

HANNA MATYJA & MAREK NARKIEWICZ

## Wykształcenie litofacjalne i konodonty wizeńskiego profilu z okolic Olkusza

LITHOFACIES AND CONODONTS IN VISEAN PROFILE, OLKUSZ AREA, SOUTHERN  
POLAND

**STRESZCZENIE:** W profilu *WB-94*, zlokalizowanym 12 km na NE od Olkusza, występują ciemnoszare i czarne margliste kalcytulity z krzemieniami, przeławicone szarymi intrasparenitami z bogatym i zróżnicowanym zespołem szkieletów organicznych. Na podstawie analizy konodontów utwory te można skorelować z wizeńskimi poziomami od *Mestognathus beckmanii* do *Gnathodus bilineatus*. Stwierdzone w jednej z prób wymieszanie form różnowiekowych (famen-wizen) można wytłumaczyć procesami redepozycji erodowanych synsedymacyjnie osadów starszych.

### WSTĘP

Wyższa, należąca do dolnego karbonu część waryscyjskiego piętra strukturalnego jest wykształcona w rejonie wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego na ogół w facjach węglanowych i ilastych (Unrug & Dembowski 1971, Bukowy 1974). Utwory te, choć poświęcono im rozległą literaturę geologiczną, nie doczekały się do tej pory nowoczesnego podziału litostratygraficznego. Nie jest też celem niniejszej pracy, ze względu na szczupłość materiału, jakim dysponowaliśmy, formułowanie takiego podziału. Zamiarem autorów jest na tyle dokładne przedstawienie litologii jednego z dolnokarbońskich profili wiertniczych, aby dać realny przyczynek do tworzonego w przyszłości schematu litostratygrafii. W celu osadzenia naszego profilu w jakimś możliwie precyzyjnym podziale faunistycznym, posłużyliśmy się analizą konodontów, które — w świetle dotychczasowych prac Gromczakiewicz-Łomnickiej (1974, 1976, 1977, 1978) oraz naszych obserwacji — są obiecującym narzędziem biostratygrafii omawianych skał.

Ze względu na przyszły podział litostratygraficzny istotna jest również ocena ogólnego charakteru sedymentacji, czy raczej sformułowanie hipotetycznego modelu facjalnego, który pozwalałby wnioskować o przypuszczalnych asocjacjach litologicznych w obrębie jednostek litostratygraficznych. Wspomnianą ocenę oparliśmy

na porównaniu badanych utworów z podobnie wykształconymi, ale dokładniej zrekonstruowanymi litofacjami spoza rejonu Polski.

Przedmiotem badań był w pełni rdzeniowy profil wiertniczy *WB-94* w przedziale głębokości od 180,4 do 221,4 m, odwiercony przez byłe Krakowskie Przedsiębiorstwo Geologiczne w miejscowości Zarzeczce, 12 km na NE od Olkusza (fig. 1). Profil ten jest ograniczony od dołu zasięgiem wiercenia, a jego górną granicę wyznacza powierzchnia niezgodności permotriasowej, oddzielająca dolomity retu. Upady warstw karbońskich wahają się wokół wartości 30°, a zatem rzeczywista grubość badanych utworów wynosi ok. 35 m. Badania oparto na wykonanym w 1974 r. profilu w skali 1:50 oraz na kilkunastu próbach petrograficznych (szlify i odciski metapleksowe) i 10 próbach konodontowych.

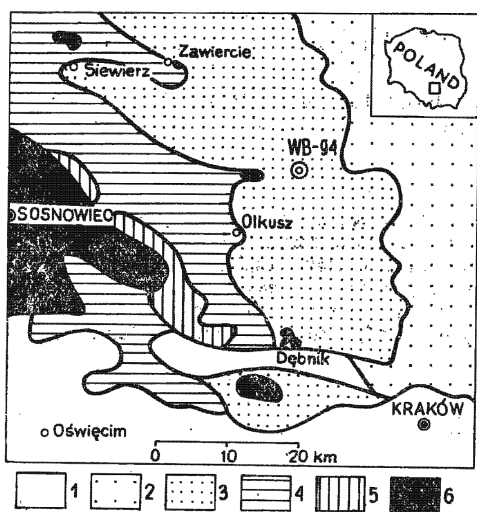


Fig. 1

Lokalizacja badanego profilu na tle odkrytej mapy geologicznej (Location of the studied *WB-94* profile against the solid geological map) wg (after) Książkiewicz & al. (1962), Fig. 6, uproszczona (simplified)

1 — trzeciorzęd (Tertiary), 2 — kreda (Cretaceous), 3 — jura (Jurassic), 4 — trias (Triassic), 5 — perm (Permian), 6 — karbon i dewon (Carboniferous and Devonian)

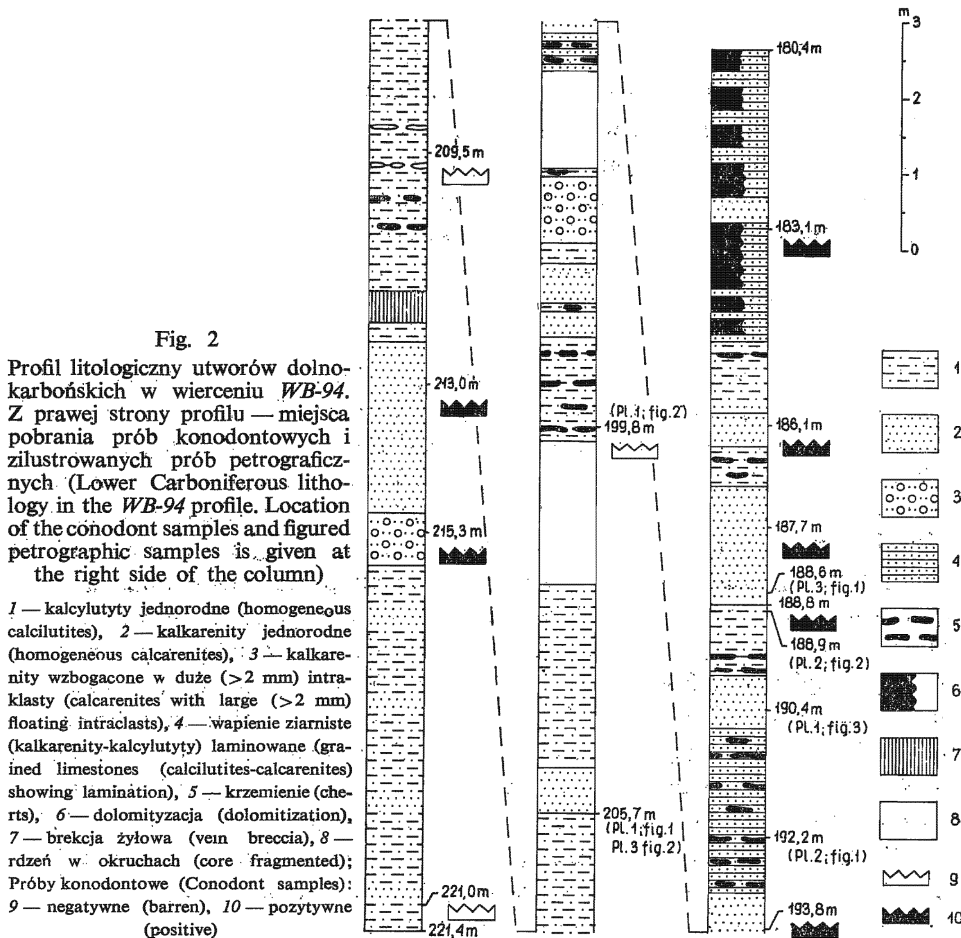
*Podziękowania.* Dziękujemy mgr inż. Ludwikowi Szostkowi z krakowskiego Zakładu Badań Geologicznych Kombinatu Geologicznego "Południe" za udostępnienie materiałów wiertniczych, a panom Mirosławowi Krajewskiemu i mgr Tomaszowi Piątkowskiemu za pomoc w wykonywaniu odcisków metapleksowych i fotografii. Dziękujemy też Pani R. Ufnal za wykonanie zdjęć naszlifów.

### LITOLOGICZNY OPIS PROFILU

Charakterystyczną cechą utworów dolnokarbońskich w profilu *WB-94* (fig. 2) jest występowanie wzajemnych przeławień szarych, a miejscami różowawych kal-karenitów, stanowiących 31% grubości profilu, z warstwami ciemnoszarych i czarnych, marglistych kalcytulitów na ogół obfitujących w krzemienie (49%). Wspomniane przewarstwienia nie mają regularnego, cyklicznego charakteru, lecz składają się z ławic o bardzo zmiennej miąższości — od kilkunastu cm do ok. 2 m. Granice obu typów litologicznych jedynie z rzadką wyjątkowość wykazują cechy granic erozyjnych (pl. 1; fig. 3). Podrzedną odmianą litologiczną, stanowiącą ok. 20% profilu, są równo-

legle laminowane wapienie drobnoziarniste (drobne kalkarenity — kalcylutyty), w których czasem występują krzemienie. Laminacja jest związana z następowaniem warstwek o różnych rozmiarach ziaren i zmiennej ilości domieszki ilastej (pl. 2, fig. 1).

Górny fragment profilu uległ częściowej dolomityzacji telogenetycznej, związanej przypuszczalnie z facjami ewaporatowymi retu, sąsiadującymi od góry bezpośrednio z wapieniami dolnokarbońskimi (Narkiewicz 1979).



Makroskopowo, kalkarenity wykazują na ogół jednorodną teksturę i dobre wy-sortowanie składników ziarnistych. Często występują wśród nich fragmenty członów liliowców oraz muszli ramienionogów. W niektórych ławicach zauważono wzbogacenie w duże, dochodzące rozmiarami do kilku cm, intraklasty mikrytowe tkwiące w kalkarenitowym tle.

Z wyrywkowych obserwacji petrograficznych wynika, że kalkarenity mają charakter intra- i biosparytów (pl. 2, fig. 2; pl. 3, fig. 1), miejscami ze znaczną domieszką

oidów. Materiał szkieletowy składa się głównie z fragmentów liliowców i ramionogów, z dobrze na ogół zachowanych otwornic wielokomorowych (często endotyr), okruchów zoariów mszywiolowych, a także glonów, w tym kamenidowych, girwanelli oraz form podobnych do rodzaju *Kontnckopora*. Podrzędnie występują kalcysfery oraz skorupki małżoraczków, w tym — złączone. Część szkieletów jest oparzona otoczkami mikrytowymi. Duże szkielety, w przeciwieństwie do mniejszych, są często silnie pokruszone.

Ławice kalcyłutyków (pl. 1, fig. 2), choć na ogół niemal czarne, wykazują miejscami mniej lub bardziej regularne strefy jaśniejsze, przypuszczalnie wskutek wtórnego odbarwienia. Tekstura jest zmienna — od jednorodnej do równoległej, czasem nieco faliście laminowanej; makroskamieniałości nie zaobserwowano.

Z badań mikroskopowych wynika, że skały określane jako kalcyłutyty są mikrytami i biomikrytami marglistymi o zmiennym w poszczególnych warstwach udziale materiału szkieletowego (pl. 1, fig. 1; pl. 3, fig. 2). Składa się on głównie z prostych igieł gąbek (monaksonów) w różnym stopniu skalcyfikowanych, a także, w mniejszych ilościach, ze szkieletów małżoraczków i radiolari. Nagromadzenia igieł gąbek są miejscami tak znaczne, że można już mówić o ławicach wapienno-marglistych spikulitów.

Krzemienie, często występujące w omawianych skałach, mają pokrój czarnych, nieostro zarysowanych warstw i soczewek zgodnych z ogólnym uławiczeniem i o grubościach od kilku mm do kilku cm (pl. 1, fig. 2). Czasem można w nich gołym okiem dostrzec mikroskopijne jaśniejsze przeciki — interpretowane jako igły gąbek. Również pod mikroskopem, przy jednym nikolu zaobserwowano relikty monaksonów w formie regularnych jaśniejszych stref. Spostrzeżenia petrograficzne potwierdzają nieostry przebieg granic krzemieni: strefa najsilniejszego skrzemionkowania, utworzona niemal całkowicie z chalcedonu, graniczy często z symetrycznie rozmieszczonymi i o wiele szerszymi partiami częściowej sylikfikacji, w których powszechnie występują wapienne relikty szkieletowe (pl. 1, fig. 2). W przypadku wapieni laminowanych warstewkowanie zachowuje się w formie reliktywnej również w brzeżnych partiach krzemieni, ulegając ku ich środkowi całkowitemu zatarciu (pl. 2, fig. 1). Należy podkreślić, że o ile soczewki i warstwy krzemieni występują wyłącznie w kalcyłutykach i drobnoziarnistych kalkarenitach laminowanych, o tyle nieregularne, mikroskopijne strefy chalcedonu zdarzają się również w wapieniach gruboziarnistych, często zastępując materiał szkieletowy. W tych ostatnich wapieniach powszechny jest również kwarc autigeniczny (pl. 2, fig. 2; pl. 3, fig. 1).

Nieostre granice krzemieni, ich stosunek do pierwotnej laminacji osadu oraz wyraźnie wtórny charakter chalcedonu względem szkieletów organicznych sugerują, że skrzemionkowanie było procesem post-sedymenacyjnym. Z drugiej strony, wyraźny jest związek soczewek i warstewek krzemiennych z marglistymi, ciemnymi przewarstwieniami mikrytów i kalcyłutyków spikulowych. W połączeniu z częstym występowaniem kalcytowych pseudomorfoz igieł gąbek nasuwa to wniosek o genetycznym powinowactwie procesów kalcyfikacji i sylikfikacji. Źródłem krzemionki były przypuszczalnie spikule opalowe, metastabilne w warunkach przypowierzchniowych (Siever 1962). Zwrotne reakcje rozpuszczania i wytrącania  $\text{CaCO}_3$  i  $\text{SiO}_2$  zachodziły przypuszczalnie w warunkach alkalicznych, w trakcie diagenety osadu (por. Siedlecka 1970). Prawdopodobnie, większa część

krzemieni powstała w trakcie wczesnej diagenety, a więc przed lityfikacją osadu. Świadczyłyby o tym warstwowe skrzemionkowanie w ławicach kalcytutytów marglistych, uwarunkowane przyszczalnie rozkładem porowatości w trakcie diagenety. Ławice margliste trudniej ulegają cementacji niż czyste wapienie (Zankl 1969) i przez to stanowią w opisywanym przykładzie ośrodek bardziej sprzyjający dla procesów rozpuszczania-wytrącania aniżeli wcześniej scementowane kal-karenity. Nie wyklucza to jednak istnienia, choć w mniejszym stopniu, procesów sylifikacji również w zlifyfikowanych wapieniach gruboziarnistych, o czym świadczą skrzemionkowane szkielety organiczne w tychże wapieniach.

### BIOSTRATYGRAFIA

Przy analizie biostratygraficznej badanego profilu posłużono się wyłącznie konodontami. Z rozpuszczonych w kwasie octowym dziesięciu próbek o wadze ok. 0,5 kg każda (patrz fig. 2 dla lokalizacji w profilu) siedem zawierało konodonty w łącznej liczbie 64 okazów (tab. 1).

Jako podstawę do rozważań biostratygraficznych przyjęto podział Austina (1974) z modyfikacjami Groessensa (1974) oraz Groessensa, Conila & Leesa (1976). Autorzy ci wyróżniają w obrębie dolnego karbonu 10 poziomów konodontowych. Wspomniany podział w dużym stopniu uwzględnia i godzi znaczne, przypuszczalnie uwarunkowane paleoekologicznie, zróżnicowanie dolnokarbońskich faun konodontowych Zachodniej Europy i związane z nim trudności we wzajemnej korelacji okalnych sukcesji, głównie z Niemiec Zachodnich i Belgii.

Występowanie poszczególnych taksonów w próbkach przedstawiono na tab. 1. Najniższa datowana próba (głęb. 215,3 m) zawiera *Gnathodus* sp./aff. *Paragnathodus commutatus* Branson & Mehl/i *Mestognathus* sp., które wskazują, że opisywana fauna

Tabela (Table) 1

Występowanie konodontów w profilu *WB-94* (Distribution and frequency of conodonts in *WB-94* profile)

Gatunek (Species)	Głębokość (Depth) m							
	215,3	213,0	193,8	188,8	187,7	186,1	183,1	
<i>Geniculatus claviger</i>							1	
<i>Geniculatus glottoides</i>							1	
<i>Gnathodus antetexanus</i>					2			
<i>G. delicatus</i> s.l.					1			
<i>G. girtyi girtyi</i>		1					1	
<i>G. girtyi meischneri</i>				1	1		11	
<i>G. punctatus</i>							1	
<i>G. semiglaber</i>							4	
<i>G. symmutatus homopunctatus</i>				1	1	6	5	
<i>G. symmutatus mermaidus</i>							3	
<i>G. texanus pseudosemiglaber</i>							5	
<i>Gnathodus</i> sp. indet.					1			
<i>G. sp. /aff. Paragnathodus commutatus</i>	2		1				3	
<i>P. lineatus</i>					1		1	
<i>Mestognathus</i> sp.	1	1			1			
<i>Palmatolepis minuta</i> vel. <i>gracilis</i>							1	
<i>Pseudopolygnathus triangulus triangulus</i>							1	
<i>Siphonodella obsoleta</i>							1	

nie może być starsza od górnej części wizeńskiego poziomu *Mestognathus beckmanni* i prawdopodobnie reprezentuje podpoziom *Gnathodus* cf. *commutatus* (Groessens 1974). Dość dobre datowanie próby z głębokości 187,7 m opiera się na współwystępowaniu okazów *Gnathodus delicatus* Branson & Mehl s.l. i *Gnathodus* sp. indet. Pierwszy z wymienionych gatunków ma wprawdzie stosunkowo długi zasięg, pojawia się bowiem już w turnejskim poziomie *Siphonodella crenulata*, jednak do tej pory nie był notowany powyżej najniższych partii poziomu *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Meischner 1970). Natomiast *Gnathodus* sp. indet. znany jest dotychczas tylko z poziomu *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Boogaert 1967, Higgins 1974). Współwystępowanie tych gatunków wskazuje, że konodonty z głęb. 187,7 m nie mogą być młodsze od najniższych partii wizeńskiego poziomu *Gnathodus bilineatus bilineatus*.

Najwyższa datowana próba (183,1 m) zawiera mieszany zespół konodontów, w skład którego wchodzi elementy fameńskie: *Palmatolepis minuta* Branson & Mehl vel *gracilis* Branson & Mehl; turnejskie: *Pseudopolygnathus triangulus* Voges, *Siphonodella obsoleta* Hass i *Gnathodus punctatus* (Cooper); turnejsko-wizeńskie bądź wizeńskie: *Gnathodus antetexanus* Rexroad & Scott, *Gnathodus semiglaber* Bischoff, *G. texanus pseudosemiglaber* Thompson & Fellows, *G. girtyi meischneri* Austin & Husri i *Geniculatus glottoides* Voges; oraz wizeńsko-namurskie: *Gnathodus girtyi girtyi* Hass, *G. symmutatus homopunctatus* Ziegler, *G. symmutatus mermaidus* Austin & Husri, *Paragnathodus lineatus* Austin & Husri i *Geniculatus claviger* (Roundy). Określenie wieku tego zespołu na podstawie obecności w nim taksonów najmłodszych nie jest jednoznaczne, gdyż większość z nich sięga do dolnych partii namuru (Higgins & Buckaert 1968; Meischner 1962, 1970; Rhodes & al. 1969; Austin & Husri 1974; Groessens 1974; Higgins 1974, 1975). Nie można zatem odrzucać i takiej możliwości, iż omawiana próba jest młodsza od wizenu. Gdyby jednak założyć, że okazy *Geniculatus glottoides* Voges i *Gnathodus semiglaber* Bischoff nie są w omawianym zespole elementami redeponowanymi, wówczas należałoby przyjąć, biorąc pod uwagę górne zasięgi tych gatunków, że opisywany zespół nie jest młodszy od poziomu *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Voges 1959, Meischner 1970, Austin & Husri 1974, Paproth, Streel & Conil 1976). Możliwość ta wydaje się o tyle prawdopodobna, że brak jest w tym zespole gatunków tak charakterystycznych, a powszechnie występujących w poziomach młodszych od *Gnathodus bilineatus bilineatus*, jak *Paragnathodus mononodosus* (Rhodes, Austin & Druce), *P. multinodosus* (Higgins), *P. nodosus* (Bischoff), *Gnathodus girtyi collinsoni* Rhodes, Austin & Druce, *G. girtyi intermedius* Globensky, *G. girtyi simplex* Dunn czy *G. girtyi soniae* Rhodes, Austin & Druce (Meischner 1970, Austin & Husri 1974, Higgins 1975).

Charakterystyczna dla próby zawierającej wymieszaną faunę różnowiekową jest stosunkowo duża liczebność konodontów oraz nieco lepszy stan zachowania form młodszych stratygraficznie niż starszych. Te drugie, choć w większości połamane, nie noszą jednak wyraźnych śladów korozji czy deformacji, występujących czasami w przypadku okazów domieszanych (m.in. Krebs 1964, Klapper 1966). Jednorodny biostratygraficznie charakter niższej części profilu oraz jego litologiczne wykształcenie wykluczają możliwość kondensacji stratygraficznej. Wydaje się zatem, że najbardziej prawdopodobną przyczyną wymieszania form różnowiekowych była redepozycja konodontów z erodowanych synsedymentacyjnie obszarów sąsiednich, zbudowanych ze skał starszych. Omawiana

próba pochodzi z jednej z wkładek okrucowych o charakterze allochtonicznym (patrz wyżej) co dodatkowo przemawia za taką interpretacją.

#### INTERPRETACJA FACJALNA PROFILU *WB-94*

Współwystępowanie w omawianym profilu ubogich w makrofaunę warstw marglistych odpowiadających 1-ej mikrofacji standardowej Wilsona (1975), z wkładkami detrycznymi, obfitującymi w pokruszone i wysortowane szkielety różnych organizmów bentonicznych (mikrofacje standardowe 4 i 5) można zinterpretować jako nakładanie się kolejnych okresów redepozycji na okresy sedymentacji spokojniejszej. Takie cechy warstw „autochtonicznych”, jak ciemne barwy, ubogi zespół organiczny i zachowana subtelna laminacja przy braku zaburzeń bioturbacyjnych, świadczyłyby o przynależności omawianych przeławień do biofacji pelagicznej, anaerobowej w strefie przydennej basenu (por. Byers 1977). Częste nagromadzenia spikul w tych warstwach wskazują na bliskie pokrewieństwo stagnującego środowiska sedymentacji ze środowiskiem życia gąbek. Z drugiej jednak strony nie można wykluczyć, że drobne igły gąbek były redeponowane z nieco lepiej natlenionych (dysaerobowych?) partii basenu np. przy udziale słabych prądów trakcyjnych. Ostrzejsze kontrasty biofacjalne i, przypuszczalnie, batymetryczne kojarzą się z warstwami okrucowymi. Występowanie w nich bogatej fauny bentonicznej oraz glonów wapiennych świadczyłoby o trwaniu w sąsiedztwie stagnujących basenów obszarów bujnego rozwoju bentosu w przypuszczalnie płytszej strefie aerobowej i zarazem eufotycznej.

Lito- i biofacja profilu *WB-94* wykazuje szereg zastanawiających podobieństw do wielu węglanowych i krzemionkowo-węglanowych zespołów facjalnych opisanych z górnego paleozoiku w wielu krajach świata. Ciemne wapienie lub czerty ze spikulami dominującymi w zespole organicznym wydają się być typowym dla młodsze paleozoiku „basenowym” utworem szelfu głębszego, anaerobowego przy dnie (zob. przegląd u Siedleckiej 1970; Wilson 1969, Yurewicz 1977, Davies 1977). Z reguły współwystępują z nimi wkładki materiałów redeponowanych z płytszych, często przybrzeżnych partii szelfu. Materiał biotetryczny jest na ogół bardzo podobny pod względem składu i cech tafonomicznych; przeważają tu pokruszone feagmenty szkarłupni, ramienionogów, mszywiółów i glonów wapiennych, oraz lepiej zachowane skorupki otwornic bentonicznych i małżoraczków. Jako czynnik transportu przyjmuje się turbidyty wapienne (np. Meischner 1964, Yurewicz 1977) lub prądy trakcyjne (Helmkamp 1969). Utwory te zawierają na ogół dużo krzemionki albo pierwotnej — w szkieletach gąbek i radiolari, albo też wtórnej, w postaci mniej lub bardziej regularnych krzemieni lub czertów (Helmkamp 1969, Siedlecka 1970). Pod względem paleogeograficznym omawiane utwory są — biorąc pod uwagę dokładną analizę całych basenów sedymentacyjnych — na ogół umieszczane w strefie głębszego, zewnętrznego szelfu węglanowego lub terygeniczo-węglanowego o głębokościach bliskich maksymalnym dla mórz epikontynentalnych (rzędu 200—300 m).

Powyższa, krótka i całkowicie abstrahująca od lokalnej paleogeografii analiza nasuwa wniosek, że o ile nie mamy do czynienia z jakąś anomalią, to również utwory z profilu *WB-94* powinny wiązać się genetycznie z naszkicowanym pokrótce modelem paleogeografii.

#### UWAGI O PALEOGEOGRAFII DOLNEGO KARBONU POŁUDNIOWEJ POLSKI

Utwory podobne do opisanych z wiercenia *WB-94* były wzmiankowane w wielu pracach o dolnym karbonie rejonu śląsko-krakowskiego (Siedlecki 1954, Alexandrowicz & Siedlecka 1964, Bojkowski & Bukowy 1966, Zajączkowski 1975). Według Unruga i Dembowskiego (1971), a także Bojkowskiego (1978), szelfowe facje wapienne, często margliste z przeławiczeniami ziarnistymi, grupują się w rejonie wschodniego i południowego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego. W pozostałej części dolnokarbońskiego szelfu przeważają skały ilaste i mułowcowe (*op.cit.*). Seria ta ku zachodowi przechodzi w utwory geosynkliny Sudetów Wschodnich, przy czym granica obu obszarów paleogeograficznych pokrywa się mniej więcej z zachodnią granicą Zagłębia Górnośląskiego (Unrug & Dembowski 1971). Mogłoby to wskazywać, że stok szelfu, który przypuszczalnie istniał w tej strefie już w środkowym i górnym dewonie (Narkiewicz 1978), mógł być barierą dla prądów zawieszinowych niosących w dolnym karbonie materiał szarogłazowy z W i SW (Unrug & Dembowski 1971). Sytuacja byłaby zatem podobna jak w rejonie geosynkliny Reńskich Gór Łupkowych, gdzie rolę bariery morfologicznej odgrywał w analogicznym stadium rozwoju geosynkliny równoleżnikowy wał śródgeosynklinalny (Meischner 1971).

W literaturze dotyczącej omawianych utworów używa się czasem (np. Bojkowski & Bukowy 1966, Zajączkowski 1975) terminu „flisz” zarówno w odniesieniu do serii szarogłazowych związanych ściśle z pewnym etapem rozwoju geosynkliny Sudetów Wschodnich, jak i w stosunku do utworów węglanowych złożonych z przeławiczeń basenowo-detrytycznych, a więc typu opisanego w niniejszej pracy. W świetle nowszych analiz paleogeograficznych (Unrug & Dembowski 1971, Bojkowski 1978) te ostatnie facje nie mają wiele wspólnego z fliszem jako formacją (*sensu* Chain 1974), natomiast wiążą się genetycznie z sedimentacją szelfową typu np. środkowo- i górnodewońskich litofacji (Flinz) z północnej części Gór Reńskich. Ten ostatni obszar można uważać za *locus typicus* t.zw. wapieni allodapicznych albo turbidytów wapiennych (Meischner 1964), opisanych również z podobnych facji w Polsce (Szulczewski 1968). Być może część wkładek detrytycznych w opisywanych facjach węglanowych ma charakter ławic turbidytowych, na co jednak do tej pory brak jest przekonujących analiz sedimentologicznych. Z drugiej strony, dotychczasowe obserwacje, m.in. Aleksandrowicza i Siedleckiej (1964) oraz autorów niniejszej pracy, nie wykryły w wapieniu węglowym utworów allochtonicznych o jednoznacznie turbidytowym pochodzeniu. Wydaje się, że środkiem transportu osadów detrytycznych opisaną litofacją były raczej prądy trakcyjne związane czasem z wyjątkowo silnymi sztormami powodującymi dodatkowo znaczną przeróbkę śródformacyjną osadu.

Facje płytsze, stanowiące źródło osadów wapienno-detrytycznych mogły być związane zarówno z naturalną południową granicą szelfu, a zarazem brzegiem lądu prakarpackiego (por. Bojkowski 1978, fig. 11—14; Narkiewicz 1978, fig. 6), jak też ze strefami wyniesionymi istniejącymi w obrębie samego zbiornika. Te ostatnie mogły mieć charakter ławic organicznych (banks) w obrębie płytszych partii basenu (Bojkowski & Bukowy 1966, fig. 2—3) albo też większych obszarów, które były wynurzone i erodowane (Jurkiewicz & Żakowa 1972; Bojkowski 1978). Synsedymenacyjna, podmorska lub powierzchniowa erozja starszych osadów — co najmniej do fameńskich włącznie — spowodowała przypuszczalnie redepozycję starszych zespołów konodontowych i ich wymieszanie z formami współczesnymi sedimentacji.



## OPISY PALEONTOLOGICZNE

Badania konodontów pozwoliły wyróżnić 16 taksonów formalnych o randze gatunków i podgatunków, wchodzących w skład 7 rodzajów. Zilustrowano (pl. 4—8) wszystkie gatunki i podgatunki istotne dla stratygrafii lub interesujące z taksonomicznego punktu widzenia. Spośród nich szczególną uwagę zwrócono na 6 taksonów, należących do ważnego stratygraficznie rodzaju *Gnathodus* Pander, z którym wiąże się bodaj najwięcej problemów taksonomicznych spośród wszystkich rodzajów dolnokarbońskich konodontów.

Rodzaj *GNATHODUS* Pander, 1856Gatunek typowy *Gnathodus mosquensis* Pander, 1856*Gnathodus delicatus* Branson & Mehl, 1938 s. l.

(pl. 7, fig. 2, 4)

1972. *Gnathodus delicatus* Branson & Mehl; Matthews & al., s. 559—560, pl. 110, fig. 5, 7—9 (z synonimią).1973. *Gnathodus delicatus* Branson & Mehl; Butler, s. 497—498, pl. 56, fig. 3—5, 7—11, 13—14.

*Uwagi.* — Gatunek *Gnathodus delicatus* przez większość autorów jest wyjątkowo szeroko ujmowany. Należą do niego wszystkie te formy, które na wewnętrznej, węższej części platformy mają rodzaj parapetu; jest to twór złożony z guzków bądź z poprzecznych żeberk, słabo rozszerzony w części przedniej i dochodzący końca tylnego. Szerszą zewnętrzną platformę pokrywa linia guzków albo tylko w pobliżu grzebienia, albo na prawie całej powierzchni. Wprawdzie Rhodes i Austin (1971) sugerowali możliwość rozdzielenia gatunku *Gnathodus delicatus* Branson & Mehl na trzy podgatunki, jednak propozycja ta przez późniejszych autorów nie została uznana, prawdopodobnie ze względu na brak formalnych definicji tych podgatunków. Wydaje się jednak, że taka konieczność istnieje, zwłaszcza że pewne cechy, jak np. pojawianie się wyraźnego parapetu na wewnętrznej platformie, słabszy rozwój guzków w tylnej części zewnętrznej platformy czy też wyraźne poszerzenie platformy zewnętrznej, dominują u form stratygraficznie młodszych (por. Meischner 1970; Butler 1973). Formy o wspomnianych wyżej cechach traktowane są słusznie przez niektórych autorów (np. Meischner 1970) jako przejściowe do *Gnathodus bilineatus* (Roundy).

Opisywane okazy mają wyraźny parapet na zewnętrznej platformie, dość szeroką, ale lekko wypukłą platformę zewnętrzną z dwiema równoległymi liniami guzków. Są więc bardzo zbliżone do okazów zaliczanych do gatunku *Gnathodus bilineatus*. Jedyną istotną różnicą między nimi polega na większej wypukłości platformy zewnętrznej u omawianych okazów. Okazy podobne do obecnie prezentowanych Rhodes i Austin (*op. cit.*) zaliczyli do podgatunku *Gnathodus delicatus hassi* Elias, natomiast inni autorzy (m.in. Matthews & al. 1972, Butler 1973) umiejscawiają je w obrębie gatunku *Gnathodus delicatus* (Branson & Mehl), zakładając jego duże zróżnicowanie wewnątrzgatunkowe.

*Występowanie.* — Belgia: od górnych partii poziomu *Siphonodella* do podpoziomu *Gnathodus symmutatus homopunctatus* bez stropowych partii (Groessens 1974); RFN: od górnych partii poziomu *Scaliognathus anchoralis* do spągowych partii poziomu *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Voges 1959, Meischner 1970); Hiszpania: *Siphonodella cooperi* — *Polygnathus communis communis* do *Scaliognathus anchoralis* włącznie (Higgins 1974); Wielka Brytania — znany z osadów korelowanych z poziomami *Siphonodella crenulata* i *Scaliognathus anchoralis* (Matthews 1969a, b; Matthews & al. 1972; Butler 1973; Austin 1974).

*Gnathodus girtyi meischneri* Austin & Husri, 1974

(pl. 5, fig. 1—2)

1974. *Gnathodus girtyi meischneri* nom. nov.; Austin & Husri, s. 53—54, pl. 2, fig. 1—3, 6; pl. 9, fig. 3 (z synonimią).

*Uwagi.* — Zgodnie z definicją i opisem (Austin & Husri 1974) do podgatunku *Gnathodus girtyi meischneri* należy zaliczyć te okazy, u których ornamentacja bocznych części platformy nigdy nie osiąga tylnego końca, a zredukowany do niskiego rzędu guzków parapet zewnętrzny sięga nieco dalej do tyłu niż wewnętrzny. U okazów omawianych wewnętrzny boczny parapet sięga dalej niż zewnętrzny, a więc odwrotnie niż według oryginalnego opisu *Gnathodus girtyi meischneri* (Austin & Husri 1974). Zgodnie z taksonomiczną koncepcją Higginsa (1975) byłaby to cecha wystarczająca do wyróżnienia nowego podgatunku. Autorom wydaje się jednak, że słuszniej byłoby zredefiniować podgatunek *G. girtyi meischneri*, dopuszczając jego większą zmienność i włączając do niego okazy tu prezentowane.

*Występowanie.* — Belgia: V3b—V3c (Bless & al. 1976); RFN: od poziomu *Scaliognathus anchoralis* do dolnych partii *Paragnathodus nodosus* (Goy) (Voges 1959; Meischner 1962); Wielka Brytania: poziomy *Paragnathodus mononodosus* i *Gnathodus girtyi collinsoni* (Rhodes & al. 1969); Irlandia: od poziomu *Pseudopolygnathus triangulus-Spathognathodus discretus* do poziomu *Gnathodus girtyi collinsoni* (Austin & Husri 1974).

### *Gnathodus punctatus* (Cooper, 1939) (pl. 6, fig. 3)

1939. *Dryphenotus punctatus* Cooper, n. sp., s. 386, pl. 41, fig. 42—43; pl. 42, fig. 10—11.

1970. *Gnathodus punctatus* (Cooper); Thompson & Fellows, s. 86—87, pl. 1, fig. 15—16, 19; pl. 2, fig. 14, 17.

1972. *Gnathodus punctatus* (Cooper); Matthews & al., s. 560—562, pl. 109, fig. 5, 13; pl. 110, fig. 1—4, 11—15.

*Uwagi.* — Matthews & al. (1972) do gatunku *Gnathodus punctatus* (Cooper) zaliczyli te okazy, które na górnej powierzchni platformy wewnętrznej mają rozwinięty krótki zakrzywiony parapet, zwrócony wypukłą stroną w kierunku grzebień. Autorzy ci opisali pięć wariantów tego gatunku, wykazując jego powiązania m.in. z *Gnathodus delicatus* Branson & Mehl i *Gnathodus semiglaber* Bischoff. Okaz opisywany reprezentuje ich „odmianę 3”, do której należą te formy, u których obserwuje się po obu stronach grzebień, w tylnej jego części, dobrze rozwiniętą, ściśle przylegającą do niego ornamentację (Matthews & al. 1972, pl. 110, fig. 1, 2, 15). Okazy należące do „odmiany 3” bardzo przypominają gatunek *Gnathodus semiglaber* Bischoff, różnią się jednak od niego na ogół silniej zakrzywionym parapetem i nieco inną ornamentacją tylnej części platformy. U gatunku *Gnathodus semiglaber* jest ona znacznie rozszerzona i składa się z poprzecznych żeberk, natomiast u *Gnathodus punctatus* jest ona zawsze niezależna od grzebień.

*Występowanie.* — Belgia: od górnych partii poziomu *Siphonodella* do spagowych partii podpoziomu *Doliognathus latus* (Groessens 1974); RFN: poziom *Scaliognathus anchoralis* i najniższe partie *Scaliognathus anchoralis* — *Gnathodus bilineatus* interregnum (Voges 1959, Meischner 1970); Hiszpania (Góry Kantabryjskie): od poziomu *Siphonodella cooperi-Polygnathus communis communis* do poziomu *Scaliognathus anchoralis* bez partii stropowych (Higgins 1974); Wielka Brytania: znany z osadów korelowanych z poziomami *Siphonodella crenulata* i *Scaliognathus anchoralis* (Matthews 1969a, b; Matthews & al. 1972; Butler 1973; Austin 1974); Irlandia: Corr Beds, korelowane z poziomami *Siphonodella isosticha-Gnathodus punctatus* i *Gnathodus semiglaber-Polygnathus communis carina* w USA, i z górnymi partiami poziomu *Siphonodella cooperi* w Niemczech (Matthews & Naylor 1973).

### *Gnathodus* sp. indet. (pl. 7, fig. 3)

1967. *Gnathodus delicatus* Branson & Mehl s. l.; Boogaert, s. 179, pl. 2, fig. 14—15 (tylko),

1974. *Gnathodus* sp. indet.; Matthews & Thomas, s. 384, pl. 51, fig. 1—3, 18—19.

*Uwagi.* — Prezentowany okaz charakteryzuje się długim wolnym ostrzem, szeroką i dosyć płaską zewnętrzną platformą ornamentowaną rzędami guzków mniej więcej równoległych do grzebień; rzędy guzków ograniczone są jednak tylko do środkowych partii zewnętrznej platformy. Platforma wewnętrzna jest natomiast węższa i ma dobrze rozwinięty parapet, nie towarzyszy on

jednak grzebieniowi do końca tylnego. Wspomniane cechy sugerują bliskie powiązania badanego okazu z *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy), a jedyną istotną różnicą między nimi jest długość parapetu na wewnętrznej platformie oraz mniej regularny przebieg żeberek poprzecznych tworzących parapet. Okazy bardzo podobne do omawianego, a włączone przez Boogaertą (1967) do gatunku *Gnathodus delicatus* Branson & Mehl s.l., nie mieszczą się, zdaniem autorów, w zakresie zmienności tego gatunku. Trafniejsza wydaje się propozycja Higginsa (1974), aby podobne formy traktować raczej jako nowy podgatunek *Gnathodus bilineatus* (Roundy).

*Występowanie.* — Formy podobne do przedstawionego okazu znane są z Hiszpanii z poziomu *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Boogaert 1967, Higgins 1974) oraz z Wielkiej Brytanii, gdzie występują w zespole fauny mieszanej, której wiek określono jako dolną część piętra *Goniatites* (=poziom *Gnathodus bilineatus bilineatus*) (Matthews & Thomas 1974).

*Gnathodus* sp./aff. *Paragnathodus commutatus* (Branson & Mehl, 1941)/  
(pl. 4, fig. 1—2, 5)

*Uwagi.* — Prezentowane okazy charakteryzują się stosunkowo wąską i wydłużoną platformą, poszerzonym ostrzem i grzebieniem, których guzki mają tendencję do stapiania się ze sobą. Są one bardzo podobne do okazów z terenu Belgii, określanych jako *Gnathodus* cf. *commutatus* (por. Groessens, in: Groessens & al., 1976, pl. 6, fig. 24—25 i Groessens 1974, s. 167, pl. 46). Juwenilne okazy gatunku *Paragnathodus commutatus* w świetle rewizji Higginsa (1975), mają tendencję do zważania platformy. Zastanawiający jest jednak fakt, że wszystkie okazy notowane w Belgii z poziomu *Mestognathus beckmanni* charakteryzują się właśnie wąską i wydłużoną platformą. Również w niewielkiej kolekcji autorów wszystkie okazy mają tę wyżej wymienioną cechę, mimo iż są wśród nich i formy dorosłe. Wydaje się więc, że formy pochodzące z Belgii, jak i tu prezentowane, należy traktować jako prekursorów gatunku *Paragnathodus commutatus* (Branson & Mehl).

*Występowanie.* — Formy bardzo podobne do prezentowanych znane są z Belgii z wyższych partii poziomu *Mestognathus beckmanni*, z podpoziomu *Gnathodus* cf. *commutatus* (Groessens 1974).

Rodzaj *PARAGNATHODUS* Higgins, 1975

Gatunek typowy *Spathognathodus commutatus* Branson & Mehl, 1941

*Paragnathodus lineatus* (Austin & Husri, 1974)

(pl. 4, fig. 3, 6)

1974. *Gnathodus commutatus lineatus* subsp. nov.; Austin & Husri, s. 52—53, pl. 3, fig. 9; pl. 4, fig. 11.

*Uwagi.* — Gatunek ten podobny jest do *Gnathodus symmutatus homopunctatus* Ziegler, gdyż u obu taksonów wolne ostrze jest identyczne, a na platformie, po obu stronach grzebienia wykształcone są rzędy guzków. Jedyną istotną różnicą jest zarys platformy, który u *Paragnathodus lineatus* (Austin & Husri) jest zbliżony do okrągłego, a u *Gnathodus symmutatus homopunctatus* Ziegler wyraźnie wydłużony. Prawie kołisty lub zbliżony do kwadratowego zarys platformy jest jedną z najważniejszych cech diagnostycznych rodzaju *Paragnathodus* Higgins (1975) i na tej podstawie omawiany gatunek należy zaliczyć do tego rodzaju, a nie do rodzaju *Gnathodus* Pander. Od innych gatunków należących do rodzaju *Paragnathodus* omawiany takson różni się obecnością rzędu guzków po obu stronach grzebienia.

*Występowanie.* — Irlandia: od górnych partii poziomu *Gnathodus cuneiformis* do poziomu *Paragnathodus nodosus* (Austin & Husri 1974).

Polska Akademia Nauk  
Instytut Nauk Geologicznych  
Pracownia Stratygrafii  
Al. Żwirki i Wigury 93  
02-089 Warszawa

Instytut Geologiczny  
Zakład Geologii Żył  
Surowców Skalnych  
ul. Rakowiecka 4  
00-975 Warszawa

## LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ S. W. & SIEDLECKA A. 1964. Charakterystyka litologiczna wapieni wizeńskich w Czernej koło Krzeszowic. *Rocznik P.T.G.*, 34 (3). Kraków.
- AUSTIN R. L. 1974. Modification of the British Avonian conodont zonation and a reappraisal of European Dinantian conodont zonation and correlation. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 96 (3). Liège.
- & HUSRI S. 1974. Dinantian conodont faunas of County Clare, County Limerick and County Leitrim. An appendix. *Publ. Symposium Namur 1974, Geol. Surv. Belgium*, 3, Brussels.
- BLESS M. J. M., BOUCKAERT J., BOUZET P., CONIL R., CORNET P., FAIRON-DEMARRET M., GROESSENS E., LONGERSTAEY P. J. & MEESEN J. P. M. P. 1976. Dinantian rocks in the subsurface north of the Brabant and the Ardenno-Rhenish massifs in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. *Meded. Rijks Geol. Dienst., N.S.*, 27 (3).
- BOJKOWSKI K. 1978. Środowiska paleogeograficzne karbonu na obszarze lubelskim i śląsko-krakowskim. *Prace Inst. Geol.*, 86. Warszawa.
- & BUKOWY S. 1966. Strefy facjalne dolnego karbonu antyklinorium śląsko-krakowskiego. *Acta Geol. Pol.*, 16 (2). Warszawa.
- BOOGAERT H. A. 1967. Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Mededel.*, 39, Leiden.
- BUKOWY S. 1974. Struktury epok tektonicznych bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej — część południowo-zachodnia. In: W. POŻARYSKI (Ed.) Budowa geologiczna Polski, 4. Tektonika, cz. 1. Niż Polski. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- BUTLER M. 1973. Lower Carboniferous conodont faunas from the Eastern Mendips (England). *Paleontology*, 16 (3). London.
- BYERS C. W. 1977. Biofacies patterns in euxinic basins: a general model. *Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ.*, 25. Tulsa.
- CHAIN W. J. 1974. Geotektonika ogólna. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- COOPER C. L. 1939. Conodonts from a Bushberg-Hannibal horizon in Oklahoma. *J. Paleont.*, 13 (4). Tulsa.
- DAVIES G. R. 1977. Turbidites, debris sheets and truncation structures in Upper Paleozoic deep-water carbonates of the Sverdrup Basin, Arctic Archipelago. *Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ.*, 25. Tulsa.
- GROESSENS E. 1974. Distribution de conodontes dans le Dinantien de la Belgique. *Publ. Symposium Namur 1974, Geol. Surv. of Belgium*, 17. Brussels.
- , CONIL R. & LEES A. 1976. Problemes relatifs à la limite du Tournaisien et du Viséen en Belgique. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 82 (1). Bruxelles.
- GROMCZAKIEWICZ-ŁOMNICKA A. 1974. Upper Viséan conodont fauna from the Carboniferous Limestone north of Krzeszowice (environs of Cracow, Poland). *Rocznik P.T.G.*, 44 (4). Kraków.
- 1976. Opracowanie stratygrafii konodontowej dolnego karbonu w dolinie Raclawki (na N od Stradliny) oraz w wierceniu nr 105. *Arch. ZNG PAN. Warszawa*.
- 1977. Opracowanie stratygrafii konodontowej dolnego karbonu w południowej części doliny Raclawki. *Arch. ZNG PAN. Warszawa*.
- 1978. Opracowanie stratygrafii konodontowej dolnego karbonu w dolinie Eliaszkówki—Stradliny. *Arch. ZNG PAN. Warszawa*.
- HELMKAMPF K. 1969. Zur Sedimentpetrographie und Stratinomie des Westenfelder Kohlenkalkes (Sauerland). *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 16, Krefeld.
- HIGGINS A. C. 1974. Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. *Publ. Symposium Namur 1974, Geol. Surv. of Belgium*, 4. Brussels.
- 1975. Conodont zonation of the late Viséan — early Westphalian Strata of the South and Central Pennines of Northern England. *Bull. Geol. Surv. of Great Britain*, 53. London.

- & BOUCKAERT L. 1968. Conodont stratigraphy and paleontology of the Namurian of Belgium. *Mém. Expl. Cartes Géol. et Min. Belgique*, 10. Bruxelles.
- JURKIEWICZ H. & ŻAKOWA H. 1972. Rozwój litologiczno-paleogeograficzny dewonu i dolnego karbonu w Niece Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, 16 (4). Warszawa.
- KLAPPER G. 1966. Upper Devonian and Lower Mississippian conodont zones in Montana, Wyoming, and South Dakota. *Kansas Univ., Paleont. Contr. Paper*, 3. Kansas.
- KREBS W. 1964. Zur faziellen Deutung von Conodonten-Mischfaunen. *Senck. Leth.*, 45 (1—4). Frankfurt a.M.
- MATTHEWS S. C. 1969a. A Lower Carboniferous conodont fauna from east Cornwall. *Palaeontology*, 12 (2). London.
- 1969b. Two conodont faunas from the Lower Carboniferous of Chudleigh, south Devon. *Paleontology*, 12 (2). London.
- , SADLER P. M. & SELWOOD E. B. 1972. A Lower Carboniferous conodont fauna from Chillaton, south-west Devonshire. *Palaeontology*, 15 (4). London.
- & NAYLOR D. 1973. Lower Carboniferous conodont faunas from south-west Ireland. *Paleontology*, 16 (2). London.
- & THOMAS J. M. 1974. Lower Carboniferous conodont faunas from north-east Devonshire. *Paleontology*, 17 (2). London.
- MEISCHNER K. D. 1962. Rhenar Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). *Abh. Hess. Landesamt Bodenforsch.*, 39. Wiesbaden.
- 1964. Allodapische Kalke, Turbidite in riffnähen Sedimentations-Becken. In: A.H. BOUMA & A. BROUWER (Eds) *Turbidites. Developments in Sedimentology*, 3. Elsevier, Amsterdam—London—New York.
- 1970. Conodonten — Chronologie des deutschen Karbons. *C.R. 6<sup>e</sup> Congr. Intern. Stratigr. Geol. Carb. Sheffield 1967*, 3. Maastricht.
- 1971. Clastic sedimentation in the Variscan geosyncline east of the river Rhine. In: G. MÜLLER (Eds) *Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook. VIII Intern. Sediment. Congress.* Frankfurt a.M.
- NARKIEWICZ M. 1978. Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta Geol. Pol.*, 28 (4). Warszawa.
- 1979. Telo- and mesogenetic dolomites in subsurface Upper Devonian to Lower Carboniferous sequences of southern Poland. *N.Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 158 (2). Stuttgart.
- PAPROTH E., STOPPEL D. & CONIL R. 1976. Revision micropaleontologique des sites Dinanties de Zippenhaus et de Cromford (Allemagne). *Bull. Soc. Belge Géol.*, 82 (1). Bruxelles.
- RHODES F. H. T., AUSTIN R. L. & DRUCE E. C. 1969. British Avonian (Carboniferous) conodont faunas and their value in local and intercontinental correlation. *Bull. Brit. Mus. Natur. Hist. (Geol.)*, Suppl. 5. London.
- & — 1971. Carboniferous conodont faunas of Europe. *Geol. Soc. Amer., Mem.*, 127. Boulder, Oklahoma.
- SIEDLECKA A. 1970. Investigations of Permian cherts and associated rocks in southern Spitsbergen. *Norsk Polarinstitut Skrifter*, 147.
- SIEDLECKI S. 1954. Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, 73. Warszawa.
- SIEVER R. 1962. Silica solubility, 0°—200°, and the diagenesis of siliceous sediments. *J. Geol.*, 70 (2). Chicago.
- SZULCZEWSKI M. 1968. Slump structures and turbidites in Upper Devonian limestones of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 18 (2). Warszawa.
- THOMPSON T. L. & FELLOWS L. D. 1970. Stratigraphy and conodont biostratigraphy of Kinderhookian and Osagean rocks of southern Missouri and adjacent areas. *Missouri Geol. Surv. & Water Resource. Rept. Invest.*, 45. Rolla, Missouri.
- UNRUNG R. & DEMBOWSKI Z. 1971. Rozwój diastrficzno-sedymentacyjny basenu Morawsko-Śląskiego. *Rocznik P. T. G.*, 41 (1). Kraków.

- VOGES A. 1959. Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (Gattendorfia — und Pericyclus — Stufe) des Sauerlandes. *Paläont. Z.*, **33** (4). Stuttgart.
- WILSON J. L. 1969. Microfacies and sedimentary structures in "deeper water" lime mudstones. *Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ.*, **14**. Tulsa.
- 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer-Verlag*. Berlin—Heidelberg—New York.
- YUREWICZ D. A. 1977. Sedimentology of Mississippian basin-facies carbonates, New Mexico and West Texas, the Rancheria Formation. *Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ.*, **25**. Tulsa.
- ZAJĄCZKOWSKI W. A. 1975. Stratygrafia i litologia wapieni dinantu w Czernej koło Krzeszowic. *Biul. Inst. Geol.*, **282**, Warszawa.
- ZANKL H. 1969. Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rocks. *Sedimentology*, **12** (3—4). Amsterdam.

---

H. MATYJA & M. NARKIEWICZ

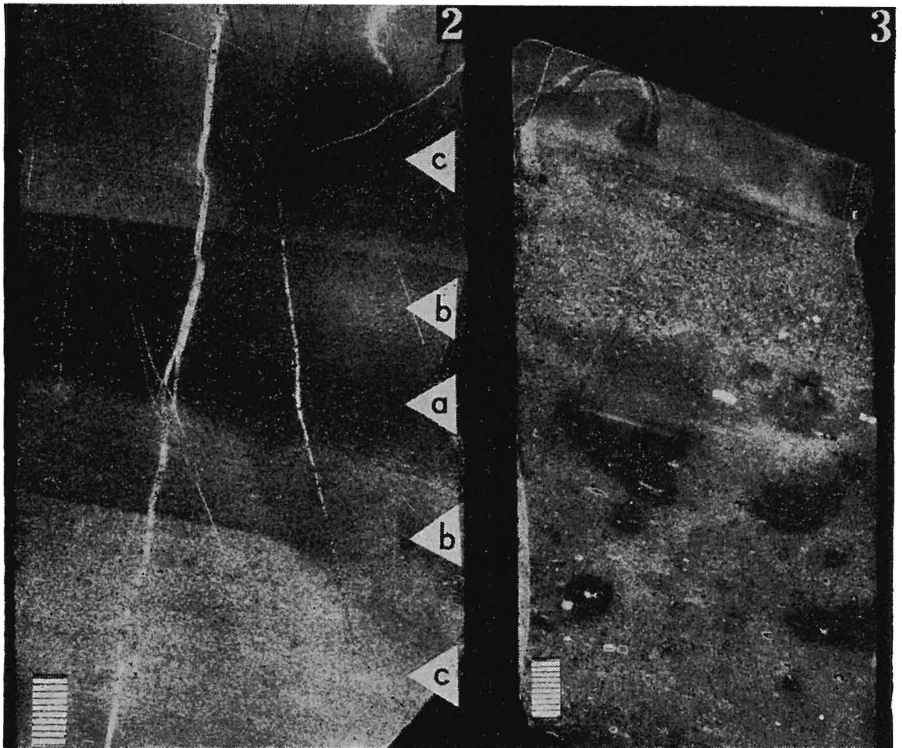
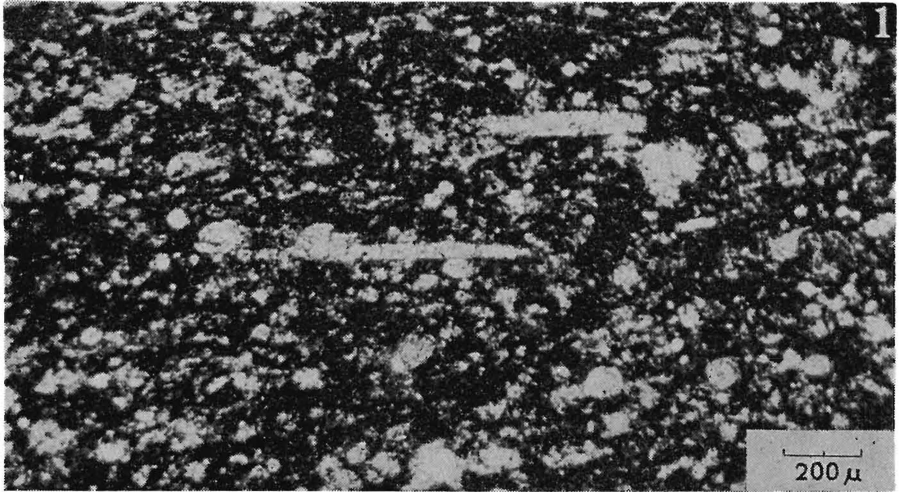
#### SUMMARY

The investigated *WB-94* borehole profile (100% core) is located at the north-eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin, in vicinity of Olkusz (Fig. 1). Predominant in the profile (Fig. 2) are dark marly spiculitic calcilitites with layered or lense-shaped black cherts, comparable to the Wilson's (1975) standard microfacies 1 (Pl. 1, Figs 1—2; Pl. 2, Fig. 1; Pl. 3, Fig. 2). The autochthonous marly beds are intercalated with grey to pinkish homogeneous intrabioparenites containing abundant abraded and redeposited skeletons of echinoderms, brachiopods, foraminifers (mostly endothyrids), bryozoans and various calcareous algae (Pl. 1, Fig. 3; Pl. 2, Fig. 2; Pl. 3, Fig. 1). This microfacies corresponds to SMF 4 and 5 (Wilson 1975). Laminated fine calcarenites and calcilitites, with cherts in places, form the intermediate litological variety.

The biostratigraphic study of 10 (including 7 positive) conodont samples (*see* Table 1, and Fig. 2 for location in the profile) is based upon the Lower Carboniferous conodont zonation constructed by Austin (1974) with some modifications by Groessens (1974) and Groessens, Conil & Lees (1976). Stratigraphically important and/or taxonomically interesting formtaxa are illustrated on Plates 4—8 and described in the paleontological part.

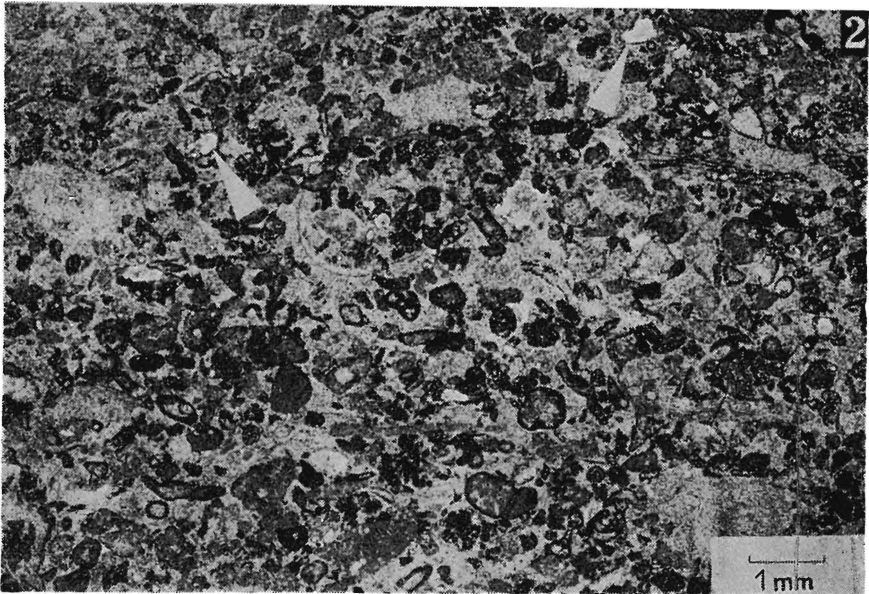
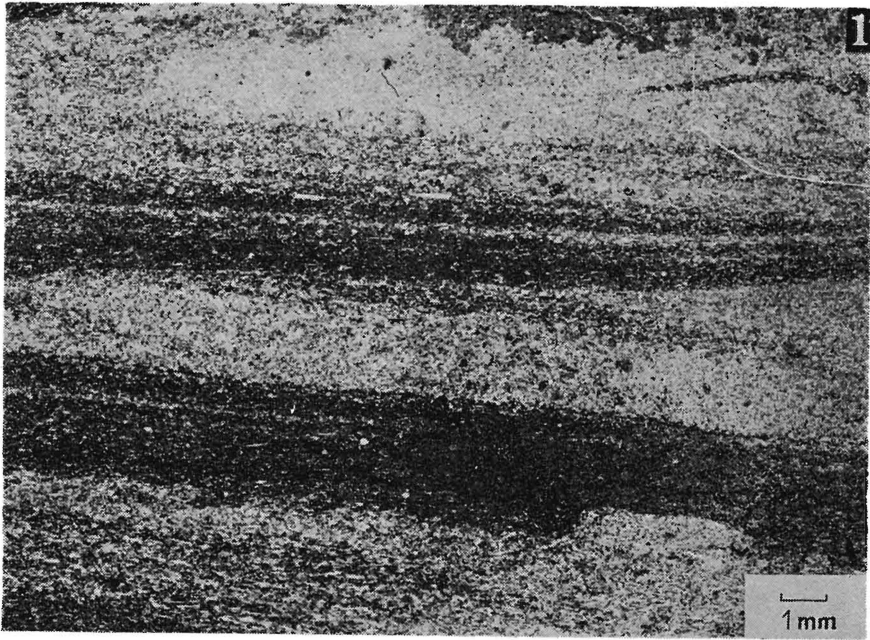
The occurrence of *Gnathodus* sp./aff. *Paragnathodus commutatus* (Branson & Mehl) and *Mestognathus* sp. in the lowermost dated sample (215.3 m) indicates that it is not older than the upper part of the Viséan *Mestognathus beckmanni* Zone. In turn, the sample from depth 187.7 m is not younger than the lowermost part of the Viséan *Gnathodus bilineatus bilineatus* Zone as indicated by the stratigraphic ranges of *Gnathodus delicatus* Branson & Mehl and *Gnathodus* sp. indet. (Meischner 1970, Boogaert 1967, Higgins 1974, Matthews & Thomas 1974). The uppermost dated sample (depth 183.1 m) contains stratigraphically mixed conodont assemblage with the admixture of the typical Famennian and Tournaisian forms (Table 1). The admixture is most probably related to the redeposition of some contemporaneously eroded Upper Devonian to Lower Carboniferous conodont-bearing carbonates within the Lower Carboniferous shelf platform (cf. Bojkowski & Bukowy 1966, Jurkiewicz & Zakowa 1972). The investigated lithofacies belongs to the anaerobic marginal deeper shelf with intense redeposition from the intra-basinal or coastal shoals inhabited by abundant benthic assemblages.

---



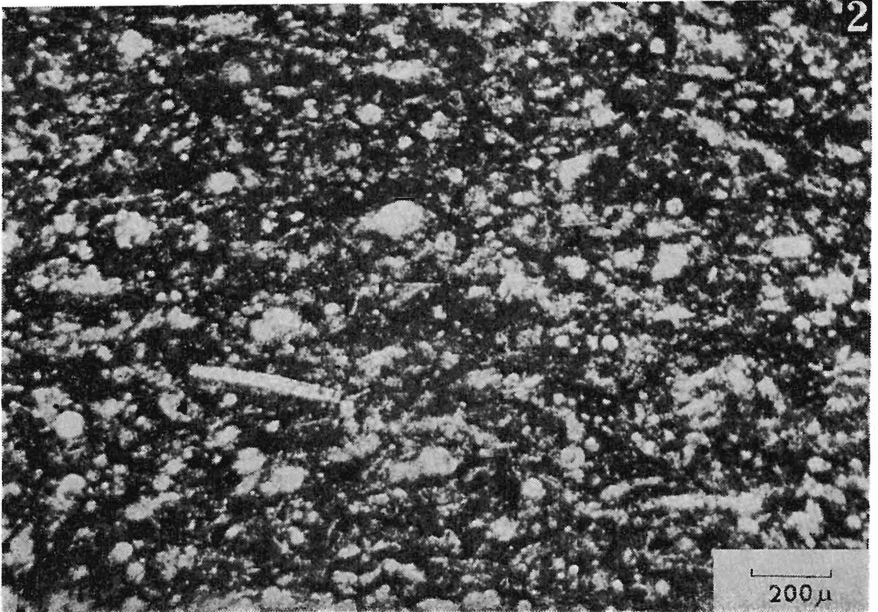
- 1 — mikryt marglisty z licznymi skalcyfikowanymi spikulami. Szlif (marly micrite with numerous calcified sponge spicules. Thin section), głęb. (depth) 205,7 m
- 2 — warstwowe skrzemionkowanie w marglistym mikrycie spikulowym; *a* warstwa niemal całkowicie zsylikowana, *b* strefy częściowej sylikacji, z licznymi relikdami, *c* mikryt marglisty ze spikulami. Skala w milimetrach. Naszlif (cherty layer within marly spiculitic micrite; *a* almost completely silicified layer, *b* partial silicification zone, with abundant CaCO<sub>3</sub> relics, *c* marly spiculitic micrite. Scale in millimetres. Polished slab), 199,8 m
- 3 — cienka wkładka kalkarenitu w obrębie mikrytu marglistego; w dolnej części biomikryt z pojedynczymi trochitami. Skala w milimetrach. Naszlif (thin calcarenitic intercalation within marly micrite; lower part — biomicrite with single echinoderm plates. Scale in millimetres. Polished slab), 190,4 m

Zdjęcia 2—3 wykonała (Photographed by) Janina Modrzejewska

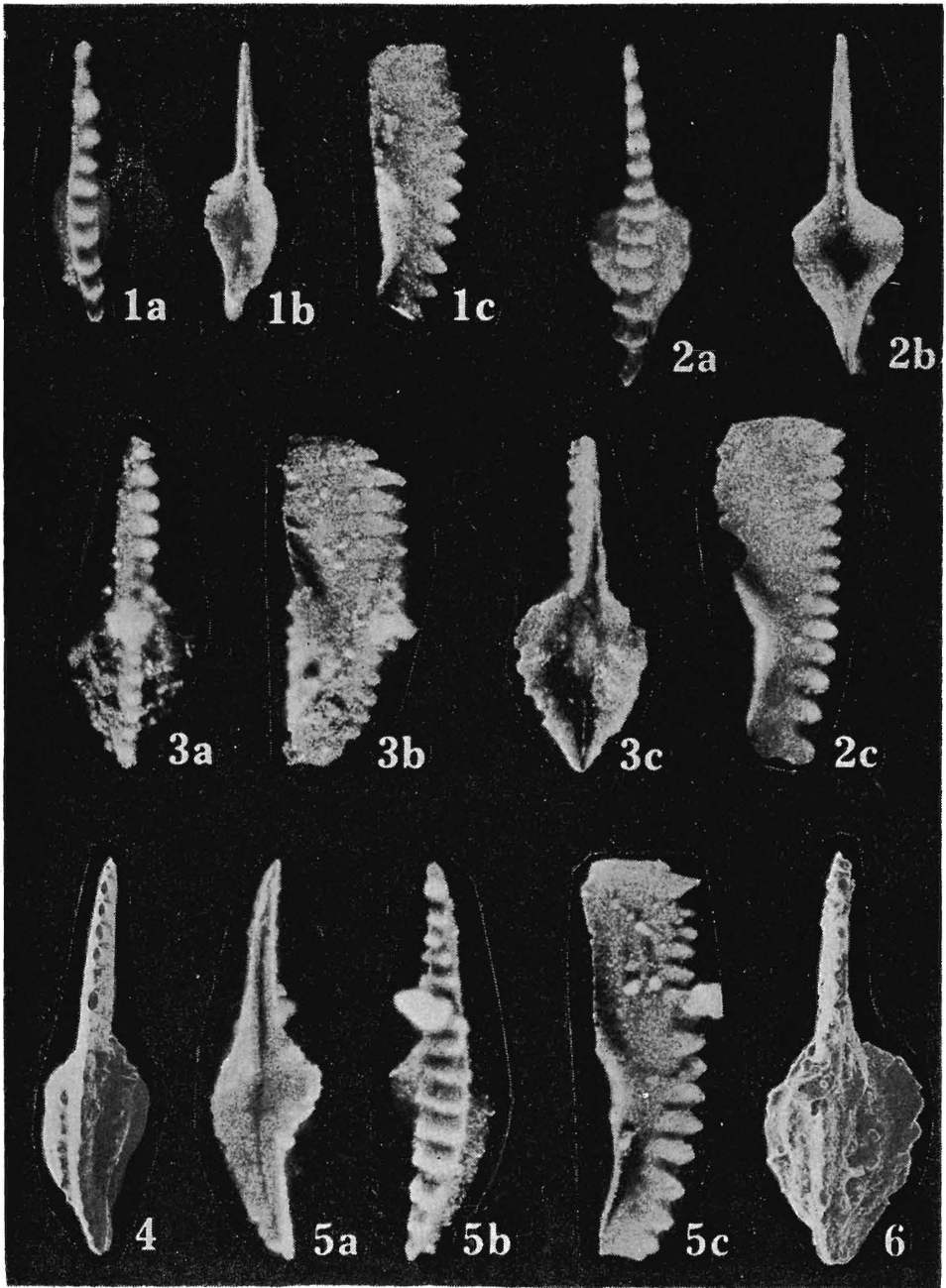


- 1 — kontakt krzemienia (górną i prawą część zdjęcia) z kalcylutytem laminowanym. Widoczne stopniowe zacieranie się lamin marglistych w krzemieniu. Szlif z prawą połową zabarwioną alizaryną—S (contact zone between irregular chert (upper and right) and laminated calcilutite. Notice gradual obliteration of progressively silicified marly laminae towards right. Thin section, its right half stained with alizarine red—S), 192,2 m
- 2 — Intrabiosparenit ze szkieletami otwornic, ramienionogów, szkarłupni i mszywiolów. Strzałki wskazują kryształy kwarcu autigenicznego. Szlif (intrabiosparenite with remains of foraminifers, brachiopods, echinoderms, and bryozoans. Arrows point to authigenic quartz. Thin section), 188,9 m

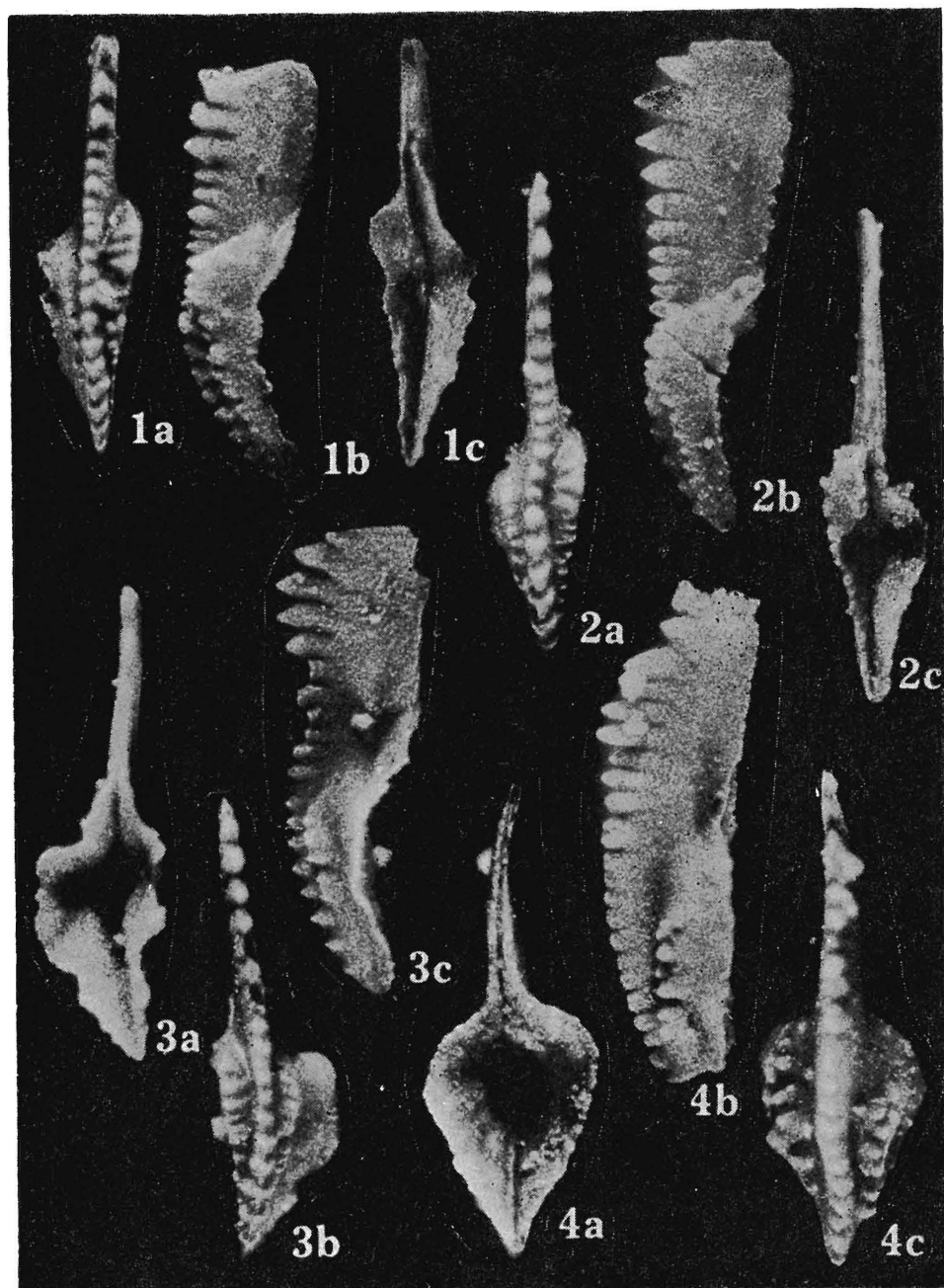




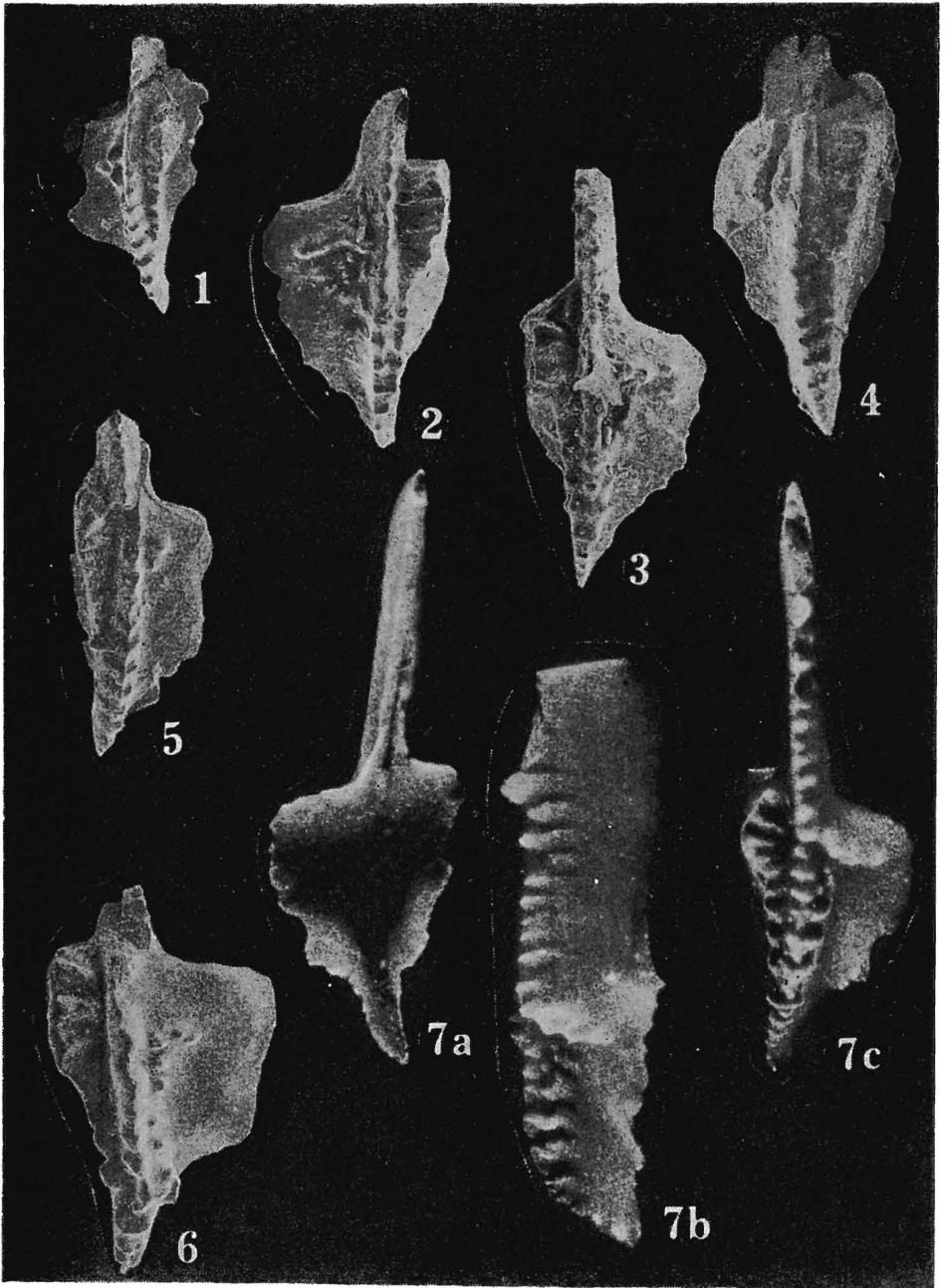
- 1 — Intrabiosparenit. Białe plamki w obrębie szkieletów organicznych są autigeniczną krzemionką. Szlif (intrabiosparenite. Lighter specks within skeletons are authigenic silica. Thin section) 188,9 m
- 2 — mikryt marglisty ze spikulami. Szlif (marly spiculitic micrite. Thin section) 205,7 m



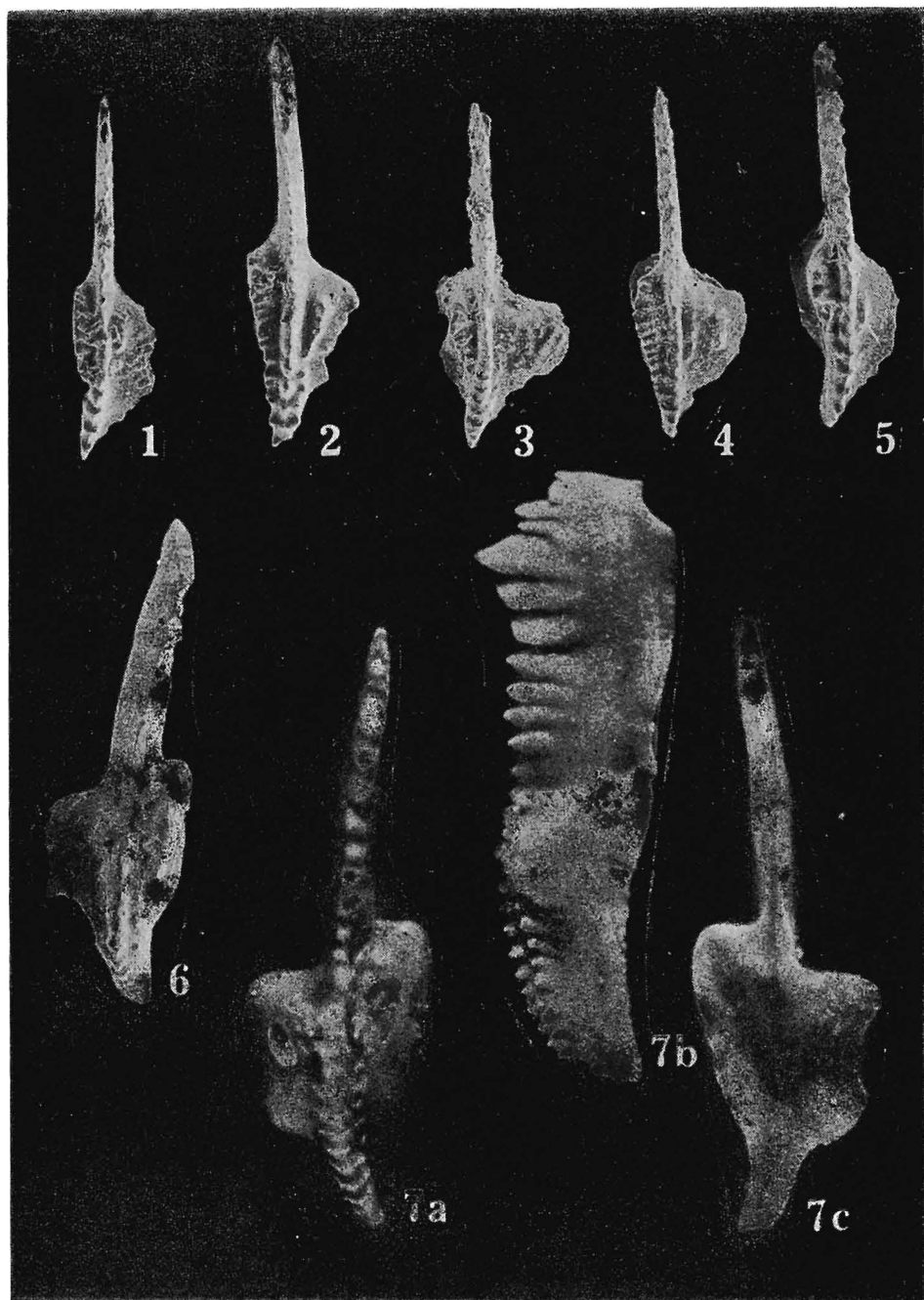
1a—c, 2a—c, 5a—c — *Gnathodus* sp. aff. *Paragnathodus commutatus* (Branson & Mehl); 1 — widok powierzchni górnej, dolnej i widok z boku (upper, lower and side views), 193,8 m,  $\times 53$ ; 2 — widok powierzchni górnej, dolnej i widok z boku (upper, lower and side views), 215,3 m,  $\times 60$ ; 5 — widok powierzchni dolnej, górnej i widok z boku (lower, upper and side views), 215,3 m,  $\times 44$   
 3a—c, 6 — *Paragnathodus lineatus* (Austin & Husri); 3 — widok powierzchni górnej, z boku i powierzchni dolnej (upper, side and lower views), 187,7 m,  $\times 57$ ; 6 — widok powierzchni górnej (upper view), 187,7 m,  $\times 65$ , SEM.  
 4 — *Gnathodus symmutatus homopunctatus* Ziegler; widok powierzchni górnej (upper view), 183,1 m,  $\times 50$ , SEM.



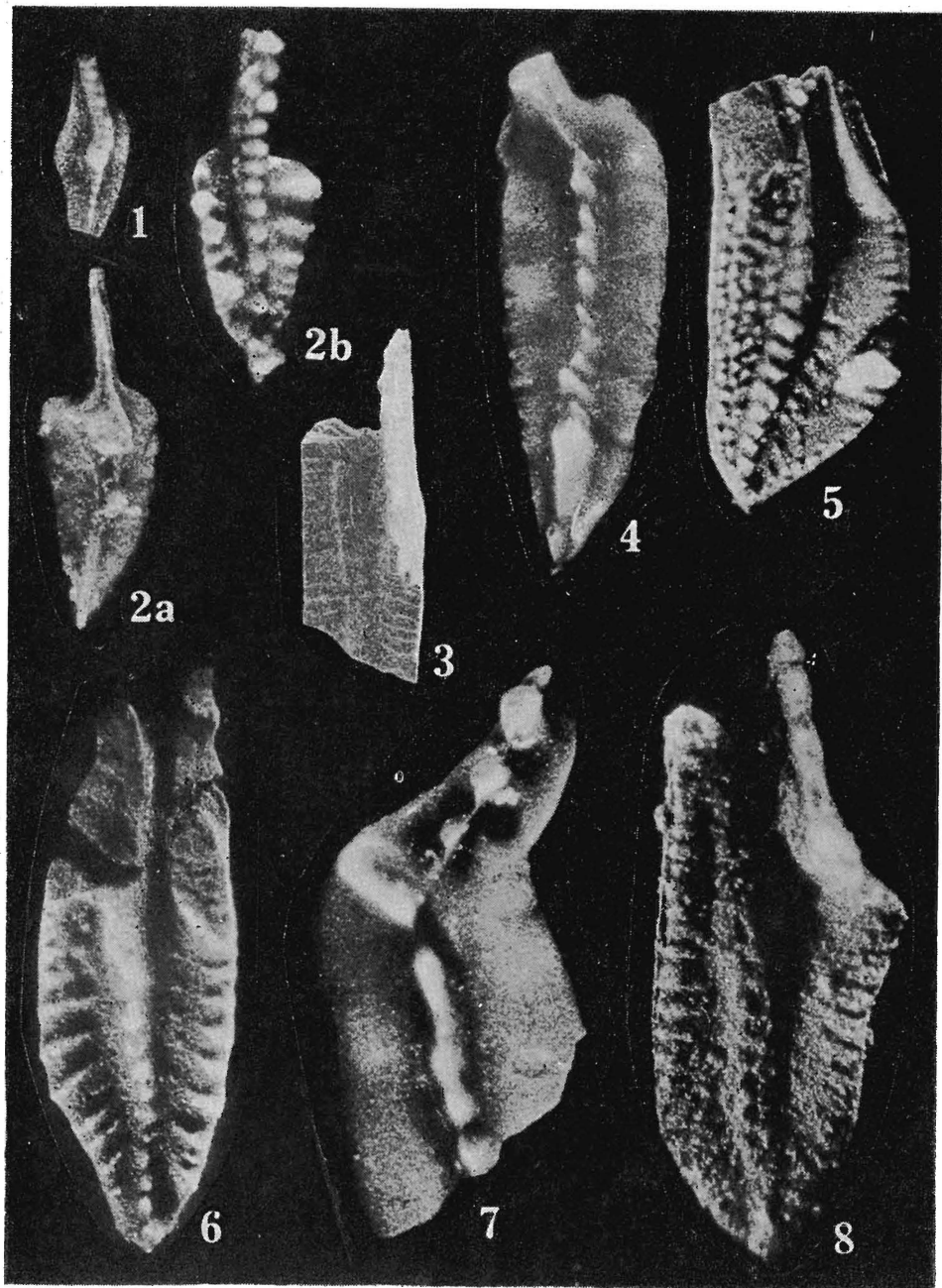
- 1a—c, 2a—c — *Gnathodus girtyi meischneri* Austin & Husri; 1 — widok powierzchni górnej, z boku i powierzchni dolnej (upper, side and lower views), 183,1 m,  $\times 59$ ; 2 — widok powierzchni górnej, z boku i powierzchni dolnej (upper, side and lower views), 187,7 m,  $\times 58$
- 3a—c — *Gnathodus girtyi girtyi* Hass; widok powierzchni dolnej, górnej i widok z boku (lower, upper and side views), 188,8 m,  $\times 57$
- 4a—c — *Gnathodus symmutatus mermaidus* Austin & Husri; widok powierzchni dolnej, z boku i powierzchni górnej (lower, side and upper views), 183,1 m,  $\times 59$



1—2, 4—7a—c — *Gnathodus semiglaber* Bischoff; 1, 2 — widok powierzchni górnych (upper views) 183,1 m,  $\times 44$ , SEM; 4 — widok powierzchni górnej (upper view), 187,7 m,  $\times 50$ , SEM; 5 — widok powierzchni górnej (upper view), 187,7 m,  $\times 47$ , SEM; 6 — widok powierzchni górnej (upper view), 183,1 m,  $\times 47$ , SEM; 7 — widok powierzchni dolnej, z boku i powierzchni górnej (lower, side and upper views), 183,1 m  $\times 35$ .  
 3 — *Gnathodus punctatus* (Cooper); widok powierzchni górnej (upper view), 183,1 m,  $\times 45$ , SEM



- 1, 5 — *Gnathodus antetexanus* Rexroad & Scott; widok powierzchni górnych (upper views); 187,7 m, 49, SEM; 5 — 187,7 m,  $\times 46$ , SEM
- 2, 4 — *Gnathodus delicatus* Branson & Mehl, s.l.; widok powierzchni górnych (upper views); 2 — 187,7 m,  $\times 46$ , SEM; 4 — 213,0 m,  $\times 35$ , SEM
- 3 — *Gnathodus* sp. indet.; widok powierzchni górnej (upper view), 187,7 m,  $\times 31$ , SEM
- 6—7a—c — *Gnathodus texanus pseudosemiglaber* Thompson & Fellows; 6 — widok powierzchni górnej (upper view), 183,1 m,  $\times 30$ , SEM; 7 — widok powierzchni górnej, z boku i powierzchni dolnej (upper, side and lower views), 183,1 m,  $\times 35$



1 — *Palmatolepis minuta* Branson & Mehl vel *gracilis* Branson & Mehl; 183,1 m,  $\times 50$

2a—b — *Pseudopolygnathus triangulus triangulus* Voges; widok powierzchni dolnej i górnej (lower and upper views), 183,1 m,  $\times 56$

3, 6, 8 — *Mestognathus* sp.; widok powierzchni górnych (upper views); 3 — 187,7 m,  $\times 30$ , SEM; 6 — 215,3 m,  $\times 58$ ; 8 — 213,0 m,  $\times 59$

4 — *Geniculatus claviger* (Roundy); widok powierzchni górnej (upper view), 183,1 m,  $\times 37$

5 — *Siphonodella obsoleta* Hass; widok powierzchni górnej (upper view), 183,1 m,  $\times 58$

7 — *Geniculatus glottoides* Voges; widok powierzchni górnej (upper view), 183,1 m,  $\times 57$