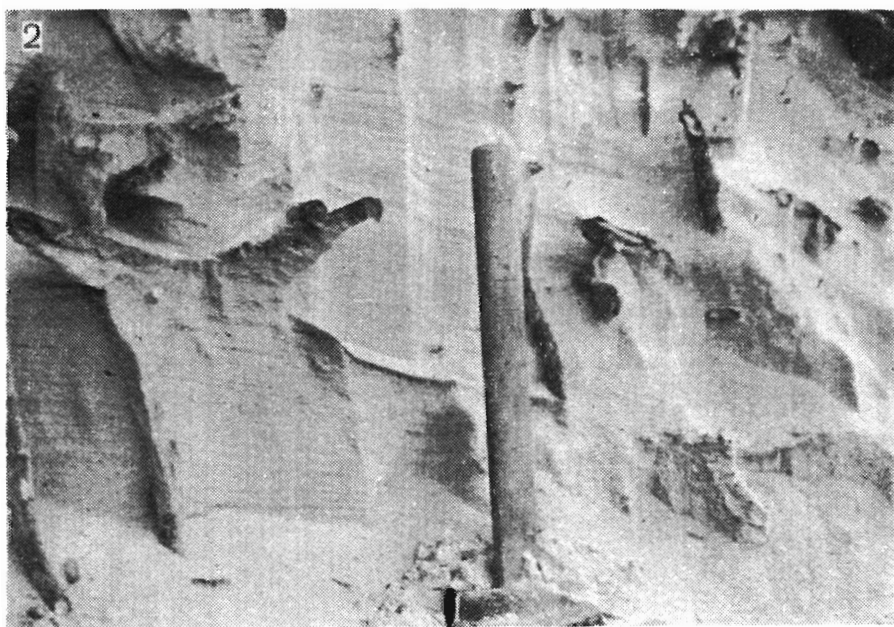
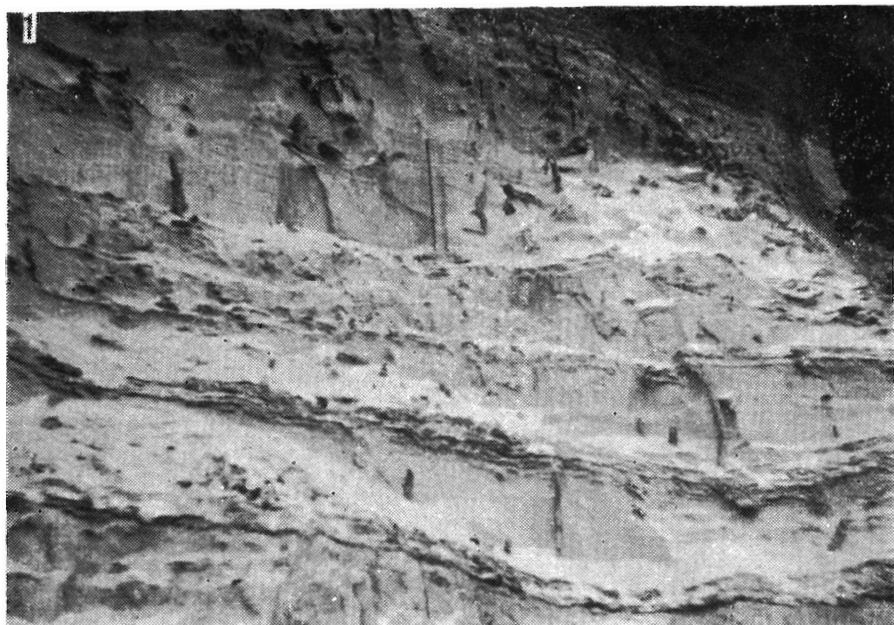
Visible are diagonally bedded sands underlying brown-coal deposits, and containing burrows *Ophiomorpha nodosa* Lundgren in their top part; higher up — allochthonous brown-coal deposits and bottom part of overlying sands (for details see Fig. 2 of this plate, and Pl. 2, Figs 1—2).

##### 2 — Top part of sands underlying brown-coal deposits at Męczennice (exposure II).

Visible are burrows *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, some of which are truncated at the clayey intercalations.

<sup>3</sup> Najprawdopodobniej jest to wynikiem dekalcyfikacji osadu, w czasie której wszelkie szczątki wapienne i fosforanowe (np. szczątki kalinassy) zostały usunięte, a zachowały się tylko silniej zlimonityzowane rozważane nory.





lub prądów, a być może nawet w wyniku ruchu wód związanego z pływami. Osad zawierający nory — to drobnoziarnisty, dobrze wysortowany piasek kwarcowy, zawierający miejscami (np. w stanowisku III) glaukonit, i niewyraźnie warstwowany przekątnie lub krzyżowo. Dobrze wysortowanie piasków zawierających nory uważane jest (Weimer & Hoyt 1964) właśnie za rezultat silnej turbulencji wód. Wniosek ten potwierdzają oba warstwowania skośne — bądź przekątne (jak w stanowisku II, por. pl. 1, fig. 1), bądź krzyżowe (stanowisko III), a także obecność glaukonitu. W warunkach współczesnych obserwowano tworzenie się glaukonitu w strefach sedymentacji drobnoziarnistych i dobrze wysortowanych piasków w zatoce Paria wzdłuż zachodnich wybrzeży Trynidadu (Van Anel 1954), gdzie tworzenie się tego minerału i omawiana struktura osadów piaszczystych jest wynikiem m.in. właśnie turbulencji wód, zachodzącej zwykle na bardzo nieznacznych głębokościach, najwyżej rzędu niecałych 20 metrów (Van Anel 1954).

Podobne warunki środowiskowe panowały w Zatoce Opatowskiej w czasie sedymentacji całej serii piasków (*vide* fig. 3) spoczywających poniżej utworów litotamniowych (poziomu litotamniowego Samsonowicza, 1934), a więc także w czasie sedymentacji piasków zaliczanych przez J. Samsonowicza (1934) do poziomu podlitotamniowego dolnego tortonu. Piaski te bowiem mają wszędzie podobny charakter litologiczny (nieraz także zawierają glaukonit), strukturalny i teksturalny (warstwowania przekątne lub krzyżowe), co widoczne jest w obrębie piasków nadburowęglowych (*Mn* na fig. 3) w Męczennicach (*vide* pl. 1, fig. 1), piasków w Pielaszowie, Wesołówce, Dobrocicach i Piotrowicach, piasków z liczną fauną odsłaniających się między Pęczynami a Łukawą (*vide* Samsonowicz 1934) oraz piasków w Garbowie Nowym. W tym ostatnim stanowisku piaski zawierają miejscami ławice do 1,5 m miąższości warstwowane przekątnie ku S, w których szereg warstewek skośnych składa się głównie z rede-

---

PL. 2

- 1 — Najwyższa partia piasków podburowęglowych w Męczennicach (stanowisko II), tuż przy przejściu do ławic burowęglowych, zawierająca najliczniejsze nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren.
- 2 — Zbliżenie fragmentu odsłonięcia przedstawionego na poprzedniej figurze (młotek w tym samym miejscu); widoczna grudkowa struktura ścianek nor *Ophiomorpha nodosa* Lundgren i pusty kanał wewnątrz.
- 1 — Uppermost part of sands underlying brown-coal deposits at Męczennice (exposure II), containing the most numerous burrows *Ophiomorpha nodosa* Lundgren.
- 2 — Close-up view of the preceding photo (hammer in the same place); visible are a knobby structure of the burrows *Ophiomorpha nodosa* Lundgren and its empty canal.

ponowianych kolonii litotamni, nieraz dość znacznej wielkości (fig. 4). Ostatnia obserwacja wskazuje, że sedimentacja piasków była w niektórych obszarach równoczesna z rozwojem litotamni, co nie jest obojętne dla dyskusji o pewnych poglądach litostratygraficznych przypisujących utworom litotamniowym wiek młodszy od osadów piaszczystych dolnego tortonu (patrz dalej).

Intensywnością i zmiennością warunków hydrodynamicznych w tym czasie można wytłumaczyć także pojawienie się sedimentacji burowęglovej. Jest ona wynikiem akumulacji drobnego materiału klastycznego oraz roślinnego przynieszonego w dużej ilości do zbiornika, najprawdopodobniej z niszczonej przez sztormy jakichś obfitych nadbrzeżnych zespołów roślinnych (Radwański 1967). Materiał burowęglowy pojawił się w dużych ilościach w pewnych częściach zbiornika morskiego Doliny Opatowskiej (obszar Męczennic-Międzygórze) nagle, co zapewne uwarunkowane było gwałtowną zmianą warunków hydrodynamicznych i zachwianiem równo-

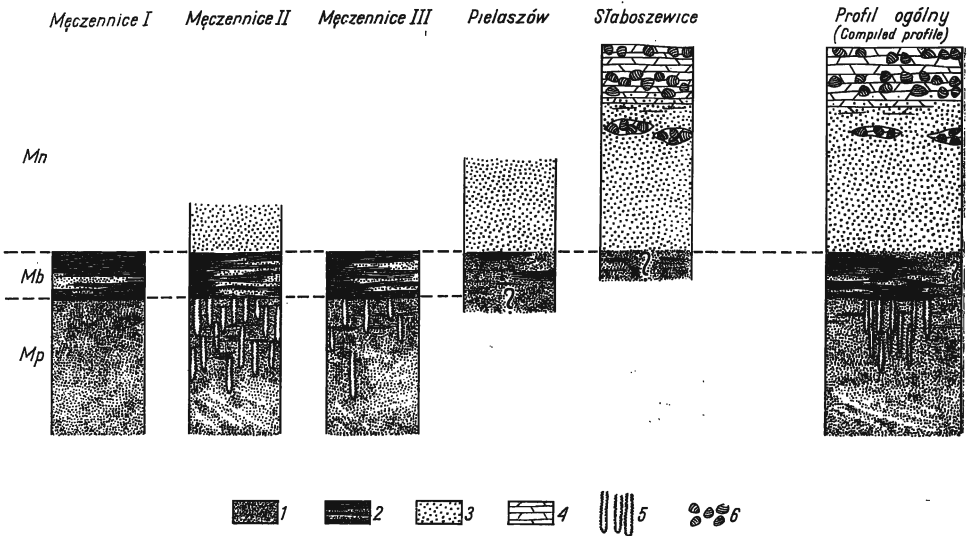


Fig. 3

Paralelizacja ogniów litologicznych odsłaniających się w poszczególnych profilach okolic Męczennic (por. fig. 2) oraz ogólny profil osadów dolnego tortonu (dolnego opolu) tego rejonu, bez uwzględnienia stosunków miąższościowych

1 piaski podburowęglowe (*Mp*), 2 pakiet osadów burowęglowych (*Mb*), 3 piaski nadburowęglowe (*Mn*), 4 margle z litotamniami, 5 nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, 6 fauna (lista in: Samsonowicz 1934, s. 58)

Correlation of particular profiles of the Lower Tortonian deposits at Męczennice (cf. Text-fig. 2), and compiled profile for the area

1 sands underlying the brown-coal deposits (*Mp*), 2 brown-coal-bearing deposits (*Mb*), 3 sands overlying the brown-coal deposits (*Mn*), 4 marls with lithotamnians, 5 burrows *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, 6 fauna (listed by Samsonowicz 1934, p. 58)

wagi morfologicznej na zarośniętych roślinnością wybrzeżach. Masa doniesionego materiału roślinnego zmieniła szybko warunki panujące w zbiorniku uniemożliwiając w tych strefach dalszy rozwój fauny morskiej, np. raków *Callianassa* na obszarze Męczennic<sup>4</sup>. Z chwilą ustania sedymentacji materiału burowęglowego, te ostatnie zwierzęta już nie zasiedliły ponownie obszarów swego poprzedniego rozprzestrzenienia. W okresie sedymentacji piasków nadburowęglowych zaczęła pojawiać się z wolna, najpierw w drobnych soczewkach, fauna charakterystyczna dla okresu sedymentacji osadów litotamniowych (profil w Słaboszewicach — *vide fig. 3*, oraz Samsonowicz 1934). Zdaniem autora, wszystkie te osady — w znacznej części piaszczyste, nieraz glaukonitowe i miejscami przedzielone osadami burowęglowymi (Męczennice, Pęczyny, Międzygórz, Komorna), należy odnieść do niższej części dolnego opolu. Należą tu zatem utwory zaliczane przez J. Samsonowicza (1934) bądź do helwetu, bądź do poziomu podlitotamniowego dolnego tortonu, których oddzielności stratygraficznej, w świetle stosunków panujących w omawianych odsłonięciach w Męczennicach, wykazać nie można. Są to utwory należące w sensie stratygraficznym do jednego odcinka czasu, których zróżnicowanie litologiczne uzależnione było wyłącznie różnicami w składzie materiału dostającego się do zbiornika oraz zróżnicowanymi warunkami facjalnymi panującymi w tym zbiorniku.

Zróżnicowanie warunków facjalnych w tym czasie mogło być częściowo wywołane obecnością lokalnie bardziej wyniosłych form morfologicznych utworzonych w warunkach lądowych przed transgresją, a których fragmenty odsłaniają się dziś tylko w północno-wschodniej części zatoki. Są to jakieś śmiałe morfologicznie formy krasowe w wapieniach górnojurajskich okolic Zawichostu — w Piotrowicach i Podgórzu (Samsonowicz 1934, Kubica 1965), oraz podobnej zapewne genezy formy w Garbowie Nowym, gdzie J. Samsonowicz (1934) notował także występowanie wydrzeń skałotoczy (stanowisko obecnie zupełnie zasypane i niedostępne — *por. Radwański 1969, s. 56*). W tym ostatnim odsłonięciu utwory litoralne przykryte są różnymi osadami piaszczysto-marglistymi z litotamniami i liczną fauną (Samsonowicz 1934), zaś w nieco dalszej odległości — otoczone wspomnianymi poprzednio piaskami ze skośnymi warstewkami litotamnii (*vide fig. 4*).

Powyższego typu formy morfologiczne mogły w dość znaczny sposób wpływać na układ i zmienność czynników hydrodynamicznych w północno-wschodniej części zatoki, o czym zresztą wyraźnie świadczy nadzwyczaj silne zróżnicowanie osadów wokół takich form zarówno w Zawichocie jak i Garbowie Nowym. Obecność tych form wskazuje jednocześnie

<sup>4</sup> Podobne zapewne zjawiska były przyczyną niszczenia zespołów *Callianassa* w trzeciorzędowych basenach Niemieć, gdzie raki te znikają w momencie rozpoczęcia sedymentacji allochtonicznego burowęgla (*por. Lüttig 1962, Hillmer 1963*).

na znaczne urozmaicenie morfologii wybrzeży tej części zatoki, których szczegóły z uwagi na pokrycie młodszymi osadami (miocen i czwartorzęd) nie dadzą się jednak odczytać. Są to jedyne strzępy struktur litoralnych na obszarze całej Zatoki Opatowskiej, na co zwracał uwagę już J. Samsonowicz (1934), gdyż poza nimi podłoże miocenu prawie nigdzie się tutaj nie odsłania, zaś wszystkie dostępne profile reprezentują bardzo niewielkie partie osadów utworzonych z dala od wybrzeży.

Charakterystyczna obecność glaukonitu w niektórych piaskach dolnego opolu Zatoki Opatowskiej, jest zapewne wynikiem takich zróżnicowanych warunków facjalnych. Glaukonit, jak poprzednio rozważono, powstawał tutaj w strefach silniejszej turbulencji wód, co znajduje uzasadnienie zarówno w cechach strukturalnych jak i teksturalnych tutejszych piasków glaukonitowych. Jest to zatem minerał pierwotny w basenie Zatoki Opatowskiej, co już przypuszczał J. Samsonowicz (1934, s. 54), który jednak dopuszczał też możliwość przyniesienia go z lądu, ze skał starszych, być może wieku oligoceńskiego. Świeżość tego minerału oraz przytoczone powyżej argumenty i obserwacje współczesne (Van Andel 1964) skłaniają do przyjęcia pierwszej interpretacji. Tym niemniej pamiętać należy, że w niedalekiej odległości ku północy od Zatoki Opatowskiej występują rozmaite osady glaukonitowe niepewnego wieku, być może oligoceńskie (*vide* Samsonowicz 1934, Kosmowska-Suffczyńska 1966). Wiek taki J. Samsonowicz (1934) dopuszczał także dla tzw. piasków zawichoskich leżących w północnej części zatoki w okolicach Zawichostu poniżej udokumentowanych osadów dolnego tortonu (*por.* także Kowalewski 1957b, Kubica 1965). Gdyby piaski zawichoskie miały istotnie taki wiek, a nie były lokalną, bardziej glaukonitową facją niższej części dolnego opolu, to należałoby uznać, że piaski te jakiegokolwiek związku przyczynowego z osadami dolnego tortonu nie posiadają i są pozostałością starszej transgresji rozprzestrzeniającej się w północnej i środkowej Polsce, a nie mającej z transgresją miocenu nic wspólnego. Byłyby to w takim przypadku osady należące do starszego, przedtortonńskiego podłoża <sup>5</sup>.

W świetle przedstawionych rozważań uznać należy, że wszystkie osady piaszczyste niższej części dolnego opolu Zatoki Opatowskiej, wraz z allochtonicznymi osadami burowęglowymi, reprezentują okres sedymentacji bardzo różnorodnego materiału, głównie klastycznego, i stopniowego zapełniania nim wszelkich nierówności podłoża, których układ wpływał na różnorodność wykształcenia tych osadów. Wyższe osady dolnego opolu, przeważnie silnie margliste i zawierające litotamnia oraz bogate morskie zespoły faunistyczne, wykazują daleko większe ujednoczenie facjalne i reprezentują zapewne spokojną i w znacznym stopniu organogeniczną sedymentację na mniej więcej wyrównanym dnie. Są to osady zaliczane przez J. Samsonowicza (1934) do poziomu litotamniowego dolnego tortonu i szczegółowo wraz z podaniem list faunistycznych przez niego opisane. Przeglądając obecnie te odsłonięcia (Słaboszewice — *vide* fig. 3, Międzygórz, Zagrody, Gambów Nowy, okolice Zawichostu) uderza

<sup>5</sup> W takim przypadku, rozważane piaski ze względu na przynależność do przedtortonńskiego podłoża mimo swego trzeciorzędowego wieku miałyby pozycję podobną do tej, jaką na Wyżynie Krakowskiej posiadają wapienie śródkowodne (*vide* Radwański 1968).

wyjątkowa zgodność opisu J. Samsonowicza (1934) z sytuacją istniejącą w poszczególnych, nieraz bardzo fragmentarycznie zachowanych profilach. Jako całość, osady litotamniowe Zatoki Opatowskiej odznaczają się silną ilastością lub marglistością oraz brakiem większych przeławień czysto wapiennych. Te ostatnie, w postaci zlepów ostrygowo-litotamniowych o rozmaitej frakcji i drobniej ziarnistych wapieni organodetrytycznych występują właściwie tylko w okolicach wsi Zagrody koło Międzygórza (fig. 5).

Interpretacja facjalna i stratygraficzna wyższych ogniw miocenu Zatoki Opatowskiej jest daleko trudniejsza. J. Samsonowicz (1934) wyróżniał bowiem na niewielkim obszarze Pęczyny-Zagrody-Łukawa także poziom nadlitotamniowy z liczną fauną oraz warstwę modiolowo-erwiliową. Ta ostatnia występuje jednak nie w stropie poziomu nadlitotamniowego, lecz litotamniowego, a więc w odmiernej pozycji stratygraficznej, niż na pozostałych obszarach wychodni tortonu na stokach Gór Świętokrzyskich, a także Wyżyny Miechowskiej; przypisać jej zatem należy wyłącznie znaczenie facjalne, uwarunkowane zapewne kształtowaniem się warunków hypersalinarnych (*vide* Radwański 1969, s. 126). J. Samsonowicz (1934) sądził, że rozpatrywane osady reprezentują już strop tortonu, w chwili gdy w rzeczywistości sięgają one tylko poziomu nadlitotamniowego bądź erwiliowego dolnego tortonu (górnego opolu). Stąd też J. Samsonowicz mówił o regresji z końcem tortonu i transgresywnym ułożeniu wyższych ogniw, które zaliczał do dolnego sarmatu. Te ostatnie,



Fig. 4

Warstwowane przekątnie piaski kwarcowe z redeponowanymi koloniami litotamni w Garbów Nowym

Diagonally bedded, quartz sands with reworked lithothamnian balls at Garbów Nowy



w postaci grubej, przeszło 100-metrowej serii piaszczystej, tworzącej ma-  
lownicze odsłonięcia na obszarze Gór Wysokich, między Dwikozami i Ki-  
charami, uważane były przez J. Samsonowicza (1934) za osad w zasadzie  
morski, ale mający charakter rozległej delty sypanej przez pra-Opatówkę.  
Pogląd o sarmackim wieku tych osadów jest powszechnie przyjmowany  
do lat ostatnich (arkusze Opatów i Sandomierz — Czarnocki 1950; Kowa-  
lewski 1957a, b, 1958; Pawłowski 1965a; Pawłowska 1965a, b; Kubica 1965;  
Rutkowski 1969). Zastrzeżenia co do sarmackiego, w sensie chronostra-  
tygraficznym, wieku tych osadów będą przedmiotem dyskusji w dalszej  
części niniejszej pracy. Wskazać natomiast należy, że na obszarze Zatoki  
Opatowskiej osady te mogą być istotnie nieco brakiczne, bądź też zawierać  
faunę brakiczną, a nawet słodkowodną, o czym świadczy znajdowanie  
(Samsonowicz 1934) brył marglu z fauną ślimaków słodkowodnych, przy-  
niesionych gdzieś z sąsiedztwa.

### *Rozwój sedymentacji*

Specyficzne wykształcenie pewnych ogniw litologicznych miocenu  
Zatoki Opatowskiej, odmienne niż na pozostałych obszarach stoków Gór  
Świętokrzyskich, wywołane było ogólniejszymi przyczynami paleogeogra-  
ficznymi. Odmienność ta polega na obecności różnorodnych piasków, prze-



Fig. 5

Odslonięcia wapieni organodetrytycznych w Zagrodach  
Exposures of organodetrital limestones at Zagrody

ważnie glaukonitowych w spągu dolnego tortonu (dolnego opolu), zawierających miejscami masowo nory przybrzeżnych raków *Callianassa*, oraz przedzielonych na obszarze Męczenic-Międzygórze osadami burowęglowymi („helwet doliny Opatówki” starszych autorów); dalej — na silnej marglistości osadów litotamniowych i nietypowym wykształceniu osadów poziomu nadlitotamniowego i warstwy modiolowo-erwiliowej, a w końcu — na obecności grubej serii piaszczystego „sarmatu”. Znamienne są także kierunki transportu — w piaskach dolnego opolu występują bądź warstwowania krzyżowe o niewielkiej skali i zmiennych kierunkach warstewek, bądź też wydatne warstwowania przekątne o zdecydowanym nachyleniu warstewek ku południowi (Męczenice, Garbów Nowy), notowanymi miejscami już przez J. Samsonowicza (Piotrowice), natomiast — w osadach „sarmatu” nachylenie warstewek przekątnych jest skierowane ku wschodowi (Samsonowicz 1934), a więc odmiennie niż na obszarze rakowsko-klimontowskim.

Wymienionymi cechami profil osadów miocenu opatowskiego różni się istotnie od profilów obszaru rakowsko-klimontowskiego, co sugeruje jego wyraźną indywidualność w obrębie basenu morskiego rozpościerającego się na stokach Gór Świętokrzyskich. Indywidualność ta wskazuje, że Zatoka Opatowska musiała obejmować akwen w jakiś sposób oddzielony od strefy rakowsko-klimontowskiej, a zatem że została ona założona na obszarze przedtortońskiej doliny. Pod względem geomorfologicznym istniała tu sytuacja podobna do stwierdzonej na obszarze Chmielnika-Korytnicy w zachodniej części południowych stoków Gór Świętokrzyskich (*vide* Radwański 1969). O ile tam jednak zróżnicowana morfologia przedtortońska widoczna była w dostępnych odsłonięciach, to na obszarze Zatoki Opatowskiej wnioskować o niej można dopiero z analizy całego zespołu wypełniających ją osadów.

Przedtortońska dolina na tym obszarze (niecka dolnej Opatówki w ujęciu Samsonowicza, 1934) tym się różniła od innych dolin na południowych stokach Gór Świętokrzyskich, że posiada ona założenia tektoniczne w postaci jednostronnego rowu.

Przebieg tego rowu, ograniczonego od południa walnym uskokiem przebiegającym wzdłuż linii Międzygórze-Gerlachów, nie jest jednak oczywisty w świetle obserwacji samych odsłoneń powierzchniowych i w terenie prześledzić go trudno. Sam uskok rozpoznany jest na znacznej przestrzeni jako prawdopodobny (mapy: Czarnocki 1953, oraz arkusze Opatów i Sandomierz — Czarnocki 1950). Jak z obrazu cytowanych map wynika, J. Czarnocki słusznie uważał uskok ten za przedmioceniński, na co wskazywało częściowe przykrycie go przez miocen oraz fleksuralne zaklinowanie wzdłuż niego serii parszowskiej retyku, wchodzącej bezpośrednio dalej ku NW w normalne elementy tektoniczne mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Wiek rowu należy odnieść do okresu ruchów laramijskich, w czasie których zakończona została tektogeneza permo-mezozoicznego piętra strukturalnego (*vide* Kutek & Głazek 1972). Zważywszy, że rozpatrywany rów stanowi najwydatniejszą dysjunktywną formę tektoniczną części laramijskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

objętej transgresją mioceńską, jasnym się staje, że procesy rzeźbotwórcze przebiegać tu mogły inaczej niż w pozostałych regionach. Stąd też mamy wytłumaczenie samej rozległości zalanej doliny, gdzie utworzyła się największa zatoka transgredującego morza dolnotortońskiego (*por.* fig. 1), jak również — możliwości występowania i zachowania się tylko tutaj poprzednio omawianych ewentualnych starszych osadów trzeciorzędowych.

Wynikiem tektonicznego założenia rozpatrywanej doliny przedtortońskiej jest regionalne rozprzestrzenienie poszczególnych osadów tortońskich w utworzonej zatoce morskiej, bardzo konsekwentnie wynikające z geometrycznego kształtu jednostronnego rowu, wykazującego wyraźną asymetrię — niewielkie i stopniowe nachylenie podłoża w części północnej i wyraźny zrzut związany ze wspomnianym uskokiem na brzegu południowym. Takie generalne ukształtowanie przedtortońskiego podłoża tłumaczy fragmentaryczne zachowanie utworów litoralnych tylko w północnej części zatoki (Piotrowice, Podgórze i Garbów Nowy) oraz brak przy nich utworów burowęglowych, które gromadziły się lokalnie jedynie w głębszych partiach zalanej doliny (obszar Męczennic-Międzygórze) tuż przy jej południowym stromym brzegu (*vide* Samsonowicz 1934, fig. 1). Także rozmaite osady klastyczne dolnego opolu wykazują niejednokrotnie wyraźnie kierunek transportu ku południowi, a więc w stronę postępującego obniżenia doliny; brak natomiast wyraźnych kierunków przeciwnych, prócz niewielkich zespołów warstwowanych krzyżowo o zmiennych kierunkach transportu. Główny zatem kierunek transportu wywołany był regionalnym nachyleniem podłoża, mniejszy zaś bądź znikomy był udział transportu od brzegu południowego. Wnosić stąd można, że materiał klastyczny w zatoce pochodził głównie z terrygeniczných zwierzeliń rozwlekiwanych przez prądy od strony zachodnich i północnych wybrzeży, zaś rola czynników abrazyjnych modelujących wybrzeża południowe nie była w dostawach materiału wielką.

Zapełnienie nierówności zalanej doliny wiąże się z okresem wyczerpania większych źródeł materiału terrygenicznego, w wyniku czego stopniowo rozpoczynająca się sedymentacja marglista i wapienna wykazuje wyraźne ujednoczenie facjalne i brak większego różnicowania w zależności od charakteru podłoża<sup>6</sup>. Taki typ sedymentacji osadów niewątpliwie płytkomorskich, gdzie dominowały litotamnia, częste były ostrzygi i gdzie pojawiały się zróżnicowane zespoły faunistyczne, przerwany został z końcem opolu dolnego przez jakieś zmiany konfiguracji dna i otaczającego ładu o znacznym rozprzestrzenieniu regionalnym (*por.* Rad-

<sup>6</sup> W tym czasie sedymentacja wkroczyła na obszar grzbietu Kurów-Sandomierz oddzielającego Zatokę Opatowską od akwenu rozpościerającego się wzdłuż Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego. Świadczą o tym rozmaite utwory litotamniowe z gruzem terrygenicznym w spągu, a zachowane w drobnych ostańcach erozyjnych leżących już po południowej stronie grzbietu, pod Górami Pęczowskimi, Zakrzowem i Wilkowicami (*vide* Samsonowicz 1929, Czarnocki 1950, Mycielska-Dowgiałło 1965; oraz fig. 1 w niniejszej pracy). Utwory te i ich znaczenie paleogeograficzne omawiane będą dalej (*vide* fig. 6A).

wański 1968, 1969). W tych właśnie zmianach należy upatrywać przyczyn pojawienia się warstwy modiolowo-erwiliowej już w stropie poziomu litotamniowego, a wyżej wykształcenia się łupkowatych iłów marglistych z cienkimi przewarstwieniami wapieni, które J. Samsonowicz (1934) zaliczał do poziomu nadlitotamniowego. Utwory te swoim charakterem litologicznym istotnie zbliżają się do osadów poziomu nadlitotamniowego, odsłaniających się np. w Wiązownicy, lecz z drugiej strony zawierają zespół faunistyczny o elementach brakicznych (*vide* Samsonowicz 1934, s. 60), bardzo zbliżony do występującego w podobnych osadach powyżej „sarmatu piaszczystego” w Dmosicach. Wszystkie te występujące ponad osadami litotamniowymi utwory należy, zdaniem autora, wiązać z procesem zanikania pełnomorskiego zbiornika dzięki przerwaniu połączeń ze strefą morza otwartego. W sensie pozycji stratygraficznej utwory te odpowiadałyby, formalnie rzecz biorąc, poziomowi nadlitotamniowemu, chociaż nie sposób wykazać, czy wykształcenie ich rzeczywiście związane było wyłącznie z czasem geologicznym czy też z zaistniałymi tutaj w pewnym momencie odpowiednimi warunkami. Z uwagi na nienormalne następstwo warstwy modiolowo-erwiliowej i osadów ilastych, a także brak śladów poziomu gipsowego, przypuszczać można, że mogą reprezentować one w obrębie górnego opolu większy odcinek czasowy.

Powyższe zmiany konfiguracji dna morskiego i otaczających stref lądowych były tylko zwiastunem daleko istotniejszych zmian rysujących się u schyłku opolu górnego. Doszło bowiem wtedy do znacznego zróżnicowania ruchów, w wyniku czego część zachodnia Zatoki Opatowskiej została wyraźnie dźwignięta tworząc wybrzeża wynurzające się (progradacyjne *sensu* Valentin 1952), podlegające silnej denudacji i stające się źródłem materiału detrytycznego dla osadów redeponowanych ku pogłębiającej się części wschodniej zatoki. Obniżenie części wschodniej umożliwiło gromadzenie się tutaj przeszło 100-metrowej serii piaszczystej „sarmatu” o stałym kierunku transportu ku wschodowi (Samsonowicz 1934), a więc zgodnie z nowym planem regionalnego nachylenia podłoża. Źródła materiału dla tej serii należy upatrywać właśnie w starszych osadach tortońskich zachodniej części zatoki, gdzie rozmywaniu ulegały głównie rozmaite osady piaszczyste oraz litotamniowe opolu dolnego (*por.* także Kowalewski 1957b). Stopień rozmycia był tu zresztą różny, zależnie od położenia w obrębie strefy wyniesionej. Stąd też całkowitemu zapewne rozmyciu uległy wszelkie osady przybrzeżne (wraz z facjami brakicznymi i przystosowanymi do nich zespołami faunistycznymi) z zachodniej części zatoki, podczas gdy w części środkowej stopień przeróbki stawał się coraz mniejszy: występujące tu wapienie organodetrytyczne (Zagrody), zwłaszcza w swojej wyższej partii, mają już wygląd bardzo zbliżony do redeponowanych osadów piaszczysto-litotamniowych „sarmatu”. Sedymentacja tych osadów w obniżonej części wschodniej akwenu zakończyła rozwój Zatoki Opatowskiej. Ewentualna brakiczność tych osadów mogła

być wywołana właśnie procesami związanymi z ustępowaniem wód i facji pełnomorskich przed namiatanymi od zachodu osadami, których masy spychały wody zanikającego akwenu coraz bardziej ku wschodowi. Podobna sytuacja, lecz na daleko większą skalę, miała wtedy miejsce także wzdłuż całego Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego, przy opisie którego będzie ona jeszcze przedmiotem szerszej analizy regionalnej (*vide* fig. 13).

## WYBRZEŻE RAKOWSKO-KLIMONTOWSKIE

### *Charakterystyka osadów i ich wiek*

Wzdłuż Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego indywidualizuje się kilka zasadniczych typów facjalnych wykazujących większe rozprzestrzenienie regionalne, choć niejednolicie reprezentowanych w poszczególnych obszarach. Typy te, obejmujące facje — piaszczystą, litotamniową oraz piaszczysto-organodetrytyczną, które poniżej zostaną kolejno omówione, są miejscami uzupełniane przez inne, bardziej lokalne facje mające przeważnie charakter mieszany. Jedną z takich facji obejmująca utwory litoralne wybrzeży skalistych, a widoczna w odsłonięciach tylko w Jurkowicach-Budach oraz w Osówce (koło Szydłowa, rozpatrzona została poprzednio (Radwański 1969) na tle całokształtu problematyki utworów litoralnych dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich.

### *Facja piaszczysta*

Utwory facji piaszczystej indywidualizują się najwyraźniej w środkowej części Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego, na obszarze pomiędzy Bogorią na zachodzie, Nawodzicami na wschodzie i Świniarami ku południowi (*vide* fig. 1). Najlepsze profile tych utworów widoczne są w opisywanych wielokrotnie odsłonięciach w Nawodzicach, Rybnicy i Świniarach, z których pierwsze było niedawno przedmiotem szczegółowego opracowania (Bałuk & Radwański 1968) obejmującego analizę świata organicznego oraz jego znaczenie ekologiczno-facjalne i stratygraficzne. Zważywszy, że w obrębie rozważanej facji znajdują się nadzwyczaj różnorodne zespoły faunistyczne, będące niewątpliwie jednymi z najbogatszych w miocenie Polski, prowadzone są ostatnio pod kierunkiem autora i dr. W. Bałuka analogiczne opracowania także dla pozostałych dwóch wymienionych stanowisk. Dotychczasowe rezultaty, które do chwili ukończenia badań obejmować będą paleontologiczne opracowanie szeregu rzadkich grup faunistycznych, pozwalają już jednak na przedstawienie ogólnego obrazu stosunków panujących w obrębie tej facji.

Z punktu widzenia zagadnień facjalnych przypomnieć można, że w obrębie piasków Nawodzic, w zespole z obfitą fauną (2 w profilu na fig. 6B) występują prócz litotamni m. in. (*vide* Bałuk & Radwański 1968):

liczne ostrygi, *Ostrea digitalina* Dubois, tworzące nieraz kilkuosobnikowe zlepki, a których skorupy niszczone są przez rozmaite skałotoczce, jak gąbki *Cliona celata* Grant i *Cliona vastifica* Hancock, wieloszczety *Polydora ciliata* (Johnston), *Polydora hoplura* (Claparède) i *Potamilla reniformis* (O. F. Müller) oraz małże *Gastrochaena* sp.;

liczne organizmy narastające na litotamniach, skorupach ostryg bądź otoczakach i większych kamieniach — prócz samych litotamni i ostryg, są to rozmaite mszywioly, serpule oraz wąsonogi z rodzajów *Verruca* Schumacher i *Balanus* da Costa;

bogata fauna reprezentująca różnorodnie grupy systematyczne — prócz wymienionych, także ślimaki, inne małże, kraby, jeżowce oraz rozgwiazdy (te ostatnie zachowane w postaci całych szkieletów i występujące w przypadku *Astropecten* sp. w kilkuosobnikowych zespołach); ze znalezionych ostatnio przez autora i dr W. Bałuka dochodzą tutaj chitoncy z rodzaju *Lepidochitona* Gray oraz raki z rodzaju *Callinassa* Leach;

dość częste nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren.

Powyższy zespół faunistyczny, jego cechy ekologiczne oraz tafonomiczne, a także wykształcenie poszczególnych ławic wskazują (Bałuk & Radwański 1968, Radwański 1970), że piaski te reprezentują osad bardzo płytkomorski o charakterze nawet przybrzożowym (przybrzeże — offshore), który powstawał w wyniku oddziaływania zmiennych warunków hydrodynamicznych i przypuszczalnie zmiennej konfiguracji piaszczystego wybrzeża. Warunki życia w tej strefie zbliżone były bardzo do odtworzonych dla zespołu z *Tancredia* i *Ophiomorpha* w obrębie *Upper Timber Lake Member* w mastrychcie Dakoty Południowej (por. Waage 1968; Rhoads, Speden & Waage 1972, fig. 4A).

Do znaczniejszych zmian warunków hydrodynamicznych w strefie sedymentacji piasków Nawodziec dochodziło w czasie silniejszych nawałnic sztormowych, gdy z lagun bądź innych rozlewisk rozprzestrzeniających się wzdłuż wybrzeża, wymiatane były liczne ślimaki o charakterze brakicznym (zwłaszcza różne *Potamides*), które występują ławicowo wśród fauny pełnomorskiej. Cały zespół fauny pełnomorskiej, zachowany nieraz wraz z litotamniami w pozycji przyżyciowej (małże, mszywioly, rozgwiazdy, nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren), zawdzięcza swój charakter przystosowaniu do życia w przybrzożnym środowisku dna piaszczystego i znajduje się w nim niewątpliwie na złożu pierwotnym. W obrębie polskiego miocenu ma on swoje odpowiedniki wyłącznie w dolnotortońskich (dolnoo polskich) zespołach faunistycznych i taki też wiek należy przypisać piaskom Nawodziec (Bałuk & Radwański 1968). Mechanizm dostarczania form o charakterze brakicznym jest tutaj bardzo podobny do rozpoznanego w ostatnich latach w profilach angielskiego wealdu (Kennedy & Macdougall 1969) oraz paleocenu (Kennedy & Sellwood 1970).

Analiza wykształcenia facjalnego, inwentarza paleontologicznego i wieku piasków Rybnicy przedstawiona została w uprzedniej pracy (Ba-

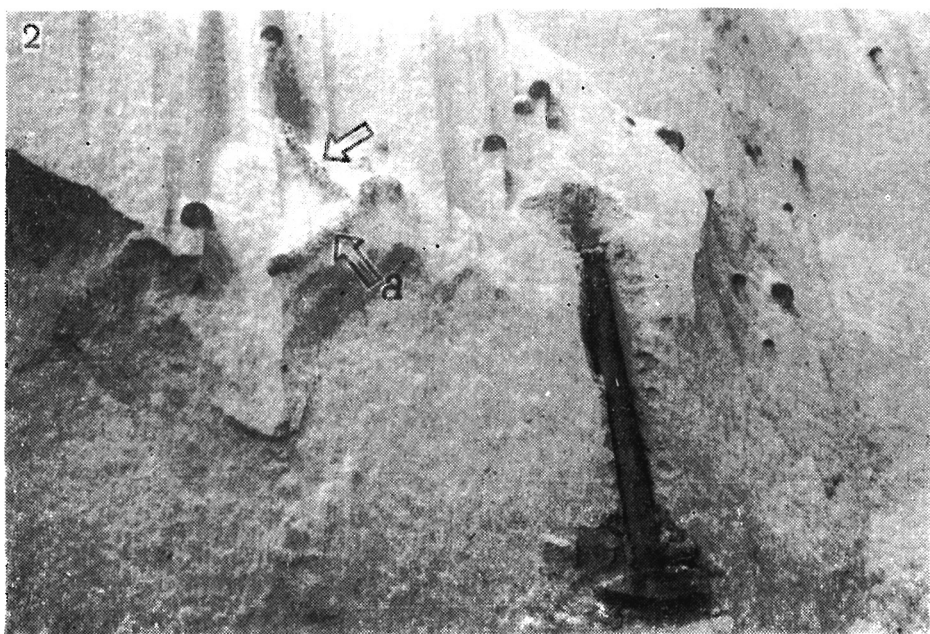
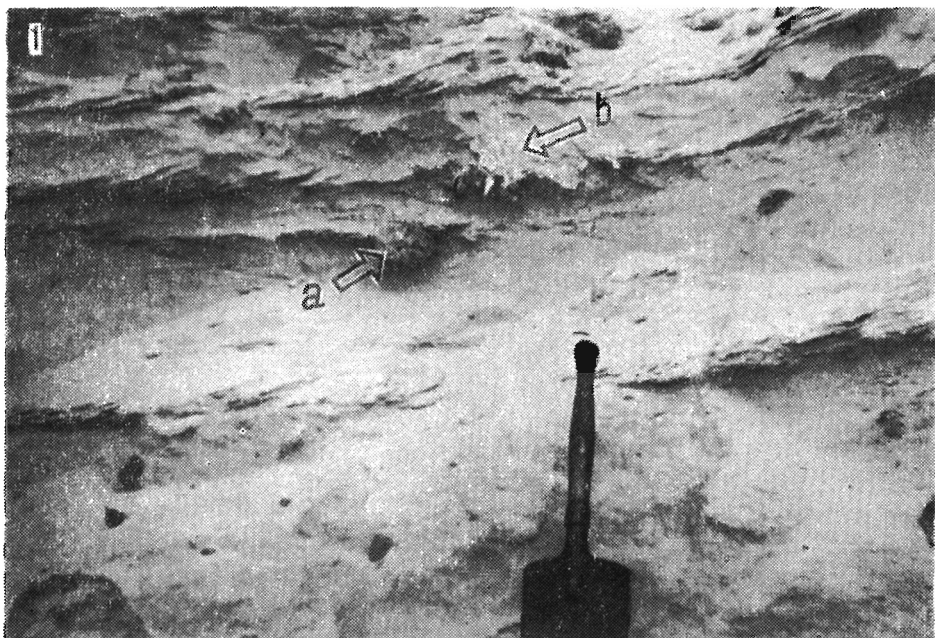
Łuk & Radwański 1968), w której zawarta jest także szersza dyskusja o dawniejszych poglądach dotyczących pozycji stratygraficznej, facjalnej i zoogeograficznej tego stanowiska (por. Kowalewski 1930, 1950, 1957a, b, 1958; Mycielska-Dowgiałło 1965). Analiza ekologiczno-facjalna profilu prowadzi do wniosku (Bałuk & Radwański 1968), że piaski Rybnicy są równowiekowe z piaskami Nawodzie i powstały w tym samym zbiorniku morskim. Istniejące różnice litologiczne i faunistyczne są wynikiem wyłącznie konsekwentnych zmian głębokościowych i związanych z nimi zmian w intensywności działania czynników hydrodynamicznych oraz zmian warunków biotycznych, a zachodzących od strefy płytkiego przybrzeża w Nawodzie do strefy przybrzeża głębszego w Rybnicy. Szacunkowo głębokość zbiornika w Rybnicy można określić na kilkanaście do dwudziestu bądź dwudziestu kilku metrów (Bałuk & Radwański 1968).

Podobnie konsekwentne zmiany warunków środowiskowych prześledzić można w profilu Świniar (por. Radwański 1970). W obrębie piaskowni odsłania się tutaj obecnie (fig. 6B oraz pl. 3, fig. 1) wyższa część około 20-metrowego (por. Pawłowski 1965c) pakietu piasków, z licznymi płaskurowymi cementacjami wapnistymi zawierającymi miejscami późno-diagenetyczne bądź epigenetyczne skupienia siarki rodzimej. Cementacje te, które niejednokrotnie są bardzo rozległe i przybierają wygląd ławic, są niewątpliwie natury syngedymenacyjnej, gdyż tylko na nich zdarzają się, aczkolwiek sporadycznie, symetryczne zmarszczki falowe charakteryzujące się stosunkowo regularnym wykształceniem grzbietów i dość znacznym rozstępem między nimi (pl. 3, fig. 2). Najwyższą część pakietu piasków stanowi około 2-metrowy zespół warstwowany skośnie (pl. 3, fig. 1 oraz pl. 4, fig. 1), przykryty ławicą wapienia detrytycznego.

W obrębie piasków z cementacjami wapnistymi fauna jest stosunkowo uboga i najprawdopodobniej jest ona diagenetycznie wyselekcjonowana, gdyż zachowały się tylko skorupy i pancerze kalcytowe (ostrygi, przegrzebki, jeżowce i rozgwiazdy, a także serpule), podczas gdy brak tu skorup pierwotnie aragonitowych. Tym niemniej, zachowane formy stanowią nadzwyczaj charakterystyczny i odmienny od występującego w innych stanowiskach polskiego tertonu zespół, który ze względu na obecność licznych skupień jeżowców oraz towarzyszących im rozgwiazd uznać można za unikalny także w skali europejskiej.

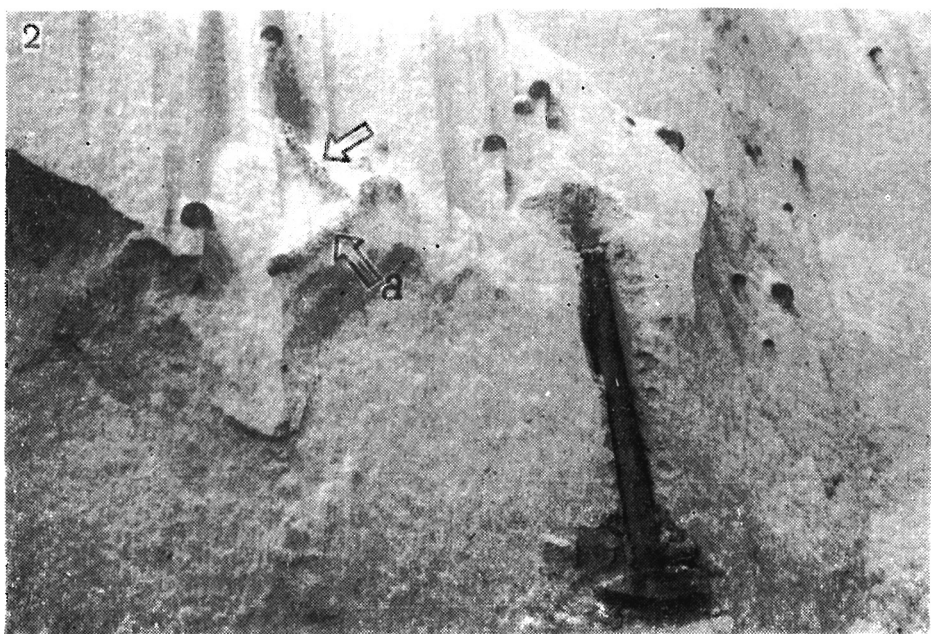
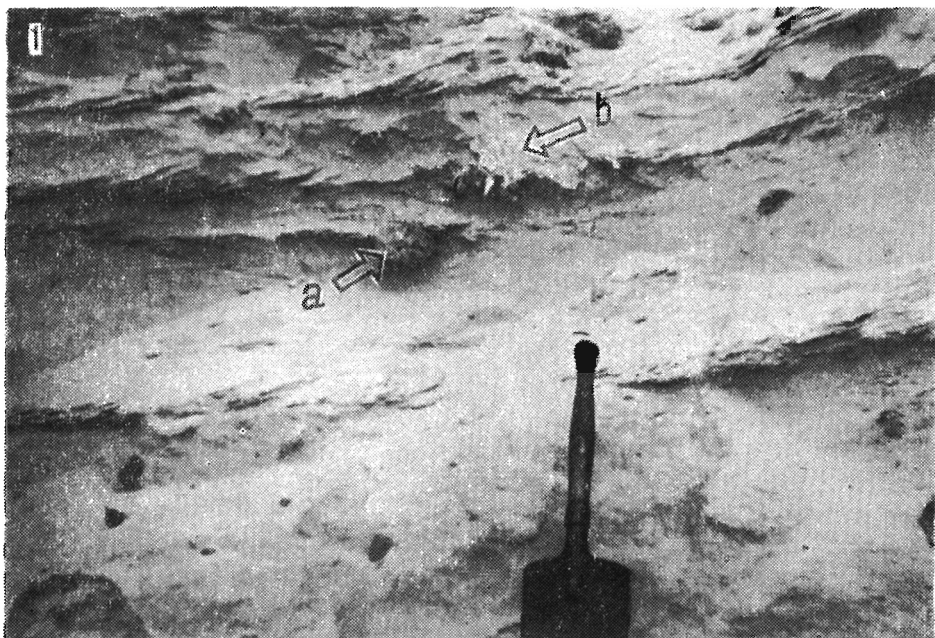
W zespole faunistycznym piasków z cementacjami (zespół 2 w profilu na fig. 6B; *vide* także Radwański 1970, fig. 2) dominują ostrygi *Pycnodonta leopolitana* (Niedźwiedzki)<sup>7</sup> oraz rozmaite jeżowce. Ostrygi, podobnie jak serpule i mszywioly, tworzą tu różnej wielkości zlepy, dochodzące czasem do kilkunastu centymetrów średnicy (por. fig. 6B). Towarzyszą im sporadycznie rozmaite przegrzebki oraz inne

<sup>7</sup> Poprzednie oznaczenia gatunkowe tych form (Kowalewski 1918, 1929, 1930, 1957b, 1958; Pawłowska 1965a; Pawłowski 1965c) jako *Ostrea cochlear* (Poli) uznać należy za niewłaściwe (por. Friedberg 1936b).

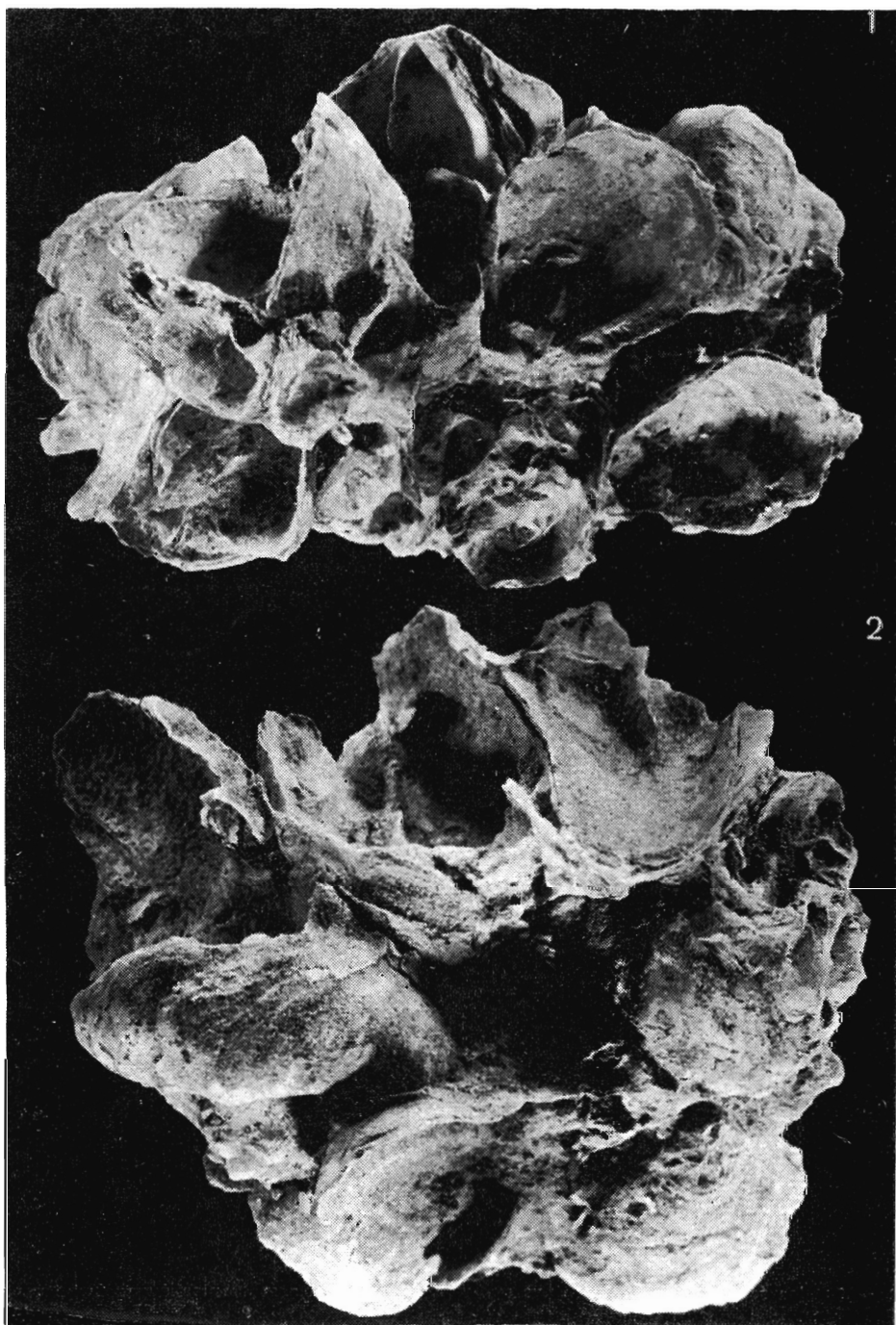


- 1 — Zespół piasków warstwowanych skośnie w wyższej części profilu piaskowni w Swiniarach (por. pl. 3, fig. 1); widoczny zlep mszywiolowy (a) oraz ostrygowy (b; por. pl. 5, fig. 1—2).
- 2 — Niższa część zespołu piasków w profilu piaskowni w Swiniarach; widoczne dwie nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren (jedna z nich, a, rozgałęzia się w swoim górnym końcu), oraz rozmaitej wielkości kuliste konkrecje limonityczne.
- 1 — Diagonally bedded sands at Swiniary (cf. Pl. 3, Fig. 1); visible are the bryozoan (a) and oyster (b; cf. Pl. 5, Figs 1—2) clusters.
- 2 — Lower part of sands at Swiniary; arrowed are two burrows *Ophiomorpha nodosa* Lundgren (burrow a branches in its upper part); visible are also spherical limonitic concretions of various diameter.





- 1 — Zespół piasków warstwowanych skośnie w wyższej części profilu piaskowni w Swiniarach (por. pl. 3, fig. 1); widoczny zlep mszywiolowy (a) oraz ostrygowy (b; por. pl. 5, fig. 1—2).
- 2 — Niższa część zespołu piasków w profilu piaskowni w Swiniarach; widoczne dwie nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren (jedna z nich, a, rozgałęzia się w swoim górnym końcu), oraz rozmaitej wielkości kuliste konkrecje limonityczne.
- 1 — Diagonally bedded sands at Swiniary (cf. Pl. 3, Fig. 1); visible are the bryozoan (a) and oyster (b; cf. Pl. 5, Figs 1—2) clusters.
- 2 — Lower part of sands at Swiniary; arrowed are two burrows *Ophiomorpha nodosa* Lundgren (burrow a branches in its upper part); visible are also spherical limonitic concretions of various diameter.



Zlepy muszli ostryg, *Pycnodonta leopolitana* (Niedźwiedzki), z zespołu piasków warstwowych skośnie w Świniarach; w. n.

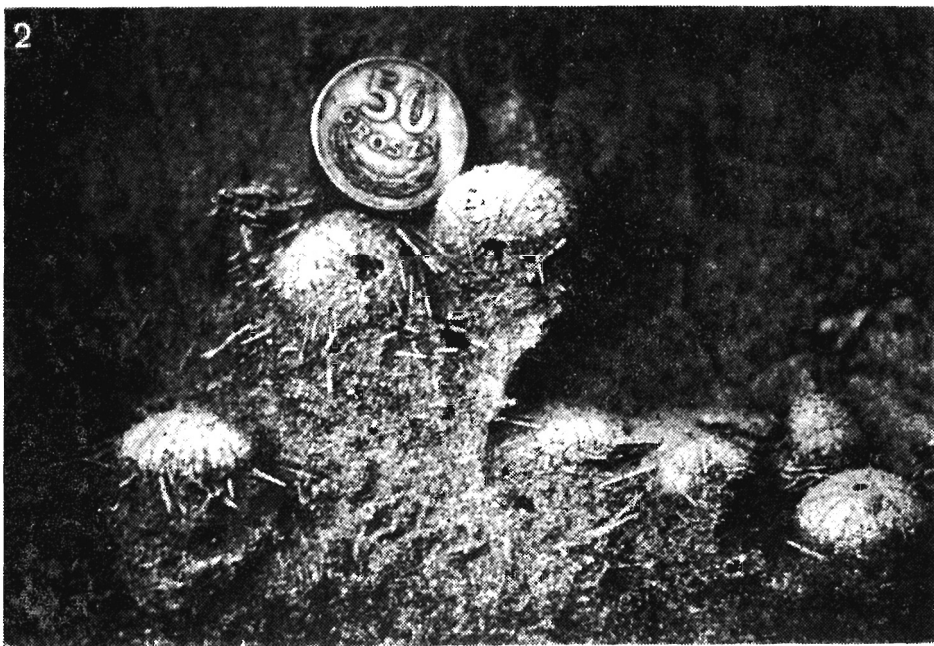
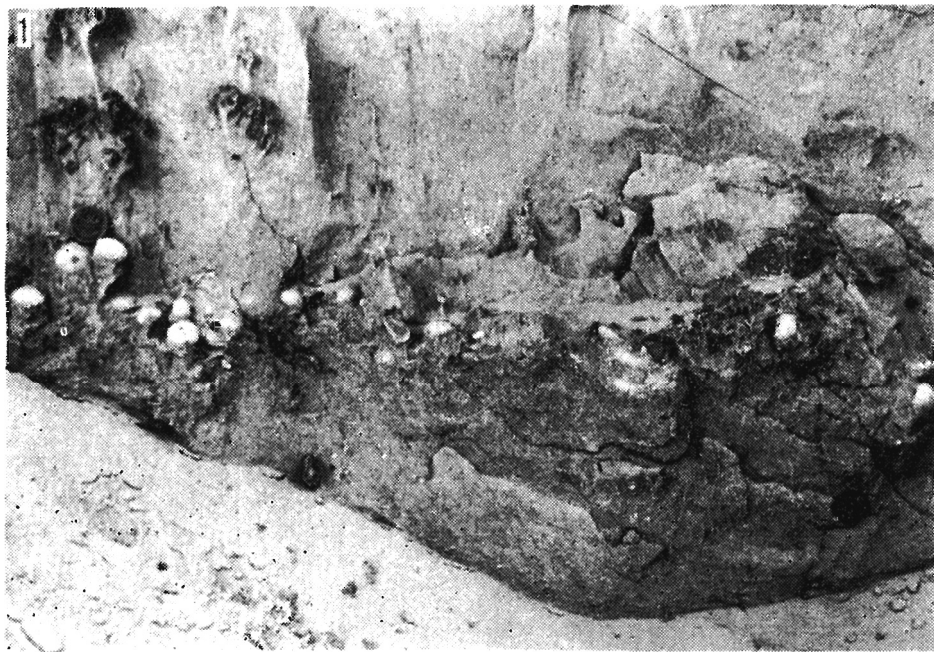
1 — Zlep o płaskiej podstawie, zbudowany z muszli rozrastających się bukietowo ku górze.

2 — Zlep zbudowany z muszli rozrastających się na wszystkie strony.

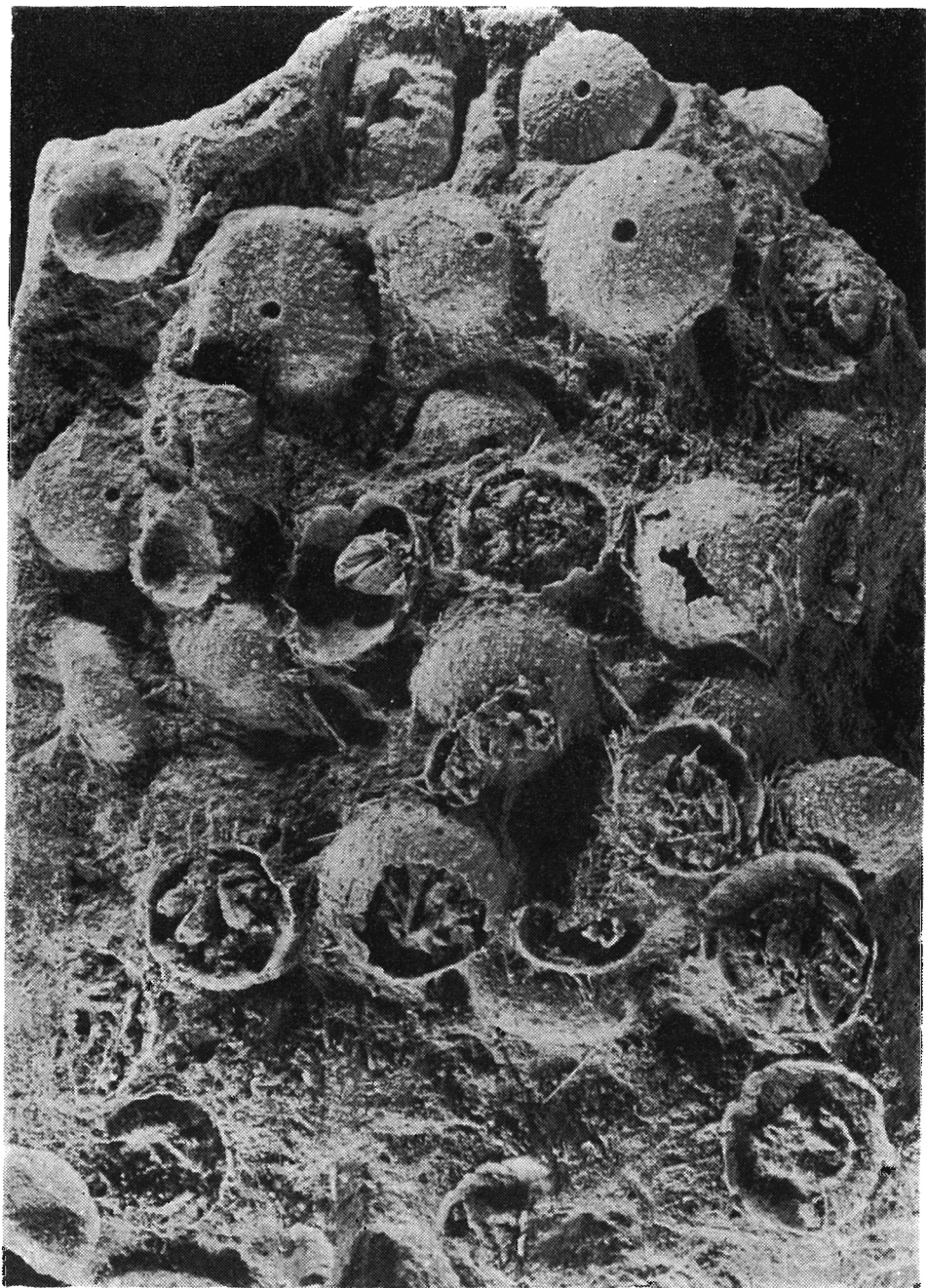
Cluster of oysters, *Pycnodonta leopolitana* (Niedźwiedzki), from diagonally bedded sands at Świniary; nat. size

1 — A cluster flat at the bottom, built of the shells growing upwardly.

2 — A cluster built of the shells growing in all directions.



1 — Ławica jeżowców, *Psammechinus* sp., w wyższej części zespołu piasków w Swiniarach — większość osobników znajduje się w pozycji przyżyciowej; z lewej strony widoczne trzy zlepy mszywiolowe.  
 2 — Zbliżenie fragmetu ławicy jeżowców przedstawionej na poprzedniej figurze; widoczne kolce przy pancierzach poszczególnych osobników (zdjęcie wykonał Dr P. T. Crimes).  
 1 — A streak of echinoids, *Psammechinus* sp., in sands at Swiniary (most of the individuals in their life position); at left visible are three bryozoan clusters.  
 2 — Close-up view of the same echinoid streak; visible are prickles at the particular shells (the photo taken by Dr. P. T. Crimes).



Fragment innej ławicy jeżowców, *Psammechinus* sp., z wyższej części zespołu piasków w Świniarach; w. n.

Większość osobników znajduje się w pozycji przyżyciowej, z zachowanymi kolcami; w obrębie pękniętych pancerzy widoczne latarnie Arystotelesa

Fragment of the echinoid-bearing layer from the higher part of sands at Świniary; nat. size

Most of the echinoids, *Psammechinus* sp., are in life position, with preserved prickles; in broken shells visible are the Aristotle's lanterns



Zlepy rurek serpul, *Serpula subpacta* Rovereto, z zespołu piasków warstwowanych skośnie w Świniarach: w. n.

- 1 — Zlep zbudowany z beładnie ułożonych rurek.  
 2 — Zlep zbudowany z rurek płożących się warstwowo.

Clusters of serpulids, *Serpula subpacta* Rovereto, from diagonally bedded sands at Świniary; nat. size

- 1 — A cluster built of the randomly oriented tubes.  
 2 — A cluster built of the layer-by-layer lichening tubes.

małże (Kowalewski 1918, 1929, 1930, 1957a, b, 1958; Pawłowska 1965a; Pawłowski 1965c; Krach 1967b), a także wąsonogi *Verruca* sp. (coll. W. Przybyszewski).

Spośród jeżowców przeważają *Psammechinus* sp. tworzące ławicowe nagromadzenia, w których większość osobników zachowana jest w pozycji przyżyciowej wraz z kolcami oraz latarnią Arystotelesa (pl. 6, fig. 1—2; pl. 7). Miejscami w skupieniach takich spotyka się szkielety dużych osobników rozgwiad *Astropecten* sp. (coll. W. Przybyszewski). Pojedynczo występują także rzadkie *Schizaster* sp., *Scutella* sp. oraz inne. Cały wymieniony zespół będzie przedmiotem osobnych opracowań paleontologicznych.

W rozważanym zespole występują także pojedyncze nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, które czasami mogą być rozgałęzione (pl. 4, fig. 2).

W zespole piasków warstwowanych skośnie (zespół 3 w profilu na fig. 6B) fauna jest, ogólnie biorąc, identyczna, jakkolwiek jest ona niewątpliwie znacznie obfitsza (por. fig. 6B). O ile zlepy ostrygowe, mszywiolowe i serpulowe są tu liczniejsze (pl. 4, fig. 1), to jeżowce występują tylko pojedynczo. Mszywiolę, prócz własnych skupień obrastają także pozostałe zlepy.

Wśród zlepow ostrygowych wyróżnić można dwa typy — pierwszy o równej podstawie z muszlami rozrastającymi się bukietowo ku górze (pl. 5, fig. 1), oraz drugi — z muszlami rozrastającymi się na wszystkie strony (pl. 5, fig. 2). Pierwszy z wymienionych typów rzadko kiedy występuje w pozycji przyżyciowej, gdyż przeważnie zlepy takie są beładnie zorientowane.

Zlepy serpul *Serpula subpacta* Rovereto<sup>8</sup> także posiadają różną budowę — składają się bądź z beładnie ułożonych rurek (pl. 8, fig. 1), bądź z rurek płożących się warstwowo (pl. 8, fig. 2). W porównaniu z niższą częścią piasków, tutejsze zlepy są wyraźnie lepiej zindywidualizowane, tworzą wyraźnie kuliste lub bulaste skupienia o gęstszym upakowaniu rurek i nie przechodzą na boki w nieregularne skupienia rurek.

Powyższe cechy zlepow ostrygowych i serpulowych oraz fakt ich nagromadzenia się wzdłuż warstewek skośnych wskazują niezbicie na redepozycję i niszczenie w czasie transportu po dnie. Rozmywającą działalnością prądów należy tłumaczyć nie tylko obtaczanie skupień serpulowych, ale także całkowite niszczenie ławicowych skupień jeżowców.

Rozważany zespół faunistyczny, jego cechy ekologiczne i tafonomiczne oraz teksturalne cechy osadu wskazują, że zespół piasków z cementacjami powstawał w strefie sedymentacji spokojnej, bez wyraźnej przeróbki złożonego na dnie osadu (zachowanie ławic jeżowców *Psammechinus* sp. w pozycji przyżyciowej oraz zachowanie nor *Ophiomorpha nodosa* Lundgren), na który oddziaływał miejscami ruch falowy wody prowadzący do tworzenia symetrycznych zmarszczek falowych. Materiał piaszczysty był наносzony okresami w dużych ilościach, co powodowało m. in. zasypywanie większych zespołów jeżowcowych, zaś brak wyraźnego warstwowania tłumaczyć należy jednolitością frakcji dzięki dobremu wysortowaniu.

Zespół faunistyczny tych piasków znajduje bliskie analogie do dzisiejszych zespołów rozprzestrzeniających się wzdłuż piaszczystych wy-

<sup>8</sup> Poprzednie oznaczenia gatunkowe tych form (Pawłowska 1965a, Pawłowski 1965c) jako *Serpula gregalis* (Eichwald) uznać należy za niewłaściwe (por. Schmidt 1955).

brzeży Zatoki Manaar na Cejlonie, na głębokościach rzędu 10—18 m. W zespołach tych, szczegółowo rozpoznanych już dawniej (Herdman 1906; *vide* także Hesse, Allee & Schmidt 1949), dominuje perłopław *Margaritifera vulgaris* Schum. wykazujący równomierne rozmieszczenie na dnie skonsolidowanym węglanem wapnia, podczas gdy w partiach pokrytych luźnym piaskiem tworzy różnej wielkości zlepy o silnie stłoczonych muszlach; towarzyszą im rozmaite naskorupiające mszywioly i serpule oraz inny bentos sesylny, zaś wśród drapieżnego bentosu wagilnego dominują rozgwiazdy, głównie *Astropecten hemprichi*; okresowe wzburzenia sztormowe niszczą te zespoły przez zasypywanie ich wzniesionym piaskiem.

W strefie sedymentacji piasków Świniar (zespół 2) wzburzenia sztormowe zachodziły zapewne na obszarach blisko sąsiadujących, skąd właśnie nanoszony był wzniesiony materiał piaszczysty, który nie powodował jednak całkowitego niszczenia miejscowych zespołów. Ogólne warunki batymetryczne były zapewne bardzo zbliżone lub identyczne jak w przedstawionym środowisku dzisiejszych wybrzeży Cejlonu. Silniejsze miecenie zaznaczyło się dopiero w zespole warstwowanym skośnie (zespół 3), w którym widoczne są dowody niszczenia skupień jeżowców i serpul oraz przetaczania zlepow ostrygowych. Wśród tych ostatnich dochodziło albo do jednorazowego przetoczenia zlepow o bukietowym rozroście osobników lub też do rozrostu zlepow w czasie ustawicznego przetaczania po dnie (zlepy z muszlami rozrastającymi się na wszystkie strony). Skośne warstwowanie wskazuje na okresowe przynoszenie materiału przez prądy, zaś ogólne nachylenie warstewek ku południowi — na transport od strony północnej, a więc od strony strefy Nawodzie-Rybnicy. W tej sytuacji sądzić należy, że strefa Świniar w czasie sedymentacji rozważanych piasków znajdowała się na nieco większej głębokości, a zarazem — w większej odległości od brzegu, gdzie działalność czynników hydrodynamicznych nie była zakłócona przez urozmaicony przebieg linii brzegowej i przybrzeżnych mielizn. Zdaniem autora, ta pierwsza możliwość, zwłaszcza dla okresu tworzenia się piasków zespołu 2 jest bardziej oczywista, na co wskazywałaby obecność pojedynczych nor *Ophiomorpha nodosa*, trudna do wytłumaczenia w warunkach zbiornika głębszego niż rzędu 30 m, do której to głębokości znane jest w warunkach dzisiejszych pojedyncze rozprzestrzenienie tych nor (Dike 1972).

W świetle powyższych faktów wzajemna sytuacja przestrzenna trzech rozważanych stanowisk — Nawodzie, Rybnicy i Świniar, uwidacznia się z zastanawiającą prawidłowością i konsekwencją zmian warunków środowiskowych. Niższa część rozważanych profilów (zespoły 2 na fig. 6B) odpowiada postępującej stosunkowo spokojnej sedymentacji zakłócaanej okresami silniejszych przemieszczeń osadu związanych z wezbrzeniami sztormowymi (Świniary, Rybnica) lub ewentualnie nawet z pływami (Nawodzie). Udział napławionych z przybrzeżnych mielizn form brakicznych,

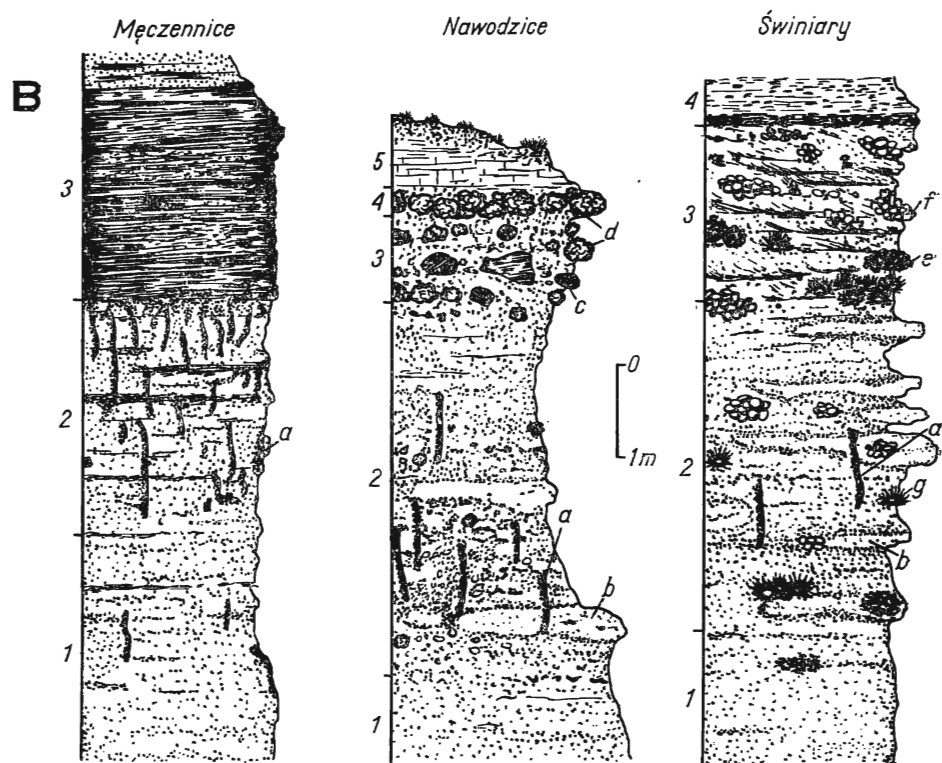
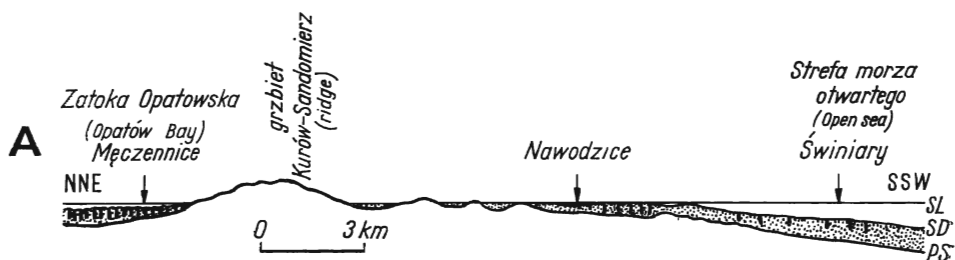
głównie ślimaków, maleje od Nawodzic ku Rybnicy i zanika zupełnie w Świniarach. Podobnie zanikają drobne krzaczaste kolonie litotamni, które zresztą już w Rybnicy są nadzwyczaj rzadkie. Zmienia się także zespół ostryg: w Nawodzicach występują jedynie duże formy *Ostrea digitalina* Dubois o stosunkowo płaskich muszlach, skupiające się miejscami w kilkuosobnikowe zlepy (por. Bałuk & Radwański 1968), podczas gdy w Rybnicy muszle tego gatunku są mniejsze i prawie zawsze pojedyncze, zaś w Świniarach pojawia się licznie *Pycnodonta leopolitana* (Niedźwiedzki) o mniejszych, lecz bardziej kulistych muszlach tworzących wyłącznie duże zlepy. Zanik litotamni ku Świniarom spowodowany był pogłębianiem się zbiornika poniżej optymalnej granicy rozwoju tych krasnorostów wyznaczonej przez spadek fotyczności wód, podczas gdy zmiana zespołu ostryg także odpowiada zmieniającym się wraz z głębokością warunkom. W wyższej części profilów (zespoły 3 na fig. 6B) widoczne jest silne niszczenie zespołów organicznych i nanoszenie grubego materiału klastycznego oraz dużych kolonii litotamni w strefie Nawodzic i Rybnicy oraz jego składanie w postaci nieregularnych horyzontalnych ławic lub soczew, zapewne w wyniku opadania materiału wznieczonego przez sztormy; w strefę Świniar grubszy materiał klastyczny wraz z litotamniami już nie docierał, zaś warstwowanie skośne osadu wskazuje na stopniowe namiatanie materiału piaszczystego i zawartej fauny przez ustabilizowane w tym kierunku prądy. Stabilizacja taka jest możliwa na głębokościach nieco większych niż panujących w strefie Nawodzic-Rybnicy. Odmienność zespołu 3 w stosunku do zespołu 2 w Świniarach tłumaczyć należy wzmacnianiem działalności czynników hydrodynamicznych, głównie sztormowych, podobnie jak poprzednio podano (Bałuk & Radwański 1968) dla profilu Nawodzic. Nie ma tu natomiast oczywistych dowodów wskazujących na zmianę warunków batymetrycznych.

Przedstawione konsekwentne zmiany warunków facjalnych podczas sedymentacji piasków na obszarze Nawodzic, Rybnicy i Świniar znajdują swoje odpowiedniki także w profilu osadów Zatoki Opatowskiej, gdzie spokojnie postępująca sedymentacja bardzo płytkomorskich piasków z norami *Ophiomorpha nodosa* Lundgren w stropie, przerwana została gwałtownym pojawieniem się dużych ilości materiału roślinnego przynieszonego z zespołów niszczonego przez sztormy, a składanego w postaci osobnych ławic burowęglowych. Takie analogiczne następstwo upoważnia do korelacji rozważanych osadów na obu obszarach (zespoły 2 i 3 w profilach Męczennic, Nawodzic i Świniar na fig. 6B), w których różnice w charakterze osadów wywołane były przynależnością tych obszarów do różnych akwenów oddzielonych od siebie wyniesionym grzbieciem Kurów-Sandomierz (fig. 6A). Rola tego grzbiecia w ogólnym rozwoju paleogeografii i układu oraz następstwa facji przedstawiona będzie dalej. Zwrócić tu natomiast należy uwagę, że tak konsekwentny układ stosunków facjalnych możliwym był tylko w obrębie jednoczasowego zbiornika morskiego



ukształtowanego w początkowych fazach transgresji dolnotortońskiej. Rozważane zespoły uznaje zatem należy za równowiekowe i odpowiadające ogólnie dolnemu opolowi, na co już poprzednio wskazywano (Bałuk & Radwański 1968, Radwański 1970).

Uznanie przez autora piasków Świniar za przynależne do opolu dolnego odbiega od przyjmowanych obecnie ujęć stratygraficznych, w których piaski te uznaje się za odpowiednik poziomu nadlitolotamniowego (Kowalewski 1929, 1930, 1957a, b, 1958; Pawłowska 1965a; Pawłowski 1965c; Krach 1967a, b), przy czym ich równowiekowość z piaskami Rybnicy postulowana bywała także przez samego K. Kowalewskiego (1918; oraz prace od 1950). W nawiązaniu do przyjętej w niniejszej pracy nomenklatury stratygraficznej, pogląd autora zbliża się do dawniejszego poglądu K. Kowalewskiego (1918), który uważał wówczas piaski Świniar za przynależne do poziomu podlitolotamniowego.



Poza obszarem Nawodzic, Rybnicy i Świniar utwory facji piaszczystej dostarczają wyraźniejszych odsłoneń tylko w okolicach Bogorii (por. Kowalewski 1930), gdzie najlepszy profil widoczny był ostatnio w piaskowni położonej kilkaset metrów ku NE od miasteczka (fig. 7). W profilu tym zwraca uwagę w obrębie niewyraźnie warstwowanych piasków (zespół 1 na fig. 7) obecność cienkich smug (*a* na fig. 7) zawierających liczne drobne, nieco krzaczasto rozwinięte kolonie litotamni. W wyższej części profilu dominują ławice żwirowo-litotamniowe, zawierające kolonie silnie obtoczone (zespół 2 na fig. 7). Ogólna analogia tych utworów do występujących na poprzednim obszarze polega na obecności w niższej części profilu piasków wykazujących cechy sedymentacji spokojnej, zaś w wyższej — materiału allochtonicznego, naniesionego w czasie wzmożonej działalności czynników hydrodynamicznych. Ubóstwo fauny, która reprezentowana jest przez słabo zachowane muszle małżów, uniemożliwia dokład-

Fig. 6

Korelacja profilów osadów piaszczystych na wschodnich i południowo-wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich w czasie transgresji dolnego tortonu (opolu)

A — Schematyczny przekrój ilustrujący rozprzestrzenienie facji piaszczystej i jej paleogeograficzną sytuację na obszarze Zatoki Opatowskiej oraz strefy morza otwartego (skala pionowa znacznie przewyższona); zaznaczone także rozprzestrzenienie i częstość występowania nor *Ophiomorpha nodosa* Lundgren

SL poziom morza, SD górna powierzchnia osadów piaszczystych, PS prawdopodobny przebieg powierzchni podłoża przedtortoniańskiego

B — Profile Męczennic, Nawodzic i Świniar (por. Radwański 1967, 1970; Bałuk & Radwański 1968)

1—5 zespoły litologiczne wyróżnione w tekście

*a* nory *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, *b* cementacje wapiaste, *c* żwir i większe kamienie, *d* kolonie litotamni, *e* zlepy rurek serpul *Serpula subpacta* Rovereto, *f* zlepy muszli ostryg *Pycnodonta leopolitana* (Niedźwiedzki), *g* jeżowce *Psammochinus* sp. tworzące lokalnie większe skupienia i ławice

Correlation of the sandy deposits along the eastern and south-eastern slopes of the Holy Cross Mts during the Lower Tortonian transgression

A — Idealized section depicting distribution of sandy facies and its paleogeographical situation in the Opatów Bay and the open sea zone (vertically not to scale); distribution and frequency of the burrows *Ophiomorpha nodosa* Lundgren are marked

SL sea level, SD surface of deposits, PS probable extent of the pre-Tortonian substrate

B — Profiles at Męczennice, Nawodzice and Świniary (cf. Radwański 1967, 1970; Bałuk & Radwański 1968)

1—5 lithological sets discussed in the Polish text

*a* burrows *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, *b* calcitic cementations, *c* pebbles and cobbles, *d* lithothamnian balls, *e* clusters of *Serpula subpacta* Rovereto, *f* clusters of *Pycnodonta leopolitana* (Niedźwiedzki), *g* echinoids *Psammochinus* sp., locally crowded in streaks

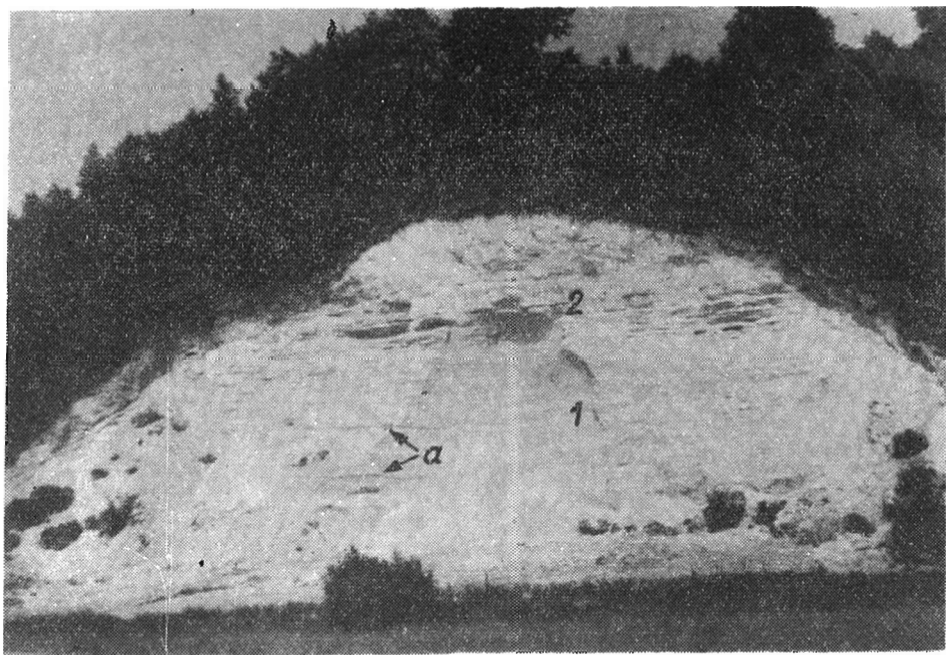


Fig. 7

Ogólny widok piaskowni w Bogorii: w niższej części profilu piaski (zespół 1) ze smugowymi nagromadzeniami drobnych krzaczastych kolonii litotamni (a), w wyższej — ławice żwirowo-litotamniowe (zespół 2)

Sand-pit at Bogoria: sands (set 1) with streaks of branched lithothamnian colonies (a), overlaid by gravelous-lithothamnian layers (set 2)

niejsze rozpatrzenie warunków środowiskowych. Notowane przez K. Kowalewskiego (1957a, b) stanowisko w Woli Malkowskiej (ok. 4 km na W od Bogorii) jest obecnie zupełnie niedostępne.

W innych stanowiskach w obrębie osadów piaszczystych dolnego tortonu udział materiału klastycznego, przeważnie o grubszej frakcji, oraz materiału litotamniowego jest tak znaczny, a równocześnie na tyle nierównomierny, że utwory te można wydzielić w rozpatrzony poniżej osobny typ.

#### *Facja klastyczno-litotamniowa*

Utwory facji klastyczno-litotamniowej indywidualizują się najwyraźniej w spągowych ogniwach tortonu w okolicach Jurkowic i na północ od Klimontowa (*vide* fig. 1). Na obszarze tym rozważane utwory zachowane są w postaci niewielkich ostańców erozyjnych, stanowiąc w nich zresztą jedyne ogniwo tortonu.

W okolicach Jurkowiec utwory facji klastyczno-litotamniowej związane są z urozmaiconym morfologicznie fragmentem wybrzeża klifowego, rozwiniętego na wychodniach wapieni dewońskich i otoczonego autochtonicznym gładzowiskiem klifowym, a odsłaniającego się na południowym stoku wzgórza w Jurkowiecach-Budach (por. Radwański 1969, s. 55—56 oraz pl. 10—12). Materiał klastyczno-litotamniowy tworzy tutaj zarówno spoiwo w obrębie gładzowiska, jak również wypełnienie szczelin i rozpadlin w klifie. W zachodniej części gładzowiska (*vide* Radwański 1969, pl. 10, fig. 1—2) materiał ten indywidualizuje się w osobne ławice o niewyraźnym i łagodnym warstwowaniu krzyżowym. W dalszym sąsiedztwie klifu znane są także (Samsonowicz 1930) wychodnie rozmaitych osadów drobnoklastycznych, piaszczystych lub ilastych, nieraz z detrytusem litotamniowym i zawierające gruz, otoczaki lub większe kamienie wydarte z paleozoicznego podłoża. Większe nagromadzenia takiego materiału psefitowego (kambr i dewon) występują (Samsonowicz 1930) lokalnie w sągu piaszczystych łąk na terenie lasów dawnego majątku Klimontów (profile studni przy gajówkach). Podobne utwory odsłaniają się na wschodnim krańcu tego lasu w przysiółku Zyznów, przy drodze z Jurkowiec do Nawodzie (fig. 8). Są to skośnie warstwowane piaski z detrytusem litotamniowym oraz nieregularnymi przewarstwieniami łąk. Ławice mają przebieg nieregularny, często soczewkowaty o cechach przypominających struktury obciążeniowe. Warstwowanie skośne wskazuje ogólnie na transport ku SW. Dalej ku Nawodzicom, tuż za granicą lasu, piaski stają się silnie wapieniste i przechodzą w drobnodetrytyczne piaszczyste wapienie litotamniowe z licznym materiałem gruzowo-otoczakowym skał kambryjskich. Lokalnie gruz ten, wraz z większymi kamieniami gromadzi się w osobne ławice.

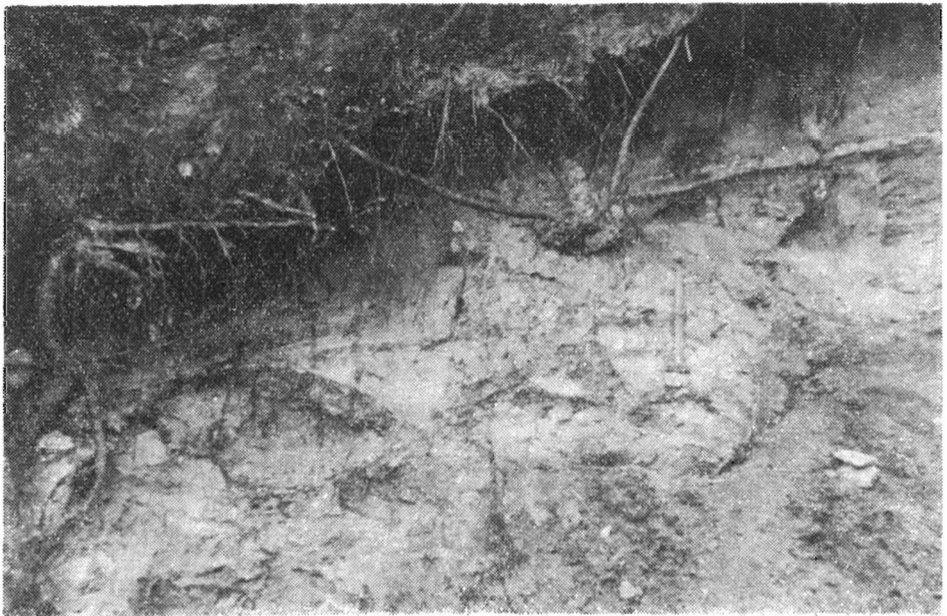


Fig. 8

Odsłonięcie skośnie warstwowanych piasków kwarcowych z detrytusem litotamniowym; mała piaskownia w Zyznowie, przy drodze pomiędzy Jurkowiecami a Nawodzicami

Exposure of diagonally-bedded quartz sand with lithothamnian detritus, between Jurkowiec and Nawodzice

W okolicach Klimontowa podobne utwory klastyczno-litotamniowe zachowane są w drobnych ostańcach w Górach Pęchowskich, Zakrzowie i Wilkowicach (Samsonowicz 1929), gdzie jednak są silnie przykryte lessem. Również i tutaj zawierają one lokalnie duże ilości grubego materiału psefitowego wydartego z kambryjskich skał podłoża (por. Mycielska-Dowgiało 1965).

Przedstawione utwory facji klastyczno-litotamniowej reprezentują zatem sobą dużą różnorodność typów litologicznych, którą należy tłumaczyć różnaitością lokalnych warunków hydrodynamicznych i charakteru podłoża w pierwszych fazach rozwoju transgresji dolnego tortonu. Na obszarze tym nie było już bowiem tak zwartej pokrywy osadów piaszczystych, jak na obszarze facji poprzednio omówionej. Pokrywa ta zachowana była jedynie w lokalnych strzępach, pomiędzy którymi odsłaniało się skaliste podłoże. Z niego właśnie abradowany był grubszy materiał psefitowy, zaś na obszarze wyniesionego elementu Jurkowic zbudowanego z wapieni dewonu doszło do utworzenia wyraźnie wykształconego wybrzeża klifowego. W miejscach o lepszych warunkach biotycznych rozwijały się masowo drobne litotamnia, z niszczenia których tworzyły się większe masy materiału detrytycznego. Litotamnia zapewne zasiedlały przede wszystkim miejsca o bardziej ruchliwych i czystych wodach, pozbawionych drobnych zawiesin ilastych, co widoczne jest szczególnie dobrze w przypadku utworów klifowych w Jurkowicach-Budach (*vide* Radwański 1969).

O ile wiek rozważanych utworów był zawsze uważany zgodnie za dolnotortoński (Samsonowicz 1929, 1930; Czarnocki 1950, 1953) i w podziale przyjętym w niniejszej pracy winien być odniesiony do opolu dolnego, to sam fakt równoczesowości rozwoju osadów piaszczystych i litotamniowych zasługuje na specjalne podkreślenie. Ma on zresztą miejsce także w utworach poprzednio omówionej facji piaszczystej, gdzie kolonie litotamni są zachowane są bądź w pozycji przyżyciowej (Nawodzice, zespół 2; smugowate skupienia w niższej części profilu Bogorii), bądź stanowią znaczny lub nawet dominujący element allochtoniczny w obrębie rozmaitych osadów piaszczystych albo piaszczysto-żwirowych (Nawodzice, zespół 3; wyższa część profilu Rybnicy i Bogorii; a także jeden z profili w Garbowie Nowym w Zatoce Opatowskiej — *vide* fig. 4). W obrębie profilu Nawodzie doszło nawet do indywidualizacji osobnej ławicy litotamniowej, zbudowanej z dużych, kulistych kolonii, częściowo się zrastających i obsypanych materiałem piaszczysto-żwirowym (ławica 4 na fig. 6B oraz pl. 9, fig. 1 i pl. 10). Ławica, ta mająca charakter „bruku litotamniowego”, z uwagi na przeważającą objętościowo ilość kolonii, mogłaby w sensie litologicznym być już zresztą określana mianem wapienia litotamniowego.

Powyzsze obserwacje wskazują, że na całym obszarze południowo-wschodnich i wschodnich stoków Gór Świętokrzyskich utwory litotamniowe mogły powstawać równocześnie z piaszczystymi. Wydzielanie tutaj



- 1 — Odsłonięcie piaszczysto-żwirowej ławicy litotamniowej zbudowanej z dużych, kulistych kolonii litotamni („bruk litotamniowy”) w stropie profilu piasków w Nawodzicach (por. pl. 10).
- 2 — Odsłonięcie marglistych wapieni litotamniowych zbudowanych z beładnie ułożonych kulistych kolonii litotamni w Wiązownicy (stanowisko w przekopie drogi do Osieka).
- 1 — A sandy-gravelous lithothamnian layer (“lithothamnian pavement”) composed of large lithothamnian balls at the top of sands at Nawodzice (cf. Pl. 10).
- 2 — Exposure of marly lithothamnian limestones composed of spherical lithothamnian balls at Wiązownica.



Fragment ławicy litotamniowej zbudowanej z kulistych kolonii litotamniil obsypanych materialem piaszczysto-żwirowym („bruk litotamniowy”) w stropie profilu piasków w Nawodzicach; w. n.

Fragment of the lithothamnian pavement composed of large lithothamnian balls from Nawodzice (cf. Pl. 9, Fig. 1); visible is sandy-gravelous matrix inbetween the lithothamnian balls; nat. size

zatem w obrębie dolnego opolu osobnego poziomu litotamniowego, oraz w ogóle dwóch podpoziomów (podlitotamniowego i litotamniowego) w obrębie tego odcinka czasowego nie jest możliwe. W profilach odpowiadających temu odcinkowi nie zaznacza się zresztą żadna dwudzielność i wszystkie rozważane profile facji piaszczystej i klastyczno-litotamniowej mogą być odniesione tylko do dolnego opolu jako całości.

### *Facja litotamniowa*

Utworami, które można wyróżnić jako czystą fację litotamniową, są wapienie lub margle litotamniowe, zawierające ewentualnie podrzędną ilość materiału piaszczystego. Utwory te rozprzestrzeniają się szerokim pasem od strefy zatok na zachodzie aż prawie po okolice Bogorii na wschodzie, ciągnąc się wzdłuż północnych granic zachowanych wychodni tortonu (*vide* fig. 1). Izolowanym płatem występują one także w odsłonięciach okolic Wiązownicy na południe od Jurkowic (*vide* fig. 1). Te ostatnie odsłonięcia, jako związane geograficznie z poprzednio omówioną facją rozpatrzone zostaną w pierwszej kolejności.

Wychodnie wapieni litotamniowych w Wiązownicy (Wronia Góra u Samsonowicza 1930) zajmują powierzchnię niecałych 2 km<sup>2</sup> (*vide* Czarnocki 1950). Najlepsze odsłonięcia znajdują się w środku wsi w skarpie potoku Kacanka; w ostatnich latach okresowo były też dostępne sztuczne wcięcia wykonane podczas poszerzania przekopu drogi do Osieka (pl. 9, fig. 2). Wapienie te, nieco margliste, zbudowane są z beładnie ułożonych na ogół kulistych lub lekko elipsoidalnych, rozmaitej wielkości kolonii nie noszących śladów obtoczenia. Reprezentują one zapewne osad powstały w wodach (bardziej spokojnych o szlamowatym (marglistym) dnie, a położonym na dalekim przedpolu skalistych wybrzeży Jurkowic, skąd nie docierał już grubszy materiał klastyczny. Falowanie zapewne nie dochodziło tutaj do dna pokrytego koloniami stopniowo grzęznącymi w marglistym osadzie. Wiek stanowiska (*por.* Samsonowicz 1930; Czarnocki 1950, 1953), w podziale przyjętym w niniejszej pracy, należy odnieść do opolu dolnego.

Bardziej masowy w sensie rozprzestrzeniaenia geograficznego rozwój litotamni miał miejsce w zachodniej części Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego, gdzie stosunkowo czyste osady litotamniowe wykazują duże zróżnicowanie zarówno co do swojej struktury, jak i kształtu i wielkości kolonii litotamni oraz ich cech tafonomicznych (niszczenie, redepozycja), a także towarzyszącej rozmaitej mikro- i makrofauny. Zmienność wszystkich tych cech najlepiej jest widoczna na obszarze pasa wychodni pomiędzy Potokiem-Rakowem-Chańczą na północy, a Osówką i Kurozwękami na południu (*por.* fig. 1, oraz Czarnocki 1950). Prześledzenie tej zmienności w terenie pozwala także rozpatrzyć dokładniej stosunek osa-



dów litotamniowych do spoczywających na nich i otaczających je od południa osadów tzw. „sarmatu detrytycznego” (vide Czarnocki 1950, 1953).

Wychodnie wapieni litotamniowych w rozważanej strefie zaczynają się na krawędzi morfologicznej rozwiniętej w okolicach Rakowa, a wyznaczającej erozyjny zasięg osadów mioceńskich ku północy; krawędź zaznacza się tutaj dzięki większej odporności na wietrzenie rozpatrywanych wapieni w stosunku do drobnoklastycznych osadów dolnego kambru antyklinorium klimontowskiego i ma charakter upodabniający do kuesty (fig. 9). Wapienie litotamniowe są tutaj dość silnie margliste, miejscami nawet z domieszką materiału piaszczystego, który niejednokrotnie indywidualizuje się w nieregularne ławice marglisto-piaszczyste pomiędzy ławicowymi skupieniami litotamni, dominującymi w profilu (por. fig. 10). W przewarstwieniach marglisto-piaszczystych liczne są szczątki rozmaitych małżów. Litotamnia są dobrze rozrośnięte, osiągając rozmiary kolonii do 12—13 cm średnicy, a więc przeciętnie biorąc — największe wśród spotykanych w osadach mioceńskich na stokach Gór Świętokrzyskich, oraz charakteryzują się przeważnie bardzo wyraziście wykształconą gałązkowato-brodawkowatą budową kolonii. Wiele z nich rozrośniętych jest krzacza-



Fig. 9

Odsłonięcie marglistych wapieni litotamniowych w przekopie szosy pomiędzy Rakowem a Chańczą. Wychodnie wapieni litotamniowych dolnego tortoniu (dolnego opolu) tworzą tutaj północny kraniec „kuesty” mioceńskiej — dalej ku północy widoczny obszar silnie zgradowanego cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (na horyzoncie po lewej stronie widoczny Raków)

Exposure of marly lithothamnian limestones along the roadside between Raków and Chańcza. Lower Tortonian lithothamnian limestones form here the northern margin of the Miocene deposits; further on to the north, visible is strongly degraded Paleozoic massif of the Holy Cross Mts

sto w jednym kierunku i są nieraz zachowane w osadzie w pozycji przyżyciowej. Inne wykazują rozrost we wszystkich kierunkach i wraz z formami poprzedniego typu, a zachowanymi w pozycji odwróconej, wskazują na zmienne, lecz okresowo dość znaczne nasilenie czynników hydrodynamicznych prowadzące bądź do przewracania kolonii rozrastających się tylko w jednym kierunku, bądź też do wzrostu innych w czasie ustawicznego przetaczania. Jednak w tym ostatnim przypadku brak jest dowodu silniejszego ogładzania kolonii.

W odsłonięciach położonych bardziej ku południowi, na obszarze pomiędzy Chańczą a Wygodą i Jasieniem (ok. 3 km na S od północnego krańca „kuesty”) następują w rozważanych osadach litotamniowych charakterystyczne zmiany: większe kolonie litotamni występują tylko w nielicznych ławicach, gdzie są zresztą niejednokrotnie w niektórych spośród takich ławic wyraźnie obtoczone, zaś w profilu dominują ławice zbudowane z drobnych, obtoczonych lub pokruszonych kolonii, oraz ławice drobnego detrytusu litotamniowego wraz z drobnym materiałem klastycznym (por. fig. 10). Miejscami w materiale allochtonicznym spotkać można poniszczony pancerze jeżowców regularnych.

Dalej ku południowi, w strefie pomiędzy Osówką a obszarem północnych krańców zabudowań Szydłowa, rozważane osady także zmieniają swój charakter. Najpełniejszy ich profil widoczny jest we wcięciu Potoku Szydłowskiego w Osówce, gdzie erozja dotarła do kontaktu wapieni dewonu środkowego i wapienia muszłowego (vide Czarnocki 1950, 1953; Radwański 1969). Utwory miocenijskie zaczynają się tutaj fragmentarycznie zachowanym stanowiskiem struktur litoralnych, składających się z materiału głazowego i przypuszczalnie powierzchni abrazyjnej (Radwański 1969, s. 54—55). Ogniwa w ciągłym profilu widoczne są w szeregu odsłonień naturalnych i drobnych łomów na północnych stokach wzgórza z kotłą 296, które ciągnie się ku SE aż do zabudowań Szydłowa. Najniższą pozycję w odsłoniętej części profilu zajmują naprzemianległe ławice piaszczyste i litotamniowe zawierające miejscami masowo duże otwornice z rodzaju *Amphistegina* i *Heterostegina*, z których te ostatnie tworzą nawet samodzielne zlepy o charakterze muszłowców, podobne do stwierdzonych przez autora poprzednio (Radwański 1969, s. 75 oraz pl. 26, fig. 1—2) wśród rumowisk litoralnych w Piotrkowicach na obszarze strefy zatok. Stopień ogładzenia litotamni w poszczególnych ławicach jest tutaj bardzo zmienny, niekiedy tak znaczny, że skała nabiera wyglądu typowego dla „sarmatu detrytycznego”. Ponad takimi ławicami występują z powrotem ławice z mniej obtoczonymi koloniami, o wyglądzie typowym dla profilów poprzednich stref (Raków, Chańcza). Naprzemianległość taka utrzymuje się dość długo w profilu, jakkolwiek w wyższej jego części zaczynają stopniowo przeważać ławice bardziej drobnoziarniste i piaszczyste, bez większej ilości litotamni, a często warstwowane skośnie z nachy-

leniem warstewek ku S (por. fig. 10). Ustalenie jakiejś ściślej granicy litostratygraficznej w tym profilu jest zadaniem niewykonalnym.

O ile wiek profilów okolic Rakowa i Chańczy uznawany był za identyczny i w podziale przyjętym w niniejszej pracy winien być odniesiony w obrębie tortonu dolnego do opolu dolnego, to w profilu wzgórza pod Osówką stawiana jest granica między opolem dolnym a sarmatem (Czarnecki 1950, 1953). W ujęciu takim, w obrębie tego profilu miałyby miejsce znaczna luka stratygraficzna obejmująca cały opol górny oraz cały torton górny (grabow). Nie sugerując się takim określeniem wieku, a wychodząc z samej obserwacji profilu, nie tylko nie znalazłoby się dowodów na istnienie tak długotrwałej luki, lecz nawet profil uznałoby się za ciągły. Zagadnienia związane z interpretacją warunków sedymentacji oraz wieku osadów tego profilu wymagają zatem bardziej szczegółowego rozpatrzenia, co będzie przedmiotem dalszego rozdziału niniejszej pracy. W tym natomiast miejscu zwrócić należy uwagę, że rozważany profil wzgórza pod Osówką powtarza w zasadniczych rysach ogólne następstwo typów osadu występującego w kolejnych strefach od północnej krawędzi „kuesty” miocenijskiej począwszy. W następstwie tym (fig. 10) widać konsekwentną zmianę typu osadu od północy coraz bardziej ku południowi (por. fig. 10 oraz fig. 1), polegającą na stopniowym zmniejszaniu się ilości większych kolonii litotamni w osadzie, ich coraz większym ogładzeniu bądź obtoczeniu i pokruszeniu, wzrastającej ilości materiału piaszczystego, w znacznej części organodetrytycznego i pojawianiu się warstewek skośnych nachylonych ku południowi. Następstwo takie odpowiada konsekwentnym zmianom warunków hydrodynamicznych od obszarów sedymentacji bardziej autochtonicznej, skąd wymiatany mógł być tylko materiał drobniejszy, poprzez strefy intensywniejszej akumulacji materiału al-

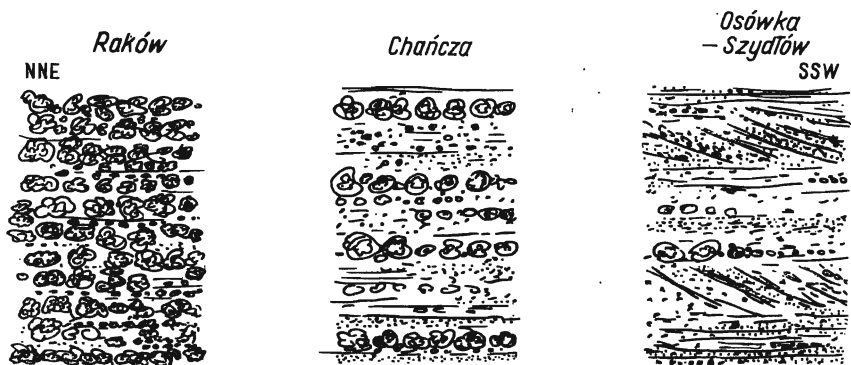


Fig. 10

Schematyczne zestawienie typów osadów tortonu w profilach Rakowa, Chańczy i Osówki-Szydłowa (dokładniejsze omówienie w tekście)

Generalized types of the Tortonian deposits in successive zones extending from the Holy Cross shores in the north to the open sea in the south (cf. Text-figs 1 and 13B, C)

lochtonicznego, aż do obszarów składania materiału nanoszonego ze stref położonych bardziej ku północy. Interpretacja pionowego następstwa osadów takich typów w profilu wzgórza pod Osówką przedstawiona będzie dalej.

W zakończeniu charakterystyki osadów facji litotamniowej przypomnieć należy, że w obszarze wychodni tych osadów znane są izolowane stanowiska niżej leżących rozmaitych osadów piaszczystych z fauną w okolicach Rakowa, Życin i Chańczy (Kowalewski 1930, 1957a), które wskazują, iż w dolnym opolu lokalnie przed rozpoczęciem sedymentacji osadów litotamniowych dochodziło do przerobienia nagromadzonych miejscami starszych zwietrzelin (osady poziomu podlitotamniowego *sensu* Kowalewski 1930).

### *Facja piaszczysto-organodetrytyczna*

Utworami facji piaszczysto-organodetrytycznej na obszarze południowych partii prawie całego Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego są dość zmienne litologicznie, choć monotonne osady określane ostatnio mianem „sarmatu detrytycznego” (por. Czarnocki 1950, 1953; Kowalewski 1957a, b, 1958; Pawłowski 1965a, b; Pawłowska 1965a; Rutkowski 1966, 1969; Łuczowska & Rutkowski 1969). Wśród osadów tych dominują detrytyczne wapienie o frakcji psefitowej lub psammitowej (kalcyrudyty i kalkarenity), bądź też silnie wapniste piaskowce lub mułowce kwarcowe, przy czym oba typy tworzą często wzajemne przewarstwienia. Materiałem detrytycznym w wapieniach są głównie okruchy litotamni bądź silnie obtoczone małe ich kolonie, a także skorupy małży (głównie ostryg), mszywioły i podrzędne serpule. Dla uproszczenia osady te określane będą dalej ogólnie jako piaszczysto-organodetrytyczne.

W obrębie rozważanych osadów indywidualizuje się (por. Pawłowski 1965a, b; Rutkowski 1966, 1969) wyraźny pakiet zawierający jedną wielką ławicę, o miąższości sięgającej 8—10 metrów (Rutkowski, 1969, podaje nawet 12—13 m) i warstwowaną przekątnie ku południowi. Pakiet ten dominuje wśród rozważanych osadów i posiada znaczne rozprzestrzenienie regionalne, pojawiając się w okolicach Gnojna-Skadli i Gorzakwi tuż przed strefą zatok na zachodzie i ciągnie się jednolitym pasem o szerokości dochodzącej do kilku kilometrów, poprzez Szydłów po okolice Kurozwek, gdzie zanika pojawiając się powtórnie na stosunkowo mniejszym obszarze pomiędzy Smerdyną i Bukową i wreszcie — w drobnym płacie koło Dmosic na południe od Klimontowa (por. Czarnocki 1950, 1953; oraz fig. 1 niniejszej pracy). Pierwszy odcinek tych utworów posiada zatem długość ok. 25 km, podczas gdy drugi — niecałe 10 km. Litologicznie podobne wykształcenie mają osady „sarmatu” na obszarze Zatoki Opatowskiej (por. fig. 1), gdzie są one jednak bardziej piaszczyste (kwarcowe), zaś pakiet z wielką ławicą warstwowaną przekątnie nie indywidualizuje się (por. Kowalewski 1957b, Pawłowska 1965b, Rutkowski 1969).

Rozważane osady stały się przedmiotem dokładniejszych badań litologicznych i sedymentologicznych dopiero w ostatnim dziesięcioleciu

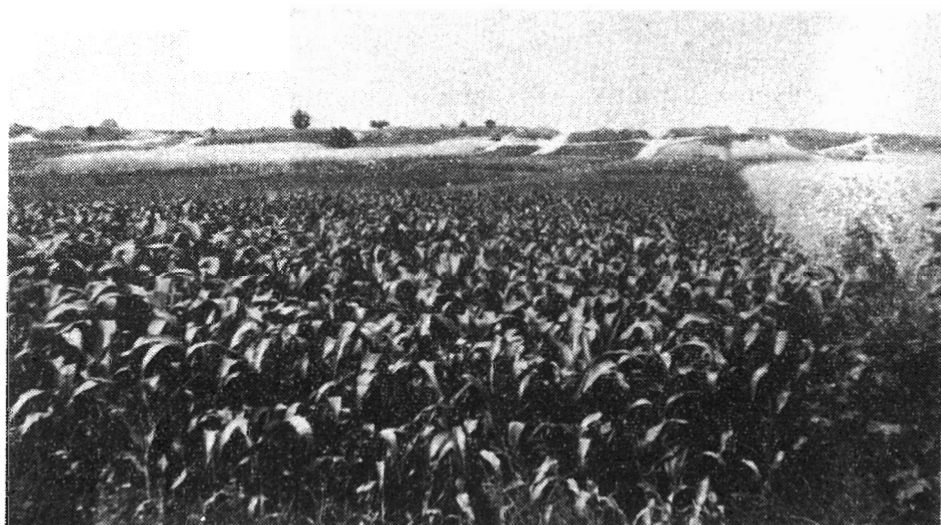


Fig. 11

Południowy (dystalny) kraniec litoralnej platformy akumulacyjnej zbudowanej z osadów piaszczysto-organodetrytycznych tortonu, zaznaczający się w morfologii pomiędzy Smerdyną a Wiązownicą

Southern margin of the Tortonian littoral accumulation platform (organodetrital sandstones and limestones), pronouncedly marked in morphology between Smerdyna and Wiązownica (cf. Text-figs 12 and 13C)

(Mycielska-Dowgiałło 1965; Pawłowski 1965a, b; Pawłowska 1965a; Rutkowski 1966, 1969). Ogólnie biorąc, dotychczasowi autorzy osady te uważali za rezultat redepozycji i niszczenia materiału tortońskiego w morzu sarmackim. Nie wnikając w mniej istotne aspekty dyskusji nad tymi poglądami<sup>9</sup> stwierdzić należy, że dotychczasowy stan znajomości rozważanych osadów zezwala na przedstawienie odmiennej ich interpretacji wiekowej i sedymentologicznej.

<sup>9</sup> Wymienić tu można na przykład, że stanowisku rozważanych osadów w Smerdynie E. Mycielska-Dowgiałło (1965) przypisywała wiek tortonu górnego (grabowu), jakkolwiek zdanie to wypowiadała w trybie nieco przypuszczającym i w kontekście rozważań o faunie z pogranicza tortonu i sarmatu (przy objaśnieniu fot. 2 używając zresztą wyłącznie określenia „zlepienie sarmackie”). Argumenty faunistyczne podane przez tę autorkę są jednak mało przekonujące, gdyż przegrzebek *Chlamys gloria-maris* (Dubois) uznany przez nią za charakterystyczny dla grabowu nie posiada niczłety takiego znaczenia. Zdaniem W. Kracha (1958) jest to gatunek charakterystyczny wyłącznie dla opolu (dolnego); istnieją zresztą uzasadnione wątpliwości co do jego odrębności w stosunku do *Chlamys multistriata* (Poli) żyjącego do dnia dzisiejszego (vide Krach 1957).

J. Samsonowicz (1930) uważał z kolei osady te za torton dolny (odpowiadający w podziale przyjętym w niniejszej pracy dolnemu opolowi), lecz wychodził z błędnego uznania niższości rozważanych osadów w stosunku do wapieni litotamniowych Wiązownicy (Wroniej Góry). Warstwowanie przekątne tych osadów J. Samsonowicz, podobnie jak J. Czarnocki i K. Kowalewski, interpretował zresztą jako upad tektoniczny związany z obecnością fleksury na brzegu zapadliska przedkarpackiego; błąd ten bywał także i później powtarzany (Bolewski 1939).

Rozpatrując regionalne rozprzestrzenienie omawianych osadów stwierdzić należy, że obszar ich występowania (fig. 1) odpowiada, ogólnie biorąc, obszarowi ich pierwotnego rozprzestrzenienia w morzu mioceńskim. Pakiet z ławicą warstwowaną przekątnie, stanowiącą jakby osnowę tych utworów, indywidualizuje się bowiem od północnej swojej granicy (w znaczeniu takim, jak przyjęto na mapach: — Czarnocki 1950, 1953) stopniowo, zwiększając przy tym miąższość i stałość kierunku i kąta warstwowania przekątnego, aby wreszcie osiągnąć najbardziej charakterystyczne rysy przy południowej granicy wychodni. W tych ostatnich miejscach zaznacza się on niejednokrotnie bardzo wyraźnym progiem w morfologii, który szczególnie dobrze jest widoczny na obszarze pomiędzy Smerdyną i Wiązownicą (fig. 11). Poniżej progu występują w zasadzie ilaste facje miocenu, zaś osady innych facji (dolny torton na mapach Czarnockiego 1950, 1953) pojawiają się tylko lokalnie w okolicach Staszowa oraz w omówionych poprzednio (wapienie litotamniowe) okolicach Wiązownicy. Nachylenie progu jest zgodne z kątem warstwowania przekątnego głównego pakietu (*vide* fig. 12), co wraz ze stałością przebiegu krawędzi wzdłuż tego pakietu oraz brakiem śladów erozyjnego usuwania pa-



Fig. 12

Odsłonięcie osadów piaszczysto-organodetrytycznych tortonu w obrębie litoralnej platformy akumulacyjnej; kamieniołom w Smerdynie. Widoczne wielkoskalowe warstwowanie przekątne w obrębie jednej, ok. 8-10-metrowej ławicy

Large-scale diagonal bedding within the Tortonian littoral accumulation platform (organodetrital sandstones and limestones) at Smerdyna (cf. Text-fig. 13C)

kietu bardziej ku południowi upoważnia do wniosku, że południowa granica pakietu jest w ogólnych rysach granicą sedymentacyjną; podobny wniosek wypowiedała już zresztą wcześniej E. Mycielska-Dowgiałło (1965). Granica północna pakietu przebiega mało wyraźnie wzdłuż wychodni osadów facji litotamniowej bądź piaszczystej dolnego opolu, i również nie jest komplikowana przez erozyjne ostańce położone bardziej ku północy. Można zatem przyjąć, choć w sposób mniej oczywisty (*vide* dyskusja dalej), że także i północna granica rozważanych osadów odpowiada w ogólnym zarysie granicy rozprzestrzeniania tych osadów w morzu mioceńskim. Przestrzennie zatem rozpatrując sytuację rozważanych osadów widać, że mają one charakter rozległej ławicy, która stopniowo ku południowi zyskiwała na miąższości i indywidualizacji i która zajęła w obrazie paleogeograficznym określone miejsce, sytuując się w pewnej odległości od brzegu, mniej więcej równoległe do ogólnego przebiegu Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego (*vide* fig. 1). Powyższe cechy zezwalają autorowi na wysunięcie wniosku, że rozpatrywane osady stanowią nasyp typu litoralnego ciągnący się mniej więcej równoległe do linii brzegowej. Nasyp ten zatem ma charakter litoralnej platformy akumulacyjnej składanej poniżej platformy abrazyjnej, skąd wymiatany był materiał ku głębszej części zbiornika (*por.* fig. 12), a kończącej się rozbudowanym ku południowi skłonem (*por.* fig. 11), który wyznacza strefę maksymalnego roznoszenia abraowanego na północy materiału. Warunki prowadzące do powstania tej platformy rozpatrzone będą dokładniej w dalszej części pracy (*por.* fig. 13), po przeprowadzeniu dyskusji nad wiekiem budujących ją osadów.

Sarmacki wiek osadów rozpatrywanej platformy akumulacyjnej nie wynika bowiem w sposób przekonywający z przedstawionych dotąd w literaturze argumentów. Wątpliwości budzą bowiem nie tylko przesłanki sedymentologiczno-facjalne i ogólne wyobrażenia paleogeograficzne, lecz przede wszystkim — przesłanki faunistyczne.

Przy określaniu sarmackiego wieku omawianych osadów opierano się głównie na obecności w nim odmiennego zespołu faunistycznego głównie mięczaków, który obejmuje formy tortońskie oraz specyficzne formy charakterystyczne dla obszaru Wołynia. Elementy tortońskie w osadach tych uważano wzorem S. Kontkiewicza za znajdujące się na złożu wtórnym, zaś wołyńskie utożsamiano z charakterystycznymi bądź przewodnimi dla piętra sarmackiego. Poglądy takie w latach, gdy osady te stały się przedmiotem dokładniejszego zainteresowania, prezentował przede wszystkim K. Kowalewski (*vide* np. 1918, 1929, 1930), zaś w ostrożniejszej formie uznawał je także W. Friedberg (1931, 1933, 1936a) i J. Czarnocki (*vide* 1935), a dla akwenu Zatoki Opatońskiej — również J. Samsonowicz (1934).

Dowodem wtórnego złoża fauny tortońskiej miało być jej ogładzenie czy też obtoczenie, podobnie zresztą jak litotamni. Zdaniem autora, kryterium to jest zawodne, gdyż wskazuje wyłącznie na działalność czynników hydrodynamicznych, która mogła mieć miejsce w tym samym środowisku, bezpośrednio po okresie życia poszczególnych organizmów (litotamni, mięczaków). Wskazać można, że wśród oczywi-

stych stanowisk tortońskich, np. w Korytnicy znajduje się wiele muszli zniszczonych w ten sposób (i to zarówno wśród form bardzo dużych, żyjących wśród rumowisk litoralnych, jak i też wśród form mniejszych na obszarze sedymentacji ilów), najprawdopodobniej w wyniku dłuższej niedepozycji i tym samym dłuższego spoczywania pustych muszli na dnie morza (por. Radwański 1969, s. 101—103). W Nawodzicach z kolei gorzej zachowane są elementy typu brakicznego, które przeszły dłuższy transport, a te właśnie elementy, jak przedstawiono poprzednio (Bałuk & Radwański 1968), mają charakter przypominający sarmacki. W przypadku rozważanych osadów uznawanych za sarmackie, obciążenie spowodowane czynnikami działającymi w środowisku litoralnym jest rzeczą zupełnie naturalną; z zestawienia W. Friedberga (1933) dla fauny Chmielnika (Lubani) wynika też zresztą dobitnie, że objęło ono nie tylko formy tortońskie, ale również „sarmackie”.

Elementy „sarmackie” w omawianych zespołach reprezentowane są przez gatunki ustanowione przez E. Eichwalda, A. Andrzejowskiego, F. Dubois de Montpéreux, V. Hilbera bądź W. Friedberga dla form charakterystycznych dla obszaru Wołynia. Zdaniem autora, jeśli nawet występują one wyłącznie w utworach rzeczywistego sarmatu na Wołyniu, to nie sposób w chwili obecnej stwierdzić, jaki wpływ na ich indywidualizację miało odmienne środowisko (mniej zasolone z przejściem do brakicznego, płytkowodność i piaszczystość dna) i różnice zoogeograficzne, a jakie rzeczywista odrębność stratygraficzna w stosunku do tortonu. Istotnym jest, co podkreślał już W. Friedberg (1933), że elementy brakiczne o charakterze sarmackim pojawiają się niejednokrotnie w polskim tortonie. Charakterystyczne są one szczególnie dla utworów związanych z sedymentacją materiału burowęglowego — np. w okolicach Tarnobrzega (Kowalewski 1966), w Przeciszowie k. Oświęcimia (Alexandrowicz & Krach 1963), w Niskowej (Bałuk 1970) oraz dla rozmaitych innych utworów przybrzeżnych — np. w Korytnicy (Radwański 1969, s. 90—100) oraz w Nawodzicach (*vide* także Bałuk & Radwański 1968). W przypadku rozważanych osadów detrytycznych szereg takich właśnie przyczyn (piaszczystość osadów, przynoszenie muszli ze środowisk przybrzeżnych o mniejszym zasoleniu) mogło decydować o obecności elementów uznawanych dotąd za „sarmackie”. Zwrócić można uwagę, że nie opisywano dawniej z terenu Polski ekstremalnie płytkomorskich osadów piaszczystych tortonu i ich fauny — stąd też mimo woli wszelkie porównania kierowały się w stronę Wołynia, gdzie szereg napotykanych u nas gatunków istotnie występuje w sarmacie. Udział takich gatunków w rozważanych osadach detrytycznych na południowych stokach Gór Świętokrzyskich, jak sądzić można z listy W. Friedberga (1933) dla Chmielnika (Lubani) oraz dla Dwikoż w Zatoce Opatowskiej, nie sięga zresztą połowy.

W świetle powyższych rozważań stwierdzić należy, że brak jest dotąd przekonujących dowodów sarmackiego wieku omawianych osadów. Wydaje się zresztą, że osady sarmatu strefy euksyńsko-kaspijskiej na tyle różnią się zupełnie odmiennymi typami faun mięczakowych, że można powątpiewać w ogóle w obecność rzeczywistego sarmatu w Polsce. Znamiennym w tym względzie jest pogląd E. Kojumdgiewej (1969), która w swej szczegółowej analizie sarmatu Paratetydy widzi zasięg utworów tego wieku od wschodu tylko po najbliższe okolice Lwowa.

Wątpliwości natury sedymentologicznej i paleogeograficznej odnośnie wieku rozważanych osadów sprowadzają się do trudności w znalezieniu czynników i czasu potrzebnych do zniszczenia niebagatelnej ilości osadów tortońskich, które miałyby być wraz z zawartą w nich dużą masą litotamnii oraz fauną głównym źródłem redeponowanego materiału. Jak wynika ze składu tej fauny oraz obecności litotamnii, musiałyby być to osady dolnotortońskie, głównie chyba tylko dolnoopolskie (na przykład



zawierające tzw. elementy korytnickie — *por.* Kowalewski 1929, 1930, 1957a, 1958). Dowodów znacznie większego rozprzestrzenienia w miocenie tych osadów oraz ich erozji jednak nie ma, zaś analiza utworów litoralnych na obszarze zatok prowadzi do wniosku, że przynajmniej na tym obszarze zasięg morza miocenijskiego nie przekraczał zbytnio dzisiejszego obszaru występowania jego osadów (*por.* Radwański 1969).

Przedstawione wątpliwości spowodowały, że autor rozpoczął poszukiwania źródła materiału detrytycznego dla rozważanych osadów w samym zbiorniku morza tortońskiego. Przyjęcie koncepcji litoralnej platformy akumulacyjnej tłumaczy zarówno jej ograniczone regionalne rozprzestrzenienie jak i pochodzenie budującego ją materiału<sup>10</sup>. Dokładniejsze w stratygrafii tortonu umiejscowienie procesów prowadzących do utworzenia tej platformy rozpatrzone będzie dalej.

Podkreślić tutaj natomiast można, że przedstawiona powyżej interpretacja dotyczy w zasadzie prawie całości utworów zaliczanych dotychczas do „sarmatu detrytycznego” na stokach Gór Świętokrzyskich; nie obejmuje ona tylko pojedynczych, lokalnych stanowisk o odmiennym wykształceniu osadów<sup>11</sup>.

### *Rozwój sedymentacji*

Rozpatrzona powyżej charakterystyka facjalna poszczególnych typów osadów zachowanych w strefach wychodni powierzchniowych oraz dotychczasowe dane uzyskane z materiałów wiertniczych (Kowalewski 1957b, 1958, 1966; Łuczowska 1964, 1967; Pawłowski 1965a, c; Pawłowska 1965a; Pawłowski, Pawłowska & Kubica 1965; Błaszak 1965; Krach 1967a, 1971) zezwalają na przedstawienie w zasadniczych rysach rozwoju transgresji dolnego tortonu na obszarze całego Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego oraz nawiązanie tych procesów do zachodzących równocześnie na obszarze Zatoki Opatowskiej.

Transgresja dolnego tortonu w południowej części antyklinalium klimontowskiego, wzdłuż którego uformowało się Wybrzeże Rakowsko-Klimontowskie, wkroczyła na teren znacznie wyrównany i pokryty mniej lub bardziej wyraźnym płaszczem starszych zwietrzelin lądowych. Zwie-

<sup>10</sup> Podobną interpretację rozważanych osadów uzasadniał w dyskusji z autorem także prof. dr S. Dżułyński. W odniesieniu do zbiornika „sarmackiego” zbliżone były też sugestie J. Rutkowskiego (1966, 1969), a do górnortońskiego — E. Mycielskiej-Dowgiatło (1965).

<sup>11</sup> Takim stanowiskiem są np. tzw. żwirry kwarcowe w Busku (*vide* Kowalewski 1929, Czarnocki & Kowalewski 1930) zawierające liczną obtoczoną faunę tortońską, a których wiek obejmuje jakiś krótki zapewne epizod w obrębie długiego odcinka czasowego torton-preglacjał. Podobne stanowisko piasków z redeponowaną fauną tortońską w Garbatowicach k. Pińczowa jest ostatnio interpretowane jako plejstoceńskie (Krach 1967b). Taki też zresztą wiek był dawniej (Michalski, Kontkiewicz) przypisywany żwirom z Buska, a w formie przypuszczającej — uznawany również przez W. Friedberga (1931).

trzeliny te, pochodzące w głównej masie z drobnoklastycznych osadów kambru, zaznaczały się w sedimentacji tortonu przez cały dolny opół stając się źródłem materiału klastycznego dla tworzących się osadów morskich. Bardziej śmiałe formy morfologiczne znajdowały się zapewne tylko na obszarze wychodni węglanowych skał dewonu (Jurkowice). O istnieniu wówczas także szeregu mniejszych wyniosłości sądzić można ze składu żwirów w osadach dolnego opołu, wśród których znajduje się większe otoczaki piaskowców kwarcytowych bądź kwarcytów przypominających utwory kambru środkowego. Tego wieku utwory mogły w czasie transgresji dolnego tortonu być jeszcze zachowane w jądrach drobnych podrzędnych synklin na obszarze antyklinorium klimontowskiego, podobnie jak do dziś zachowały się w postaci inwersyjnego Pasma Wygiełzowskiego (por. Orłowski 1971, fig. 1—2). Samo zresztą Pasma Wygiełzowskie stanowić mogło wówczas fragment strefy brzegowej morza dolnotortońskiego (por. fig. 1 w niniejszej pracy, oraz Orłowski 1971, fig. 1). Rozległą, lecz zapewne słabo zróżnicowaną wyniosłość stanowił również wtedy garb kotusowski (por. Czarnocki 1950, 1953).

Wkraczające od południa morze dolnego tortonu zapewne szybko posuwało się ku północy, tworząc najczęściej płaskie wybrzeża piaszczyste o charakterze rozległych plaż (wybrzeża typu retrogradacyjnego *sensu* Valentin 1952). W obrębie przybrzeża dochodziło do bardziej stałej akumulacji materiału, który zachował się do dzisiaj w strefie zasięgu wychodni (*vide* fig. 1), podczas gdy wzdłuż brzegu musiały tworzyć się plaże i rozlewiska o małej trwałości osadów, silnie uzależnione od zmiennych warunków hydrodynamicznych, które prócz przybojów i wezbrań sztormowych mogły także być wywołane pływami. O takim wykształceniu strefy brzegowej mówią elementy faunistyczne o charakterze brakicznym namiecione na obszar formujących się osadów bliższego przybrzeża (*vide* profil Nawodzie), a nie donoszone w strefy dalsze (Świniary). Linia brzegowa musiała mieć zatem wówczas bardzo urozmaicony i zmienny w czasie przebieg. Maksymalny zasięg morza ku północy i przypuszczalny przebieg linii brzegowej można upatrywać mniej więcej wzdłuż linii Raków-Szczeglice-Konary-Kurów. Ten ostatni odcinek można już uważać za należący do wyraźnie zaznaczającego się obszaru wyniesionego, ciągnącego się dalej ku wschodowi na linii Kleczanów-Rożki-Sandomierz (obszar wychodni bardziej odpornych skał kambru środkowego i górnego oraz dolnego ordowiku — por. Czarnocki 1950, 1953; Orłowski 1971), a który oddzielał akwen Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego od Zatoki Opатовskiej (grzbiet Kurów-Sandomierz, *vide* fig. 1 oraz 6A). Jak wskazuje wykształcenie osadów w drobnych ostańcach erozyjnych zachowanych po południowej stronie tego ostatniego grzbietu (Góry Pęczowskie, Zakrzów, Wilkowice), sedimentacja rozpoczęła się na nim w końcowym etapie składowania głównej masy osadów piaszczystych, i wyraziła się tylko wapieniami litotamniowymi z gruzem terrygenicznym w spagu. W pierwszej

fazie formowania zbiornika grzbiet Kurów-Sandomierz musiał zatem stanowić wyraźną barierę, być może już nawet zalewaną przez wody, ale z której większość materiału była wynoszona (*vide* fig. 6A oraz Radwański 1970, fig. 2). Grzbiet ten zaznaczyć się zresztą musiał także w dalszym etapie rozwoju basenu, gdyż indywidualność Zatoki Opatowskiej utrzymała się aż do okresu rozwoju schyłkowych facji morza miocenijskiego na tym terenie.

Warunki środowiskowe w ukształtowanym wzdłuż Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego basenie morskim uzależnione były zarówno od starszej morfologii i obecności lądowych zwierzelin, jak i od ukształtowanego w tych realiach układu warunków hydrodynamicznych. Suma wszystkich tych czynników prowadziła do wykształcenia się dwóch podstawowych typów facji — piaszczystej i litotamniowej, które dominowały na całym badanym obszarze przez znaczną część dolnego opolu.

Facja piaszczysta, zindywidualizowana wyraźniej mniej więcej w środkowej części wybrzeża zawdzięczała swój rozwój obecności większej ilości piaszczystych zwierzelin, które być może przedstawiają sobą przerobiony materiał rzeczny, który ewentualnie mógł być dalej donoszony już w czasie ukształtowania się zbiornika morskiego. Podobne sugestie w tym zakresie wysuwane były zresztą już dawniej (Pawłowski 1965c). W rozwoju tej facji na podkreślenie zasługują dwa momenty. Pierwszy — to ukształtowanie się na obszarze akumulacji materiału piaszczystego nadzwyczaj dogodnych warunków życiowych dla przedstawicieli licznych i bardzo różnorodnych grup faunistycznych stanowiących o wyjątkowej dla paleontologicznych badań polskiego miocenu wartości szeregu profilów (Nawodzice, Rybnica, Świniany). Drugi — to obecność miejscami w spągu tej właśnie facji osadów burowęglowych (*por.* Kowalewski 1957b, 1966; Pawłowski 1965a; Pawłowska 1965a; Pawłowski, Pawłowska & Kubica 1965), których brakuje w przypadku rozwijania się z chwilą transgresji osadów marglistych lub litotamniowych (*por.* Krach 1967a). W świetle stosunków panujących na obszarze Zatoki Opatowskiej (*por.* Kowalewski 1957b, 1966) oraz poprzednio przedstawionej argumentacji (*por.* także Radwański 1967) fakt ten uznać należy za nie przypadkowy, lecz wynikający z charakteru warunków nagromadzenia się takich osadów. Wszystkie one wydają się bowiem być pochodzenia allochtonicznego, przy czym materiał burowęglowy albo przynoszony był przez te same rzeki, które potem dostarczały czysty materiał piaszczysty, albo roznoszony on był z nadbrzeżnych zarośli (przypuszczalnie o charakterze bagien nadmorskich) przez te same czynniki, które prowadziły także do roznoszenia na większe obszary fluwialnego materiału piaszczystego już w samym morzu. W nawiązaniu do poprzednich dyskusji (Krach 1962, 1967a, 1971; Alexandrowicz & Krach 1963; Radwański 1967, 1969; Bałuk 1970) podkreślić też należy, że nie ma jakichkolwiek przesłanek pozwalających uznawać rozważane osady burowęglowe za starsze od tortonu.

Lokalne występowanie tych utworów na omawianym obszarze jest natomiast zdaniem autora wyłącznie wynikiem przedstawionych przyczyn paleogeograficznych, a nie zaś erozją szerszej uprzednio rozprzestrzenionych osadów, jak to się nieraz dotychczas przyjmuje (*vide* Krach 1967a). Zanik dostaw fluwialnego materiału burowęglowego w późniejszym etapie rozwoju zbiornika tortońskiego wiązać należy najprawdopodobniej ze zmianą warunków na otaczającym lądzie; jako przyczynę wskazać można by tutaj na przykład zmniejszenie siły nośnej rzek i tym samym erozji na lądzie w wyniku podniesienia bazy erozyjnej rzek w związku z transgresją, oraz ewentualnie — zmianę warunków klimatycznych, prowadzącą m.in. do silniejszego rozkładu substancji roślinnej na lądzie.

Facja piaszczysta na obszarze Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego rozwijała się równocześnie z facją litotamniową, powodując miejscami także powstanie mieszanego typu osadów. O ile obie te zasadnicze facje na ogół dość wyraźnie indywidualizują się nie tylko obocznie, lecz także w pionie, co wskazuje na długotrwałość utrzymania się podobnych warunków środowiskowych na tym samym terenie, to są jednak także miejsca wykazujące ich pionowe następstwo. Lokalnie mianowicie piaski pojawiają się w spągu osadów litotamniowych (Raków, Życiny, Chańcza), lub odwrotnie — osady litotamniowe poniżej piasków, np. w Rybnicy (Kowalewski 1950) oraz Świniarach (wg danych Błaszak 1965; dane zawarte w innych pracach są rozbieżne — *por.* Kowalewski 1929, 1957a, b, 1958; Pawłowski 1965a, c). Opierając się na dotychczasowych danych z materiałów wiertniczych (głównie Pawłowski 1965a, Kowalewski 1966, Krach 1971 i innych wymienionych na wstępie niniejszego rozdziału) stwierdzić można, że obie te facje w skali ogólnej wykazują znamienne kompensacje zarówno pod względem rozprzestrzenienia jak i miąższości osadów. Zależność taka może tylko potwierdzać pogląd o równowiekowości tych facji, co już sugerowano poprzednio (Pawłowski 1965a, Pawłowska 1965a).

W nawiązaniu do obserwacji poszczególnych profilów omówionych poprzednio oraz przeprowadzonej tam interpretacji warunków facjalnych, obraz powyższy jest zupełnie prosty, choć znacznie odbiegający od wyobrażeń dotychczasowych (ukształtowanych przede wszystkim przez K. Kowalewskiego), które w osadach facji piaszczystej widziały inny wiek (warstwy baranowskie, poziom nadlitotamniowy, torton górny, a nawet sarmat), przynależność do nowej transgresji morskiej (po okresie niszczenia w warunkach lądowych) i innej prowincji paleogeograficznej oraz zoogeograficznej. Krótką kontrargumentację w stosunku do wymienionych poglądów, nie przez wszystkich zresztą autorów opierających się na pracach K. Kowalewskiego jednakowo ujmowanych, można przedstawić jak następuje.

Jak rozpatrzono poprzednio, rozwój litotamni w omawianym obszarze odbywał się w różnych okresach rozwoju facji piaszczystej i zachodził z różną intensywnością. Sam zatem fakt pojawienia się osadów piasz-

czystych nie może służyć jako kryterium ich pozycji stratygraficznej (czyli przynależności do poziomu pod-luź nadlitotamniowego).

Dowodów dynamicznych nowej transgresji morskiej nie ma niestety w żadnym profilu, przez co wypowiedane w tej sprawie przekonania pozostają bez pokrycia w istniejącej realnie sytuacji terenowej. Spośród przekonań takich można dla przykładu przytoczyć jeden — mówiący o wynurzeniu wapieni litotamniowych, ich rozcięciu i wypełnieniu powstałych po fazie orogenicznej obniżen erozyjnych przez piaski „baranowskie” (Mycielska-Dowgiałło 1965).

Pogląd o młodszym w stosunku do poziomu litotamniowego wieku fauny „scissusowej” opiera się na przekonaniu o istnieniu na rozważanym obszarze nowej transgresji, po-litotamniowej. Z samej bowiem analizy fauny przegrzebków i ich „scissusowego” zespołu wiek taki (tzn. podolnoopolski) nie wynika. Można tu zresztą zwrócić uwagę, że wartość stratygraficzna przegrzebków w obrębie samego miocenu nie jest zbyt wielka, gdyż wiele gatunków jest dość długowiecznych, a nawet żyjących do dnia dzisiejszego (por. Krach 1957, Csepreghy-Meznerics 1966). Wartość ich przy korelacjach litostratygraficznych, jest niestety też niewielka, o czym dobitnie przekonują podawane przez różnych autorów zasięgi poszczególnych gatunków w obrębie tortonu (por. Kowalewski 1957a; Krach 1958, tab. 1; Vialov 1965, tab. 8; Csepreghy-Meznerics 1966). Przegrzebki jako bentos mobilny zależały od facji niewątpliwie w stopniu nie mniejszym niż takie daleko bardziej swobodnie poruszające się zwierzęta jak amonity (por. Ziegler 1963, 1967) lub nosiciele konodontów (por. Seddon & Sweet 1971).

Pogląd o przynależności do „wschodniej” prowincji zoogeograficznej (Kowalewski 1950, 1957a, b, 1958) wynikał oczywiście częściowo z przyjmowania nowej transgresji. Być może, pogląd o posuwaniu się od wschodu tej nowej transgresji miałby uzasadnienie, gdyby dowody takiej transgresji istniały i gdyby pojęcie „elementów wschodnich” nie było nadzwyczaj względnym. Gdyby bowiem fauna piasków z Oleska i Podhorzec na Podolu, na podobieństwa do której powoływano się tutaj (*vide* Bałuk & Radwański 1968), nie została opracowana wcześniej, zanim rozpoznano profile Rybnicy i Świniar, lecz później — to z pewnością nie tylko nie mówiono by na rozważanym obszarze o takich elementach, lecz przeciwnie — w wymienionych profilach Podola widziano by wyłącznie udział elementów świętokrzyskich, a więc zachodnich.

Zwrócić można w końcu także uwagę, że wyłączenie osadów całej „facji rybnickiej” oraz „scissusowej” K. Kowalewskiego (1957a, b, 1958, 1966) z jego poziomu baranowskiego (nadlitotamniowego w podziale przyjętym w niniejszej pracy), prowadzi do przejrzystego układu stosunków facjalnych w obrębie poziomu nadlitotamniowego. Istotnie zresztą, w profilach gdzie widoczna jest superpozycja osadów tego poziomu w stosunku do poziomu litotamniowego, są to osady marglisto-ilaste, czasem mułow-

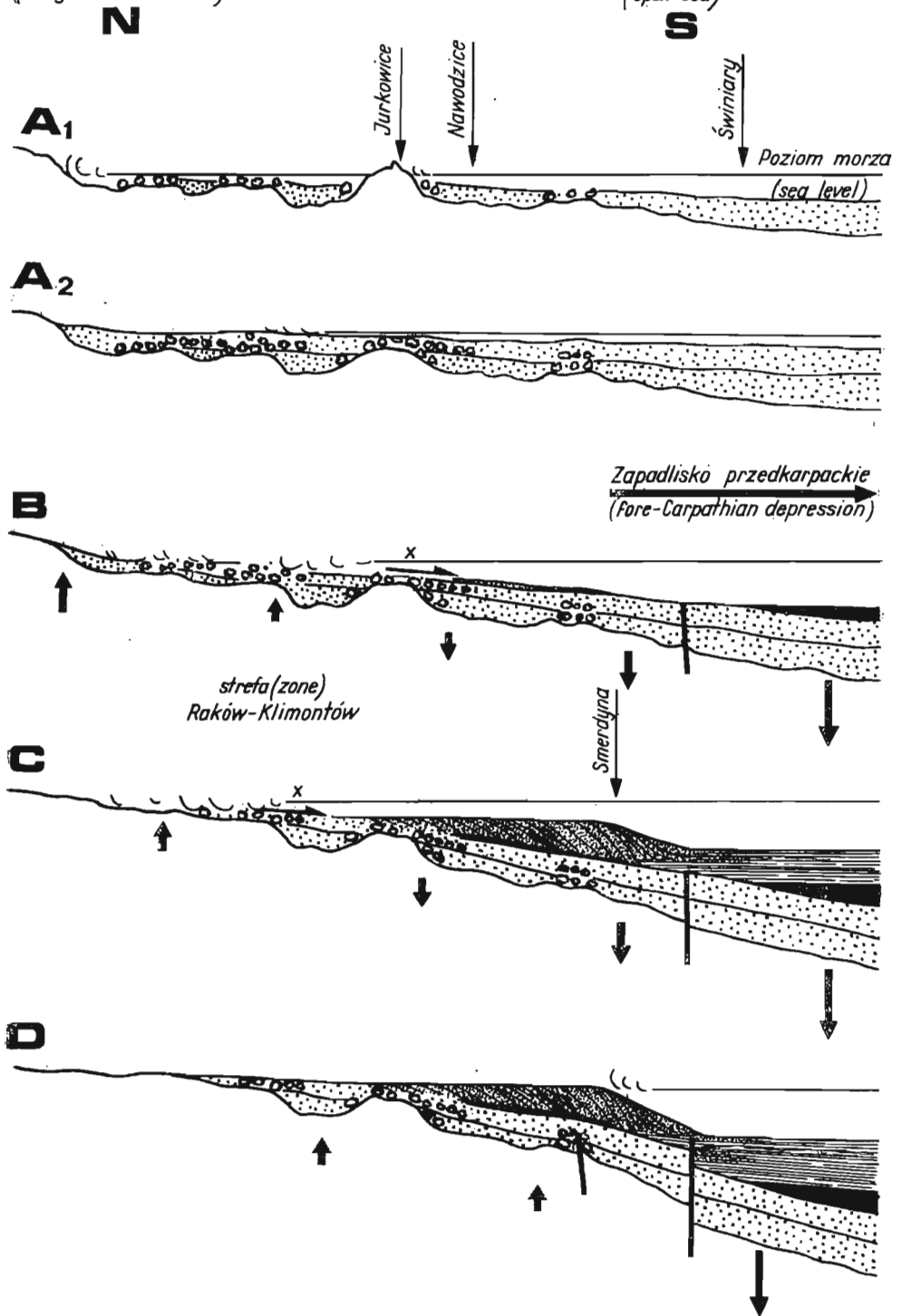
cowe z fauną przegrzebków typu „denudatowego” bądź też „scissusowego”, osiągające wszędzie nieznaczną miąższość. Przy takiej korekcie wyjaśniają się wieloletnie trudności przy interpretacji stratygraficznej „warstw baranowskich” wyróżnianych w ujęciu J. Czarnockiego i K. Kowalewskiego (*vide* dyskusja *in*: Czarnocki 1935; Friedberg 1936a; Krach 1947, 1962), a które w rzeczywistości obejmowały, zdaniem autora, prócz osadów poziomu nadlitotamniowego także osady reprezentujące opól dolny.

Czysta facja litotamniowa wzdłuż Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego rozwijała się w miejscach słabszych dostaw materiału piaszczystego, miejscami w warunkach płytszych i o lepszej cyrkulacji wód wpływającej na dogodniejsze warunki rozwoju krasnorostów (*por.* Pawłowski 1965a). Zależności te dobrze są widoczne w sąsiedztwie klifowego wybrzeża Jurkowic, w którego stronę niżej stopniowo materiał piaszczysty, zaś przy samym klifie litotamnia stają się dominującym składnikiem osadów. Sytuacja jest tu zatem podobna do istniejącej w strefie zatok na zachodzie, gdzie litotamnia niejednokrotnie zasiedlały skaliste progi podmorskie (np. w obrębie grzbietu Chomentowa, w Lubani), lub płytsze partie zatok (*por.* Radwański 1969). Obszar głównego pasa wychodni osadów facji litotamniowej wzdłuż rozważanego wybrzeża odpowiada temu ostatniemu przypadkowi — płytkiej zatoki, częściowo zapiaszczonej, jaką jest w całości Zatoka Pierzchnicka, a która zresztą łączy się bezpośrednio z tym pasem (*por.* Radwański 1969, fig. 14 i 37 oraz fig. 1 i 13A w niniejszej pracy).

Rozważane dwie zasadnicze facje — piaszczysta i litotamniowa, obejmujące różne typy osadów, ale w obrębie których zaznacza się zawsze wyraźny wpływ procesów bardzo płytkomorskich, nieraz abrazyjnych, są zatem zdaniem autora związane z warunkami zaistniałymi podczas transgresji morza dolnego opołu. W trakcie postępującej sedymentacji warunki te utrzymywały się w zasadniczych rysach przez dłuższy czas, a nieznaczące zmiany wywołane były bądź abrazyjnym niszczeniem niektórych wyniosłości dna, bądź następującym stopniowym spływaniem akwenu przez wypełnianie go osadami (*vide* fig. 13A). W obrębie tak rozumianego dolnego opołu nie da się już przeprowadzić dokładniejszego podziału stratygraficznego, gdyż poszczególne ogniwa litologiczne (piaszczyste lub litotamniowe) w zależności od wymienionych przyczyn mogły zajmować w poszczególnych obszarach różne następstwo w pionie (fig. 13A). Dla ułatwienia nawiązania do dotychczasowego podziału dolnego opołu na dwa poziomy (podlitotamniowy i litotamniowy), na schematycznym obrazie rozwoju sedymentacji (fig. 13) zaznaczono dwa niejako osobne etapy ( $A_1$  oraz  $A_2$ ), które różnią się od siebie w zasadzie tylko wskazanymi powyżej lokalnymi zmianami układu obu zasadniczych facji przy postępującej równomiernie subsydencji. Drobne różnice w wykształceniu

Wybrzeże świętokrzyskie  
(Holy Cross shores)

Strefa morza otwartego  
(Open sea)



osadów obu tych etapów spowodowane zostały wzmożeniem aktywności czynników hydrodynamicznych w etapie  $A_2$  (vide zespół 3 w profilu Świniar oraz 3 i 4 w profilu Nawodzie na fig. 6B).

W obrębie tak rozumianego zbiornika dolnego opolu, niewielkie zmiany facji, choć połączone z większymi zmianami zawartymi w nich zespołu organicznego wywołane były także zmianami batymetrycznymi, jak to przedstawiono dla stanowisk Nawodzie, Rybnicy i Świniar (por. fig. 6 oraz 13). Zwrócić można uwagę, że przy takiej interpretacji staje się jasnym profil otworu Szczeka pod Staszowem (vide Kowalewski 1957a), w którym istnieje stopniowe następstwo, a więc ciągłość sedymentacji od osadów z fauną typu korytnickiego, charakterystyczną w zasadzie dla mo-

Fig. 13

Schematyczny obraz rozwoju strefy brzegowej tortonu południowo-wschodnich i wschodnich wybrzeży Gór Świętokrzyskich

$A_1$  oraz  $A_2$  — okres sedymentacji osadów piaszczystych (zakropkowane) i litotamniowych (schematycznie przedstawione kolonie litotamni) niższej ( $A_1$ ) oraz wyższej ( $A_2$ ) części dolnego opolu

B — okres początkowego dźwignia masywu świętokrzyskiego i narastania wybrzeży progradacyjnych oraz formowania się zapadliska przedkarpackiego znaczącego koniec akumulacji osadów górnego opolu (zaznaczonych na czarno)

C — okres względnego zahamowania dźwignia wybrzeży świętokrzyskich i ich stopniowa degradacja prowadząca do utworzenia litoralnej platformy akumulacyjnej na brzegu pogłębiającego się zapadliska przedkarpackiego stopniowo wypełnianego ilami na początku grabowu

D — okres zanikającego dźwignia wybrzeży świętokrzyskich i zakończenia akumulacji na ich obszarze; na obszarze zapadliska postępująca subsydencja umożliwia dalszą akumulację ilów grabowu

Wielkość strzałek odpowiada względnemu tempu ruchów pionowych

Idealized picture of development of the Tortonian littoral zone along the south-eastern and eastern slopes of the Holy Cross Mts

$A_1$  and  $A_2$  — sedimentation of sandy and lithothamnian deposits of the lowermost Tortonian (Lower Opolian)

B — uplift of the Holy Cross massif and emerging of the shores; on the other hand, formation of the fore-Carpathian depression in the upper part of the Lower Tortonian (Upper Opolian)

C — vanishing uplift of the Holy Cross shores and their gradual degradation — formation of the littoral accumulation platform at the margin of the subsiding fore-Carpathian depression being filled with clay deposits (lowermost Upper Tortonian)

D — final uplift of the Holy Cross shores and breaking of sedimentation in this area; in the fore-Carpathian depression successive deposition of clays during the progressing subsidence (Upper Tortonian)

Length of the arrows corresponds to relative rate of vertical displacements



rza nieco głębszego i dna ilastego (*por.* Radwański 1969), do osadów z fauną typu „baranowskiego”, a więc rozważanej płytszej facji piaszczystej; dotychczas profil ten, przy założeniu dwóch transgresji uważano za dyskusyjny (Kowalewski 1957a).

W dalszym rozwoju akwenu Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego obraz stosunków facjalnych zaczyna się komplikować. Fragmentaryczne osady górnego opolu występują bowiem tylko w południowej części regionu; są to osady nadlitolitamiowe w Wiązownicy (margliste ility z cienkimi przewarstwieniami wapieni i bentonitów), erwiliowe w Świniarach (zespół 4 w profilu na fig. 6B; *por.* Kowalewski 1929, Pawłowska 1965a, Pawłowski 1965c, Krach 1967b), w Rybnicy (*por.* Kowalewski 1950) oraz mniej wyraźne w Nawodzicach (?zespół 5 w profilu na fig. 6B). Zdaniem autora, osady te reprezentują facje z okresu stagnacji rozwoju basenu i wzrostu jego zasolenia aż do warunków hypersalinarnych (*por.* interpretacja warstwy erwiliowej *in* Radwański 1969), ale bez ewaporacji, a więc sedymentacji gipsów na tym obszarze. Może to być wynikiem lekkiego już dźwigania wybrzeży świętokrzyskich, w wyniku czego sedymentacja tych ogniw górnego opolu zachodziła tylko w południowej, a więc mniej dźwiganej części regionu (B na fig. 13)<sup>12</sup>. W tym mniej więcej okresie rozpoczęła się bardziej zasadnicza przebudowa basenu związana z silniejszymi ruchami tektonicznymi cokołu świętokrzyskiego. Prowadziła ona do dźwigania strefy wybrzeży z jednoczesnym obniżaniem obszarów bardziej południowych. W części dźwiganej, tworzącej wybrzeża progradacyjne (*sensu* Valentin 1952) rozpoczęła się abrazja poprzednio złożonych osadów dolnego opolu i stopniowe przemiatanie ich ku południowi (B na fig. 13). Dalsza intensyfikacja ruchów wznoszących prowadziła do niszczenia dużej ilości osadów dolnego opolu, a produkty przeróbki przenoszone były na skraj wznoszonej partii wybrzeża, prowadząc do stopniowego formowania się platformy akumulacyjnej. Mechanizm formowania się tej platformy był niewątpliwie bardzo podobny do istniejącego w czasie sedymentacji górnokredowych osadów piaszczystych Gór Stołowych (*por.* Jerzykiewicz 1966, fig. 1; 1968, fig. 3), na co zresztą już wcześniej zwrócono uwagę (Rutkowski 1969).

Indywidualizacja rozważanej platformy akumulacyjnej jest charakterystycznym rysem rozwoju znacznej części Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego, mającym swój ścisły odpowiednik także w akwencie Zatoki Opatowskiej (*por.* fig. 1). Główna masa osadów tej platformy ma charak-

<sup>12</sup> W profilach Nawodzie, Rybnicy i Świniar brak jest osadów typowych dla poziomu nadlitolitamiowego, który na obszarze dominującej facji piaszczystej nie jest reprezentowany przez odmienny typ osadu. Poziomowi temu odpowiada zapewne najwyższa część zespołów powstałych w wyniku silniejszej działalności czynników hydrodynamicznych (zespół 3 w profilu Świniar oraz zespół 3 i 4 w profilu Nawodzie na fig. 6B). Zmiana układu czynników hydrodynamicznych była zapewne wywołana właśnie wtedy rozpoczynającym się procesem dźwigania wybrzeży świętokrzyskich.

ter jednej wielkiej ławicy o stałym kierunku warstwowania przekątnego (por. fig. 13C—D oraz Pawłowski 1965a, b; Rutkowski 1966, 1969).

Północny (proksymalny) kraniec tej platformy od samego początku okresu jej formowania nie zaznaczał się w sposób wyraźny, co uwarunkowane było zmiennym rozkładem stref silniejszego niszczenia abrazyjnych osadów dolnego opolu oraz stref spokojniejszych, w których mogła zachodzić sedymentacja. Przyczyną takiego zmiennego układu stref o różnych warunkach hydrodynamicznych było zapewne longitudinalne zróżnicowanie ruchów pionowych wzdłuż wybrzeża. Z drugiej strony na charakter powstających tutaj osadów musiał mieć także wpływ stopień przeróbki oraz długość transportu przerabianych osadów. W jednych miejscach materiał był tylko lokalnie wzburzany i składany prawie *in situ*, w innych zaś — trafiając w drogi silniejszej cyrkulacji wód — wynoszony był na obszar platformy. Efektem takiego rozkładu lokalnych warunków jest częste upodabnianie się powstających osadów u północnych krańców platformy do dawniejszych osadów dolnego opolu (*vide* lewa strona rysunku na fig. 13B—C) i stopniowy zanik takiego podobieństwa ku południowi, w stronę stopniowo narastającej platformy, stale dobudowywanej przez osad podlegający, ogólnie biorąc, stopniowo coraz dłuższemu transportowi. Oczywiście w trakcie rozwoju platformy obszar tak zarysowanych warunków znamienych dla proksymalnego jej krańca stale przesuwał się ku północy, co zresztą było niewątpliwie połączone z niszczeniem coraz starszych osadów dolnego opolu (porównaj migrację obszaru jednakowych warunków hydrodynamicznych, oznaczonego *x* na fig. 13B oraz C) i wreszcie — całkowitym ich usuwaniu najdalej ku północy (*vide* lewa strona rysunku na fig. 13C oraz D). W tak przedstawionym układzie warunków środowiskowych jasnym staje się zarówno zmienność osadów (stopień obtoczenia, wielkość i selekcja materiału oraz jego warstwowanie) wzdłuż linii Raków-Chańcza-Osówka, jak i ich następstwo w pionie w poszczególnych stanowiskach wzdłuż tej linii (*vide* fig. 10; to samo dotyczy Zatoki Opatowskiej — por. profil we wsi Zagrody). Pojawienie się w osadach formującej się platformy elementów faunistycznych o charakterze brakicznym („sarmackim”) związane było z rozwojem lokalnych rozlewisk lagunowych wzdłuż ustawicznie zmieniającego się progradacyjnego wybrzeża na północnym brzegu basenu.

Stopniowy rozwój platformy uzależniony był od zmiennego tempa ruchów pionowych na brzegu cokołu świętokrzyskiego; samo zaś rozrastanie się platformy ku południowi wynikało z kompensacyjnego charakteru tych ruchów. Silniejszemu wznoszeniu strefy cokołu odpowiadało wtedy silniejsze pogrążanie obszaru południowego, znaczącego brzegi zapadliska przedkarpackiego. Efektem takich ruchów był wzrost gradientu morfologicznego na dnie morskim, umożliwiające stałe przenoszenie przerabianego materiału ku południowi i jego postępującą w tym właśnie kierunku akumulację.

Geograficzne rozprzestrzenienie rozważanej platformy akumulacyjnej i zmienność cech osadu w jej obrębie uzależnione było od ogólnych ram paleogeograficznych basenu. Platforma wykształciła się mianowicie tylko w strefie Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego, które łączyło się szerokim frontem ze strefą morza otwartego. W izolowanym akwenie Zatok Opatowskiej, mimo analogicznego typu osadów, brak jest wyraźnie zindywidualizowanej struktury (por. Samsonowicz 1934, Kowalewski 1957b, Rutkowski 1969). Nie ma jej zupełnie na obszarach rozczłonkowanych wybrzeży strefy zatok na zachodzie, co zresztą spowodowane było raczej wyłączeniem już wówczas tej strefy z obszaru dalszej sedymentacji, zapewne w wyniku podobnych ruchów wznoszących na tym obszarze (por. Radwański 1969).

Cechy strukturalne osadów platformy na zachodnim jej krańcu, blisko strefy zatok zmieniają się zresztą w sposób zastanawiający. Pojawiają się tu mianowicie ławice silniej piaszczyste (kwarcowe), choć często z grubszym materiałem klastycznym, a słabiej wyraźnym warstwowaniu przekątnym, w których maleje także nachylenie poszczególnych warstewek (por. Rutkowski 1969). Cechy te wskazują na zwiększanie się tutaj siły transportowej prądów, podobnie jak to odtworzono w warunkach laboratoryjnych (Jopling 1965). Pojawiające się jednocześnie najbardziej ku zachodowi (okolice Chmielnika-Lubania) ławice o zmiennym nachyleniu warstewek (także ku zachodowi) i żłobistym charakterze ich zespołów, wskazywać mogą na spływanie zbiornika (por. Jopling 1965), co dla tego obszaru sugerował już J. Rutkowski (1969). To ostatnie zjawisko zgadza się w przypadku Lubani także z sytuacją paleogeograficzną stanowiska, położonego blisko starszego brzegu o charakterze klifowym, który mógł wówczas być powtórnie wynurzany w wyniku ruchów wznoszących podłoża (por. Radwański 1969, s. 69). Wywołane tymi ruchami zmiany konfiguracji strefy brzegowej w pobliżu strefy zatok, tłumaczą zarówno spływanie basenu sedymentacyjnego jak i różnorodność efemerycznie tutaj powstających osadów (pominiętych dla uproszczenia obrazu na fig. 1; por. Czarnocki 1950, 1953).

Południowy (dystalny) kraniec platformy akumulacyjnej, dzięki istnjącemu, a nawet stopniowo wzrastającemu gradientowi morfologicznemu dna, stale zaznaczał się wyraźnie w podmorskiej morfologii. Zmienność względnego tempa ruchów pionowych powodowała, że w poszczególnych etapach rozwoju platformy mógł on mniej lub bardziej wyraźnie wkraczać na obszar sedymentacji ilów<sup>13</sup>. W rezultacie kontakt tych dwóch typów facjalnych — osadów platformy (facja piaszczysto-organodetrytyczna) i osadów facji ilastej — ma charakter wzajemnych zążeń (*vide*

<sup>13</sup> W niektórych miejscach sedymentacja ilów jeszcze nie następowała, dzięki czemu kraniec platformy utrzymywał się na obszarze rozwoju facji litotamniowej starszego opolu (Wiązownica).

fig. 13C—D), co było dotychczas powodem bardzo rozbieżnych opinii dotyczących następstwa tych facji w ogólnym profilu litostratygraficznym. Facje te uważano bowiem za pojawiające się w superpozycji, z ilastą w spągu (Kowalewski 1958, Pawłowski 1965), bądź określano ich wzajemny stosunek jako niejasny (Pawłowska 1965a), choć przedstawiano już i dawniej argumentację wskazującą na ich równoczesowość (Krach 1962, 1967a).

W świetle przedstawionej rekonstrukcji warunków hydrodynamicznych uznać należy, że facja piaszczysto-organodetrytyczna jest równowiekowa w stosunku do niższej części osadów facji ilastej<sup>14</sup>, co zresztą nie oznacza, że oba typy osadów powstawały na tym samym poziomie hipsometrycznym (batymetrycznym). Górna powierzchnia osadów ilastych znajdowała się bowiem zawsze w stosunku do równowiekowej powierzchni platformy akumulacyjnej o tyle niżej, ile wynosiła w danym momencie wysokość dystalnego krańca platformy (vide fig. 13C—D). Rozwój platformy został przerwany w pewnym momencie w wyniku zmiany układu kompensacyjnego ruchów tektonicznych na układ związany z silną subsydencją zapadliśka przedkarpackiego. Bez względu na to, czy ruchy wznoszące działały jeszcze wtedy na obszarze cokołu świętokrzyskiego, czy nie — ich względny efekt, dzięki silniejszej subsydencji zapadliśka, był taki, że wody zaczęły się wycofywać z obszaru platformy, która wreszcie znalazła się ponad ich zwierciadłem (fig. 13D). Przy tego typu kurczeniu się marginalnych partii zbiornika, dystalny kraniec platformy akumulacyjnej przynajmniej okresowo stawał się strefą brzegową cofającego się ku południowi morza. Słaba nawet wtedy działalność abrazyjna prowadzić mogła nie tylko do niszczenia krańcowych partii platformy, ale też do komplikacji obrazu kontaktu obu stykających się tutaj facji (piaszczysto-organodetrytycznej i ilastej). Ostatecznie wynoszona platforma już wówczas zaczęła zaznaczać się w morfologii lądowej i miejscami przetrwała w tej postaci do czasów dzisiejszych (fig. 11).

Z okresem schyłkowym rozwoju rozważanej platformy akumulacyjnej wiąże się pojawienie korytowatych rozmyć, w obrębie których pojawiają się drobnopiaszczyste lub mulaste i ilaste osady z grubszymi okruciami klastycznymi i szczątkami flory lądowej; osady te wykazują często żłobisty charakter zespołów skośnych (odsłonięcia na szczycie wzgórza z kotą 296 między Osówką i Szydłowem; znalezione przez doc. dr J. Rutkowskiego stanowisko w Skadli koło Chmielnika). Zdaniem autora, rozwój tych struktur i osadów związany jest z maksymalnym spłycaaniem pokrywy wodnej i częściowo już wynurzaniem platformy; przypomina on układ stosunków panujących na obszarach międzyplywowych. Wypowiedzieć można pogląd, że nawet jeśli na rozważanym obszarze pływów nie

<sup>14</sup> Taki sam wniosek wynika także z analizy mikrofaunistycznej (Łuczowska & Rutkowski 1969).

było, to dzięki przedstawionym powyżej układom warunków hydrodynamicznych, efekt ich działania był nadzwyczaj podobny do występującego dzisiaj na obszarach wattowych (por. np. Reineck 1958, Evans 1965).

Ostatnim zagadnieniem jest sprawa wieku platformy w przyjmowanym dotychczas podziale stratygraficznym polskiego miocenu. Rozpoczęcie procesów prowadzących do formowania się platformy — tworzenie się wybrzeża progradacyjnego — miało miejsce u schyłku dolnego opolu rozumianego tutaj jako topozonit (*sensu* Henningsmoen 1961). Z przedstawionego powyżej obrazu wynika (por. fig. 13), że początkowy okres formowania progradacyjnego wybrzeża obejmował też odpowiedniki czasowe okresu sedymentacji osadów poziomu nadlitotamniowego, erwilioowego i gipsowego, które powstawały tylko w bardziej południowej części rozważanego obszaru (B na fig. 13). Zasadniczy okres formowania platformy odpowiada początkowemu okresowi formowania się osadów ilastych na obszarze zapadliska przedkarpackiego, a więc początkowi grabowu. Później, po wyłączeniu obszaru platformy ze stref sedymentacji, dalsza sedymentacja, wyłącznie ilasta trwała tylko na obszarze zapadliska. Koniec jej jest trudny do rozpoznania stratygraficznego, gdyż w wyniku odcięcia przez wznoszący się łuk karpacki połączeń z pełnym morzem, zaistniałe tutaj warunki brakiczne maskują rzeczywistą pozycję chronostratygraficzną iłów. Pozycję tę określić można tylko ogólnie jako wyższy torton w rozumieniu pojęcia torton takim, jak przedstawiono na wstępie niniejszej pracy (w litostratygrafii naszego tortonu jest to oczywiście torton górny, czyli grabow).

W świetle powyższych uogólnień zwrócić należy uwagę, że rozpoczęcie procesu tworzenia wybrzeża progradacyjnego i formowania platformy przerwało sedymentację ogniw wyznaczających swym wykształceniem opol dolny na obszarze tejże platformy. Opol dolny ma zatem tutaj wyraźnie charakter topozonitu, którego formowanie się uzależnione było wyłącznie od czasu trwania odpowiednich warunków środowiskowych. Podobne zresztą spostrzeżenie poczynić można także na obszarze strefy zatok, gdzie na przykład sedymentacja iłów korynickich uzależniona była od odpowiednich warunków batymetrycznych, przy braku których rozwijały się osady litotamniowe; te ostatnie pojawiały się zatem bądź od razu w płytszych zatokach, bądź w głębszych — z chwilą, niekoniecznie równoczesną, dostatecznego spłylenia zatok (por. Radwański 1969). Koniec ich sedymentacji uzależniony był z kolei od całkowitego wypełnienia zatok osadami (por. Radwański 1969), co zachodzić mogło także niezależnie od czasu stratygraficznego. Można by zatem właściwie rozważać tych nie przedstawiać w tak dość skomplikowanej postaci, a stwierdzić jedynie że wszystkie rozważane ogniwia „stratygraficzne” polskiego miocenu są po prostu facjami, gdyby nie fakt, iż nie można wskazać, jakich to ogniw chronostratygraficznych są one facjami. W tej sytuacji autor pozostaje przy rozumieniu omawianych ogniw polskiego miocenu jako jednostek litostratygraficznych, zdając sobie jednocześnie sprawę, że ich zasięg czasowy w różnych obszarach może być różny.

Zwrócić należy w końcu uwagę na fakt, że formowanie się rozważanej platformy akumulacyjnej uwarunkowane było tektonicznymi rucha-

mi pionowymi, które prowadziły do wynoszenia cokołu świętokrzyskiego i tym samym północnych partii wybrzeża morskiego, a z drugiej strony — do pogrążania obszaru południowego wchodzącego tym samym w strefę zapadliska przedkarpackiego. Ruchy te rozpoczęły się na całym omawianym obszarze u schyłku opolu dolnego, co widać także na obszarach bardziej południowych, gdzie osady dolnego opolu nie wykazują istotniejszego zróżnicowania ani w swoim zasięgu, ani w rozkładzie miąższości (vide Pawłowski 1965a, fig. 3). Zważywszy, że analogiczne ruchy, rozpoczynające się w mniej więcej tym samym czasie, zaznaczyły się również w zachodniej części wybrzeży świętokrzyskich, a także na Wyżynie Miechowskiej i Krakowskiej, choć doprowadziły tam do innych następstw paleogeograficznych (por. Radwański 1968, 1969), sądzić należy, że przyczyną ich tkwiła w bardziej zasadniczych przemieszczeniach mas litosfery o znacznym rozprzestrzenieniu regionalnym, a związanych z określonym etapem rozwoju geosynkliny karpackiej.

#### UWAGI KOŃCOWE

Przedstawiony obraz rozwoju morskiego basenu założonego w dolnym tortonie na wschodnich i południowo-wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich sprowadza się w ogólnym swoim zarysie do stwierdzenia, że rozwój ten był rezultatem konsekwentnych zmian warunków środowiskowych od momentu transgresji morza do okresu wykształcania się jego facji schyłkowych. W niższej części dolnego opolu dominowały tutaj facje piaszczyste i litotamniowe; pierwsze — uwarunkowane przede wszystkim możliwością przeróbki starszych zwietrzelin, drugie — warunkami biotycznymi umożliwiającymi masowy rozwój litotamni. Układ tych facji nie wykazuje wyraźnego związku z budową podłoża, choć wydatniejsza indywidualizacja facji piaszczystej, zarówno na obszarze Zatoki Opatowskiej jak i Wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego, przywiązana była najprawdopodobniej do obszarów intensywnego nanoszenia materiału lądowego przez rzeki płynące z masywu świętokrzyskiego subsekwentnie ku wschodowi czy południowemu wschodowi. U schyłku dolnego opolu, rozumianego jako okres formowania się topozonitu (por. Henningsmoen 1961), ruchy tektoniczne o charakterze wznoszącym na obszarze tego masywu doprowadziły do przebudowy ram basenu, powodując wydźwignięcie znacznej części obszaru dotychczasowej przybrzeżnej sedymentacji, tworząc progradacyjny typ wybrzeża i doprowadzając w konsekwencji do niszczenia składanych tam osadów i ich redepozycji w stronę kurczącego się, lecz równocześnie coraz silniej subsydującego zbiornika na obszarze rowu przedkarpackiego. W pierwszym etapie tych ruchów podnoszenie się wybrzeży świętokrzyskich i intensywna redepozycja starszych osa-

dów dolnego opolu, spowodowały przerwanie na tym obszarze normalnego następstwa facji litostratygraficznych reprezentujących opól górny. Facje te na obszarze redepozycji osadów rozwijały się zatem co najwyżej tylko lokalnie, w przeciwieństwie do obszarów bardziej odległych od wybrzeży, gdzie następstwo owych facji utrzymuje się w układzie normalnym dla basenu przedkarpackiego. W tym względzie badany obszar wschodnich i południowo-wschodnich stoków Gór Świętokrzyskich odróżnia się od pozostałej części stoków świętokrzyskich, gdzie analogiczne ruchy doprowadziły jedynie do wyłączenia stref sedymentacji dolnego opolu z dalszego udziału w historii basenu. Zbliży się on natomiast do obszaru południowej części Wyżyny Lubelskiej, gdzie istnieje, jak wynika z analizy dotychczasowej literatury, podobne wykształcenie osadów i ich następstwo w profilu. Te ostatnie podobieństwa oraz wskazane różnice do obszarów zachodnich zapewne legły u podstawy dotychczasowych poglądów o odmiennym rozwoju basenu wschodniej części Gór Świętokrzyskich, wieku jego osadów, a nawet o przynależności do innej prowincji paleogeograficznej i zoogeograficznej. Przedstawiony obraz rozwoju basenu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich wskazuje, że postulowanie aż tak radykalnych różnic nie jest uzasadnione ani wykształceniem osadów, ani też zawartym w nich inwentarzem paleontologicznym. Badany obszar wykazuje natomiast uderzające analogie w ogólnym następstwie procesów sedymentacyjnych i tektogenicznych do obszarów zachodnich stoków świętokrzyskich (strefa zatok i ich przedpola) oraz do obszaru Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej (por. Radwański 1968, 1969). We wszystkich tych obszarach historia morskiego basenu mioceńskiego sprowadziła się do jednej transgresji w dolnym tortonie, przy czym rozwój basenu i następstwo osadów uwarunkowane były najpierw budową podłoża, później zaś — przebiegiem ruchów tektonicznych związanych z wynoszeniem pasa wyżyn środkowopolskich. Największe natężenie tych śródtortonskich ruchów łuku wokółkarpackiego (por. Kutek & Głazek 1972) we wschodniej części Gór Świętokrzyskich i ewentualnie w części Wyżyny Lubelskiej spowodowało tutaj właśnie zakłócenie typowego dla większości obszarów basenu przedkarpackiego następstwa litostratygraficznych ogniów tertonu.

Przedstawiona praca zamyka zainteresowania autora nad mioceniem morskim zaledwie około czwartej części marginalnych partii basenu przedkarpackiego, a obejmującej Wyżynę Krakowską, Miechowską i Góry Świętokrzyskie. Są to obszary o najlepszym stanie odsłoneń i tym samym umożliwiające szczegółowe rozpoznanie terenowe zarówno wykształcenia poszczególnych facji, ich stosunku do podłoża, następstwa w ogólnym profilu, jak również zawartego świata organicznego. Podobne badania na pozostałych obszarach wymagają już dokładnej penetracji wiertniczej, którą dotychczas zrealizowano tylko dla obszaru Górnego Śląska (Alexandrowicz 1963, 1964). Wyżyna Lubelska, a przede wszystkim

brzeg karpacki, zakłócany przez szariaż mas fliszowych, dla tego typu badań zapewne długo jeszcze będą niedostępne, zaś dotychczasowe pojedyncze opracowania (Bałuk 1970) nie dają na razie pełnego obrazu dla całego regionu. Tym niemniej w świetle powyższych badań własnych oraz danych z literatury możliwym jest przedstawienie rozwoju całego basenu przedkarpackiego w nieco innym następstwie poszczególnych procesów niż dotychczas przyjmowano, co stanowić będzie przedmiot osobnej publikacji.

*Instytut Geologii Podstawowej  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93  
Warszawa, w październiku 1972 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ S. 1963. Stratygrafia osadów miocেনskich w Zagłębiu Górnośląskim (Stratigraphy of the Miocene deposits in the Upper Silesian Basin). — Prace I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), vol. 39. Warszawa.
- 1964. Przejawy tektoniki miocেনskiej w Zagłębiu Górnośląskim (Miocene tectonics in the Upper Silesian basin). — Acta Geol. Pol., vol. 14, no. 2. Warszawa.
- & KRACH W. 1963. Dolny torton w Przeciszowie koło Oświęcimia (Le Tortonien inférieur à Przeciszów près d'Oświęcim). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), vol. 33, no. 4. Kraków.
- BAATZ H. 1959. *Ophiomorpha* Lundgren, ein marines Spurenfossil, im Oberen Quarzitsand Niederhessens. — Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforsch., Bd. 87. Wiesbaden.
- BAŁUK W. 1970. Dolny torton Niskowej koło Nowego Sącza (The Lower Tortonian at Niskowa near Nowy Sącz, Polish Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. 20, no. 1. Warszawa.
- & RADWAŃSKI A. 1968. Dolnotortońskie piaski w Nawodzicach koło Klimontowa, ich fauna i wykształcenie facjalne (Lower Tortonian sands at Nawodzice, southern slopes of the Holy Cross Mts., their fauna and facial development). — *Ibidem*, vol. 18, no. 2.
- BŁASZAK M. 1965. Piaski baranowskie okolic Świniar (The Baranów sands in the vicinities of Świniary). — Przegląd Geol., vol. 13, no. 6. Warszawa.
- BOLEWSKI A. 1939. Badania terenowe występowania siarki w Wiśniowej Woli i Czajkowie (ark. Staszów), wykonane w roku 1937 (Untersuchungen der Schwefelfundorte in Wiśniowa Wola und Czajków). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), no. 9. Warszawa.
- CICHA I. 1970. Stratigraphical problems of the Miocene in Europe. — Rozpr. Ustr. Ust. Geol., vol. 35. Praha.
- & SENES J. 1968. Sur la position du Miocène de la Paratéthys centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. — Geol. Sborn., vol. 19, no. 1. Bratislava.
- , — & TEJKAL J. 1967. Grundsätze der chronostratigraphischen Einteilung und Aufstellung von Neostratotypen für das Miozän des alpin-westkarpatischen Bereiches. — *Ibidem*, vol. 18, no. 1.
- CSEPREGHY-MEZNERICS I. 1966. Les mollusques des sédiments miocènes marins de la Montagne de Tokaj (N-E Hongrie). — Ann. Hist.-Natur. Mus. Nat. Hungarici (Pars Mineralogica et Palaeontologica), vol. 58. Budapest.



- CZARNOCKI J. 1935. O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu (Die wichtigsten stratigraphischen Probleme des polnischen Tortons). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), vol. 8, no. 2. Warszawa.
- 1950 (1961). Region Świętokrzyski. Materiały do przeglądowej mapy geologicznej Polski; wydanie B zaktualizowane. Arkusze Opatów, Sandomierz i Staszów (uzupełnienia S. Pawłowskiego i J. Rogalińskiego). Warszawa (1961).
- 1953. Kielce (Mapa geologiczna Polski). Warszawa.
- & KOWALEWSKI K. 1930. Stratygrafia i wiek iłów krakowieckich okolic Buska i Solca (Sur la stratigraphie et l'âge des argiles de Krakowiec des environs de Busk et de Solec). — Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), no. 27. Warszawa.
- DIKE E. F. 1972. *Ophiomorpha nodosa* Lundgren: environmental implications in the Lower Greensand of the Isle of Wight. — Proc. Geol. Assoc., vol. 83, no. 2. London.
- DUDICH E. 1962. Ein neues Anneliden-Wohnrohr aus dem helvetischen Schotterkomplex in der Nähe von Budapest. — Földt. Közl. (Bull. Hungarian Geol. Soc.), vol. 92, no. 1. Budapest.
- EHRENBERG K. 1938. Bauten von Decapoden (*Callianassa* sp.) aus dem Miozän (Burdigal) von Burgschleinitz bei Eggenburg im Gau Nieder-Donau (Niederösterreich). — Paläont. Z., Bd. 29, H. 3/4. Berlin.
- EVANS G. 1965. Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 121, no. 2. London.
- FRIEDBERG W. 1931. Uwagi nad nowszymi próbami podziału naszego miocenu (Bemerkungen über neue Versuche der Stratigraphie des Miocäns von Polen). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), vol. 7. Kraków.
- 1933. Przyczynki do znajomości miocenu Polski, część II (Beiträge zur Kenntnis des Miocäns von Polen, II Teil). — *Ibidem*, vol. 9.
- 1936a. Przyczynki do znajomości miocenu Polski, część III (Beiträge zur Kenntnis des Miocäns von Polen, III Teil). — *Ibidem*, vol. 12.
- 1936b. Mięczaki mioceńskie ziem polskich (Mollusca miocaenica Poloniae), część II — Maże, z. 2 (pars II — Lamellibranchiata, fasc. 2). Kraków.
- GRY H. 1968. Callianassagänge og Skolithorsrør i Robbedaleformationen. — Medd. Dansk Geol. Foren., vol. 18, no. 2. København.
- HÄNTZSCHEL W. 1952. Die Lebensspur *Ophiomorpha* Lundgren im Miozän bei Hamburg, ihre weltweite Verbreitung und Synonymie. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 21. Hamburg.
- 1962. Trace fossils and problematica. In: R. C. Moore (Ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W (Miscellanea). Lawrence.
- 1966. Recent contributions to knowledge of trace fossils and Problematica (Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W: Comments and additions). — Paleont. Contrib. Univ. Kansas, Paper 9, part 5. Lawrence.
- HECKER R. F. 1962. In: R. F. Hecker, A. I. Ossipova & T. N. Belskaya — Ferganski zaliv paleogenovogo morya Sredney Azii. Moskva.
- HENNINGSMOEN G. 1961. Remarks on stratigraphical classification. — Norges Geol. Unders., nr. 213. Oslo.
- HERDMAN W. A. 1906. Report to the Government of Ceylon on the pearl oyster fisheries of the Gulf of Manaar, Part V. *The Royal Society*. London.
- HESSE R., ALLEE W. C. & SCHMIDT K. P. 1949. Ecological animal geography, 4th print. New York — London.
- HILLMER G. 1963. Zur Ökologie von *Ophiomorpha* Lundgren. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh. 3. Stuttgart.

- JERZYKIEWICZ T. 1966. New data about the sedimentation in the Upper Cretaceous sandstones of the Góry Stołowe (Middle Sudetes). — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 14, no. 1. Varsovie.
- 1968. Sedymentacja górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej, górna kreda (Sedimentation of the youngest sandstones of the intrasudetic Cretaceous basin). — Geologia Sudetica, vol. 4. Warszawa.
- JOPLING A. V. 1965. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. — J. Sedim. Petrol., vol. 35, no. 4. Menasha.
- JUX U. & STRAUCH F. 1967. Zum marinen Oligozän am Bergischen Höhenrand. — Decheniana, Bd. 118, H. 2. Bonn.
- & — 1968. *Ophiomorpha* Lundgren 1891 aus dem Mesozoikum von Bornholm. — Medd. Dansk Geol. Foren., vol. 18, no. 2. København.
- KEIJ A. J. 1965. Miocene trace fossils from Borneo. — Paläont. Z., Bd. 39, H. 3/4. Stuttgart.
- KENNEDY W. J. 1967. Burrows and surface traces from the Lower Chalk of Southern England. — Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.), Geology, vol. 15, no. 3. London.
- 1970. Trace fossils in the Chalk environment. In: T. P. Crimes & J. C. Harper (Eds.), Trace Fossils (Geol. J. Special Issues, No. 3). Liverpool.
- & MACDOUGALL J. D. S. 1969. Crustacean burrows in the Weald Clay (Lower Cretaceous) of south-eastern England and their environmental significance. — Palaeontology, vol. 12, no. 3. London.
- & SELLWOOD B. W. 1970. *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, a marine indicator from the Sparnacian of south-east England. — Proc. Geol. Assoc., vol. 81, no. 1. London.
- KILPPER K. 1962. *Xenohelix* Mansfield 1927 aus der miozänen Niederrheinischen Braunkohlenformation. — Paläont. Z., Bd. 36, H. 1/2. Stuttgart.
- KOJUMDGIEWA E. 1971. Gliederung und Korrelation des Sarmatbildungen in den Becken der Paratethys. — Földt. Közl. (Bull. Hungarian Geol. Soc.), vol. 101, no. 2/3. Budapest.
- KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D. 1966. Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa (Tertiary evolution of relief of region of Ostrowiec Świętokrzyski and Ćmielów). — Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN (Geogr. Studies), no. 54. Kraków.
- KOWALEWSKI K. 1918. Trzeciorzęd w dolinie Opatówki i Koprzywianki (Le tertiaire dans les vallées de la Opatówka et de la Koprzywianka). — Spraw. Pos. Tow. Nauk. Warsz., Wydz. III (C.-R. Séanc. Soc. Sci. Varsovie, Cl. III), vol. 11, no. 6. Warszawa.
- 1929. Stratygrafia ilów krakowieckich w Świniarach w stosunku do pozostałych obszarów miocenu pd. zbocza Gór Świętokrzyskich, oraz ich analogje z utworami solonośnemi Wieliczki (Sur la stratigraphie des argiles de Krakowiec à Swiniary, leur relation avec les autres niveaux du Miocène sur le versant sud du Massif de Ste Croix et leur comparaison avec les dépôts salifères à Wieliczka). — Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), no. 24. Warszawa.
- 1930. Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich (Stratigraphie du Miocène des environs de Korytnica en comparaison avec le Tertiaire des autres territoires du Massif de Ste Croix). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), vol. 6. no. 1. Warszawa.
- 1950. O miocenie okol. Rybnicy pod Klimontowem (Le Miocène des environs de Rybnica près de Klimontów). — Acta Geol. Pol., vol. 1, no. 1. Warszawa.
- 1957a. Uzupełnienia i nowe dane dotyczące podziału miocenu w Polsce (Supplements and new data concerning the subdivision of Miocene of Poland). — Przegląd Geol., vol. 5, no. 1/2. Warszawa.

- 1957b. Trzeciorzęd na północnym obszarze Niziny Sandomierskiej (Tertiaire dans la partie nord de la basse plaine de Sandomierz). — *Biul. Inst. Geol.* 119. Warszawa.
  - 1958. Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Miocene stratigraphy of Southern Poland with special attention paid to the southern margin of the Święty Krzyż Mountains). — *Kwartalnik Geol.*, vol. 2, no. 1. Warszawa.
  - 1966. Miocen odcinków południowosandomierskiego, tarnobrzeskiego i chmielowsko-baranowskiego i ich stosunek do obszarów sąsiednich. — *Biul. Inst. Geol.* Warszawa.
- KRACH K. 1947. Miocen okolic Miechowa (Miocene of the neighbourhood of Miechów, Central Poland). — *Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, no. 43. Warszawa.
- 1957. Przegrzebki (Pectinidae) z miocenu Górnego Śląska (Pectinidae from Upper Miocene deposits of Upper Silesia). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 7, no. 3. Warszawa.
  - 1958. Znaczenie makrofauny w stratygrafii miocenu Polski (The value of the macrofauna in the stratigraphy of the Miocene in Poland). — *Kwartalnik Geol.*, vol. 2, no. 1. Warszawa.
  - 1962. Zarys stratygrafii miocenu Polski Południowej (Esquisse de la stratigraphie du Miocène de la Pologne méridionale). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, vol. 32, no. 4. Kraków.
  - 1967a. Miocen okolic Grzybowa (The Miocene of the vicinity of Grzybów near Staszów). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, no. 1. Warszawa.
  - 1967b. Materiały do znajomości miocenu Polski, część III (Matériaux pour la connaissance du Miocène de Pologne, III-ème partie). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, vol. 37, no. 2. Kraków.
  - 1971. Makrofaunistyczna stratygrafia miocenu w okolicach Tarnobrzega (La stratigraphie du Miocène dans les forages à Piaseczno, près de Tarnobrzeg). — *Ibidem*, vol. 41, no. 2.
  - , KUCIŃSKI T. & ŁUCZKOWSKA E. 1971. Neue Grundlagen der Stratigraphie des Miozäns in Polen. — *Földt. Közl. (Bull. Hungarian Geol. Soc.)*, vol. 101, no. 2/3. Budapest.
- KUBICA B. 1965. Odsłonięcie miocenu w Podgórzu koło Zawichosta. *In: Przewodnik 38 Zjazdu P. T. Geol.* Warszawa.
- KUTEK J. & GŁAZEK J. 1972. The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. — *Acta Geol. Pol.*, vol. 22, no. 4. Warszawa.
- LESSERTISSEUR J. 1955. Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. — *Mém. Soc. Géol. France, Nouv. Série*, vol. 36, no. 4, Mémoire no. 81. Paris.
- LOHMANN G. 1959. Zum Bau des Oberweserberglandes zwischen Hannoversch-Münden und Karlshafen. — *Diss. Hamburg Geol. Inst. Hamburg.*
- LUNDGREN B. 1891. Studier öfver fossilförande lösa block. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, Bd. 13, H. 2. Stockholm.
- LÜTTIG G. 1962. Das Braunkohlenbecken von Bornhausen am Harz. — *Geol. Jb.*, Bd. 79. Hannover.
- ŁUCZKOWSKA E. 1964. Stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu w rejonie Tarnobrzeg-Chmielnik (The micropaleontological stratigraphy of the Miocene in the region of Tarnobrzeg-Chmielnik). — *Prace Geol. PAN, Oddz. w Krakowie (Geol. Transact.)*, no. 20. Warszawa.
- 1967. Paleoeologia i stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu okolic Grzybowa koło Staszowa (Paleoecology and micropalaeontological stratigraphy of

- the Miocene in the vicinity of Grzybów near Staszów). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, no. 1. Warszawa.
- 1969. Problem „mikrofauny lancendorfskiej” i facji utworów spagowych bademianu (tortonu) w południowej Polsce. — *Spraw. Pos. Komis. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, vol. 13, no. 2. Kraków.
- & RUTKOWSKI J. 1969. Pozycja stratygraficzna detrytycznych osadów sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. — *Ibidem*.
- MARCINOWSKI R. 1970. The Cretaceous transgressive deposits east of Częstochowa (Polish Jura Chain). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 20, no. 3. Warszawa.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1965. Rozwój geomorfologiczny południowo-wschodniej części Wyżyny Sandomierskiej w górnym miocenie i pliocenie (The geomorphological evolution of the south-east part of the Sandomierz Upland in the Upper Miocene and Pliocene). — *Przegląd Geogr. (Pol. Geogr. Review)*, vol. 37, no. 4. Warszawa.
- ORŁOWSKI S. 1971. The Middle Cambrian of the Klimontów anticlinorium, Holy Cross Mts. — *Acta Geol. Pol.*, vol. 21, no. 3. Warszawa.
- PAPP A. & al. 1968. Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. — *Verh. Geol. Bundesanst. Jg. 1968, H. 1/2*. Wien.
- , STEININGER F. & RÖGL F. 1971. Bericht über die Ergebnisse der 3 Sitzung der Arbeitsgruppe Paratethys des Committee Mediterranean Neogene Stratigraphy 1970 in Wien. — *Ibidem*, Jg. 1971, H. 1.
- PATTERSON J. M. 1942. *Halymenites*, a marine sandstone indicator. — *J. Paleont.*, vol. 16, no. 2. Tulsa.
- PAWŁOWSKA K. 1965a. Syntetyczny opis litostratygraficzny osadów miocenu na obszarze między Chmielnikiem i Tarnobrzeżem. *In: Przewodnik 38 Zjazdu P. T. Geol. Warszawa*.
- 1965b. Odstąpienie sarmatu detrytycznego w Górach Wysokich koło Dwikoz. *In: Przewodnik 38 Zjazdu P. T. Geol. Warszawa*.
- PAWŁOWSKI S. 1965a. Zarys budowy geologicznej okolic Chmielnika-Tarnobrzeża (Outline of geological structure in the vicinities of Chmielnik-Tarnobrzeg). — *Przegląd Geol.*, vol. 13, no. 6. Warszawa; oraz *In: Przewodnik 38 Zjazdu P. T. Geol. Warszawa*.
- 1965b. O nowych elementach budowy sarmatu detrytycznego widocznych na fotoplanach (On the new elements of the detrital Sarmatian structure seen on photoplans). — *Przegląd Geol.*, vol. 13, no. 6. Warszawa.
- 1965c. Kopalnia piasków kwarcowych w Świnarach. *In: Przewodnik 38 Zjazdu P. T. Geol. Warszawa*.
- , PAWŁOWSKA K. & KUBICA B. 1965. Kopalnia siarki w Piasecznie (Sulphur mine at Piaseczno). — *Przegląd Geol.*, vol. 13, no. 6. Warszawa.
- RADWAŃSKI A. 1964. Boring animals in Miocene littoral environments of Southern Poland. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 12, no. 1. Varsovie.
- 1965. Additional notes on Miocene littoral structures of Southern Poland. — *Ibidem*, vol. 13, no. 2.
- 1967. Remarks on some Lower Tortonian brown-coal bearing sediments on the southern and eastern slopes of the Holy Cross Mts. — *Ibidem*, vol. 15, no. 1.
- 1968. Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej (Lower Tortonian transgression onto the Miechów and Cracow Uplands). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 18, no. 2. Warszawa.
- 1969. Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich, strefa zatok i ich przedpola (Lower Tortonian transgression onto the southern slopes of the Holy Cross Mts.). — *Ibidem*, vol. 19, no. 1.
- 1970. Dependence of rock-borers and burrowers on the environmental condi-

- tions within the Tortonian littoral zone of Southern Poland. *In*: T. P. Crimes & J. C. Harper (Eds.), Trace Fossils (Geol. J. Special Issues, No. 3). Liverpool.
- REINECK H.-E. 1958. Longitudinale Schrägschicht im Watt. — Geol. Rundschau, Bd. 47, H. 1. Stuttgart.
- RHOADS D. C., SPEDEN I. G. & WAAGE K. M. 1972. Trophic group analysis of Upper Cretaceous (Maestrichtian) bivalve assemblages from South Dakota. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 56, no. 6. Tulsa.
- RUTKOWSKI J. 1966. O przekątnym warstwowaniu utworów sarmatu w rejonie Staszowa. — Spraw. Pos. Komis. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie, listopad—grudzień 1965. Kraków.
- 1969. Uwagi o sedymentacji detrytycznych osadów sarmatu na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Remarks on the sedimentation of Sarmatian detrital deposits in the marginal area of the Holy Cross Mts.). — Kwartalnik Geol., vol. 13, no. 1. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. 1929. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w roku 1928 w okolicach Klimontowa na arkuszu Sandomierz (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1928 aux environs de Klimontów, feuille Sandomierz). — Pos. Nauk P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), no. 24. Warszawa.
- 1930. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w lecie roku 1929 na pd.-zachód od Klimontowa, na arkuszu Sandomierz (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1929 au SO de Klimontów, feuille Sandomierz). — *Ibidem*, no. 26.
- 1934. Objasnienie arkusza Opatów (Explication de la feuille Opatów). Warszawa.
- SCHMIDT W.J. 1955. Die Tertiären Würmer Österreichs. — Denkschr. Österr. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., Bd. 109, Abh. 7. Wien.
- SEDDON G. & SWEET W. C. 1971. An ecologic model for conodonts. — J. Paleont., vol. 45, no. 5. Menasha.
- SEIDEL U. 1956. Ein Vorkommen von *Ophiomorpha* Lundgren im Miozän der Niederrheinischen Bucht. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh. 10. Stuttgart.
- SEILACHER A. 1967. Bathymetry of trace fossils. — Marine Geol., vol. 5. Amsterdam.
- VALENTIN H. 1952. Die Küsten der Erde. Gotha.
- VAN ANDEL T. 1954. *In*: T. Van Andel & H. Postma, Recent sediments of the Gulf of Paria (Reports of the Orinoco shelf expedition), vol. I. — Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Afd. Natuurkunde, Eerste Reeks, Deel 20, No. 5. Amsterdam.
- VIALOV O. S. 1964. O prirode *Cylindrites tuberosus* Eichwald iz paleogena Priaralya. — Bull. Mosk. Obsch. Ispytat. Prirody, Otdel Geol., vol. 39, no. 1. Moskva.
- 1965. Stratygrafia neogenovykh molass predkarpackskogo progiba. Kiev.
- 1966. Sledy zhiznedejatelnosti organizmov i ikh palontologicheskoe znachenye. Kiev.
- WAAGE K. M. 1968. The type Fox Hills Formation, Cretaceous (Maestrichtian), South Dakota; Part 1. Stratigraphy and paleoenvironments. — Peabody Mus. Natur. Hist., Yale University, Bull. 27. New Haven.
- WEIMER R. J. & HOYT J. H. 1964. Burrows of *Callianassa major* Say, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments. — J. Paleont., vol. 38, no. 4. Tulsa.
- ZIEGLER B. 1963. Ammoniten als Faziesfossilien. — Paläont. Z., Bd. 37, H. 1/2. Stuttgart.
- 1967. Ammoniten-Ökologie am Beispiel des Oberjura. — Geol. Rundschau, Bd. 56, Stuttgart.

## SUMMARY

**ABSTRACT:** The problems presented concern the Lower Tortonian transgression onto the south-eastern and eastern slopes of the Holy Cross Mts (Central Poland). The development and distribution of the transgressive deposits, the facial features of which depended on the local morphology of substrate and distance from the shoreline are studied in detail. Organic communities, both floral (lithothamnians) and faunal, their ecology, taphonomy and environmental significance are also considered. On such a basis, shallow marine conditions are reconstructed and the paleogeography of the region discussed. The Lower Tortonian transgression was the only marine invasion in the Miocene herein and its sedimentary cycle resulted from subsequent changes in the morphology of both the flooded area and the adjacent Holy Cross land. In this cycle, the sedimentation of diversified sandy and calcareous, mostly lithothamnian, facies was succeeded by a widespread sublittoral accumulation of detrital material derived from the contemporaneously block-uplifted marginal parts of the basin. The progressing block-faulting processes in the Holy Cross land resulted in the gradual emersion of the area in which the marine basin had consequently vanished.

The present paper deals with the development of the Lower Tortonian transgression onto the south-eastern and eastern slopes of the Holy Cross Mts; it follows previous studies of the same transgression in the western part of the Holy Cross Mts (Radwański 1969) and in the Miechów and Cracow Uplands (Radwański 1968). The paper gives a detailed description of exposures and presents an analysis of diversified facies, along with their environmental and paleogeographical conditions. Also discussed are the results of previous investigations, mostly in regard to the local lithostratigraphy. The paper is, therefore, regional in character and not very engaging to the readers abroad. Considering that most of the phenomenological features of the deposits and embedded body and trace fossils have previously been presented (Radwański 1967, 1970; cf. also Bałuk & Radwański 1968), this Summary gives only a short review of final conclusions, and some comments to the structures presented in illustrations (Figs 1—13 and Pls 1—10).

In the area of the south-eastern and eastern slopes of the Holy Cross Mts under study, the Lower Tortonian transgression flooded a substrate composed of various, mostly fine-grained, Lower Paleozoic (Lower Cambrian through Lower Devonian) clastic deposits (cf. Fig. 1) which for a long time were subjected in the Paleogene to subaerial weathering and more or less uniform erosion. Consequently, the Lower Tortonian transgression entered the land that supplied a great amount of fine clastic waste which was a source of successively developing deposits. The gentle morphology of the area prevented the formation of extensive valleys and their transformation into bays so typical of the western parts of the Holy Cross region (cf. Radwański 1969). Consequently, only two extensive paleogeographical units: Opatów Bay (Zatoka Opatowska) and Raków-Klimontów shore (Wybrzeże Rakowsko-Klimontowskie) may be distinguished in the area under study (cf. Fig. 1).

In the Opatów Bay, the sedimentation started with sands varying in thickness, some of their members containing glauconite and cross-bedded. The uppermost part of the sands was densely colonized by callianassid decapods, the results of life activity of which, the *Ophiomorpha nodosa* burrows, make up a predominant feature of the deposits (cf. Pls 1—2). The *Ophiomorpha* bearing sands, interbedded by thin layers of mud, a feature resembling to the greatest extent some intertidal sequences, are overlain by allochthonous brown-coal material a few meters thick. The last-named material was probably derived by temporary storms from the bull-rush of near-shore swamps. In other parts of the bay, close to its northern margin where Upper Jurassic limestones were forming a substrate, the local rocky bottom was a favorable habitat for the lithothamnians, the calcareous colonies of which were commonly scattered in diagonally bedded sands (cf. Fig. 4). In this area, a local sedimentation of brown-coal material was on the whole followed by further accumulation of sands (cf. Figs 2—3). A decrease in the supply of sands caused a gra-

dual change in facies to more or less calcareous one which was accompanied by the settling of various benthic animals (cf. Fig. 3). A further sedimentation of the lithothamnian limestones was stopped by block-faulting tectonics and a general uplift of the Holy Cross land and its Tortonian shorezone. Consequently, a strong reworking of deposits from the marginal part of the basin occurred here, resulting in the formation of various organo-detrital, mostly lithothamnian limestones (cf. Fig. 5) and, furthermore, of sands bedded obliquely in the direction opposite to the uplifted shore.

Along the Raków-Klimontów shore, the diversified pattern of facies depended on local morphology, and was more sandy in depressions or along the routes of supplies of fluvial material but more calcareous over rocky bottoms inhabited by lithothamnians (cf. Fig. 13  $A_1$  and  $A_2$ ). The sandy facies provided a favorable environment to various benthic communities, some of them strongly restricted to selected bathymetric conditions (cf. Fig. 6). The communities represented in the sand sequence at Swiniary (Pls 3—8) are comparable to those occurring along the Recent sandy offshores of Ceylon at depths of 10—18 m (cf. Herdman 1906). In other places, the communities are indicative of a shallow sublittoral zone in which a temporary influx of intertidal environment may also be recognized (cf. Fig. 6). The neighboring areas were either devoid of such common communities or they were the areas of lithothamnian or mixed facies (cf. Figs 7—9, Pls 9—10). Furthermore, an effect of the block uplift of the Holy Cross land similar to that in the Opatów Bay disturbed the sedimentation. Along the emerging margins of the basin, the up-to-the-moment deposited sediments had successively been subjected to abrasion the results of which were transported beneath the abrasion bench and formed a progressing accumulation platform (cf. Fig. 13B—C). The platform spread along the whole sublittoral zone that formed at this time, and covered all the earlier deposits of the northern part of the Tortonian basin (cf. Figs 1 and 13). In its proximal part, to the north, the platform is hardly separated at all and develops successively on the earlier deposits which were subjected to a more or less local redeposition (cf. Fig. 10). The northernmost part of the older Tortonian basin was completely abraded and all the sediments therefrom were swept away to the south. In its distal part, the platform, the most remarkable member of which consists of a diagonal layer c. 8—10 m thick (cf. Fig. 12), forms a gentle step over the area of a fine-detrital (clay) sedimentation. After emersion, the step is distinctly marked in the Recent morphology (cf. Fig. 11). In the Tortonian basin, a successive uplift of the Holy Cross land and the emersion of the area discussed (cf. Fig. 13C—D) was accompanied by a strong subsidence of the parts of the basin, situated more to the south and which were gradually incorporated in the subsiding fore-Carpathian depression. The contemporaneous tectonic folding and nappic carriage of the Carpathians broke the connections of the Tortonian basin under study with other regions of the Paratethys and changed that basin into an inland sea, in which sedimentation of brackish clays lasted till the final isostatic uplift of the fore-Carpathian depression. The last-named period has previously been referred commonly to the Sarmatian stage or facies.

*Institute of Geology  
of the Warsaw University  
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93  
Warsaw, October 1972*

---