



MAREK NARKIEWICZ

Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem

STRATIGRAPHY AND FACIES DEVELOPMENT OF THE UPPER DEVONIAN
IN THE OLKUSZ—ZAWIERCIE AREA, SOUTHERN POLAND

STRESZCZENIE: Przedstawiono charakterystykę litologiczną węglanowych utworów górnego dewonu, rozpoznanych licznymi wierceniami we wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Wydzielono sześć zespołów litologicznych, które stworzyły podstawę dla ustalenia podziału litostratygraficznego. Licznie napotkana fauna konodontowa umożliwiła korelację badanych profilów z wzorcowym podziałem konodontowym górnego dewonu, a za jego pośrednictwem również z podziałem chronostratygraficznym na piętra fran i famen. Analiza facjalna i paleogeograficzna wykazała przynależność badanego obszaru do rozległej strefy górnodewońskiego szelfu węglanowego.

WSTĘP

Utworky górnodewońskie stanowią poważną część grubego kompleksu węglanowych skał dewońskich i dolnokarbońskich, w których — na obszarze między Krakowem i Częstochową — stwierdzono w ciągu ostatnich kilkunastu lat obiecujące wystąpienia rud cynku i ołowiu (m.in. Śliwiński 1964, Ekiert 1971, Górecka 1972). Dotychczasowe badania stratygraficzne opisywanych utworów nie dały jednak wystarczająco dobrych wyników ułatwiających szczegółowe opracowania złożowe. Szczególnie brak było zadowalającego podziału litostratygraficznego, którego sformułowanie stanowi podstawowy cel niniejszej pracy. Przedstawiony schemat litostratygrafii oparty został na szczegółowych badaniach petrogra-

ficznych i skorelowany z podziałem biostratygraficznym opartym na faunie konodontowej. Korelacja badanych profili z uniwersalnym podziałem konodontowym umożliwiła także ich osadzenie w chronostratygraficznym podziale górnego dewonu. Podjęta została również interpretacja facji oraz ich położenia paleogeograficznego w górnym dewonie południowej Polski.

W trakcie badań terenowych w latach 1974—1975 sprofilowano i opróbowano 12 rdzeniowanych w sposób ciągły profili wiertniczych o łącznej miąższości pozornej 1870 m, pochodzących z otworów wykonanych przez obecny Kombinat Geologiczny „Południe”, Zakład Badań Geologicznych w Krakowie w latach 1971—1975. Wiercenia te są zlokalizowane na obszarze ok. 90 km² między miejscowościami Klucze — Kolbark — Ogrodzieniec — Rokitno Szlacheckie (fig. 1). W tabeli 1 przedstawiono umiejscowienie badanych profili w poszczególnych wierceniach.

Niniejszą pracę wykonano w latach 1974—1976 w ramach Studium Doktoranckiego w Instytucie Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego.

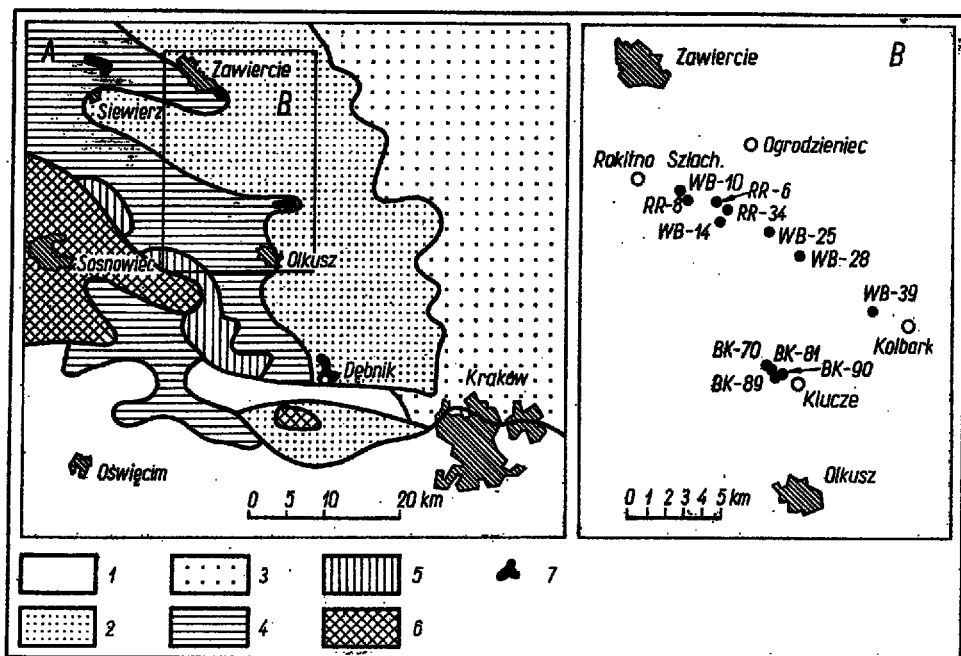


Fig. 1

A — Lokalizacja obszaru badań na tle odkrytej mapy geologicznej (wg Książkiewicza & al. 1962, ryc. 6, uproszczona) (Localization of the investigated area against the solid geological map — after Książkiewicz & al. 1962, Fig. 6, simplified)
 1 — trzeciorzęd (Tertiary), 2 — jura (Jurassic), 3 — kreda (Cretaceous), 4 — trias (Triassic),
 5 — perm (Permian), 6 — karbon (Carboniferous), 7 — wychodnie dewonu (Devonian outcrops)

B — Lokalizacja badanych profili wiertniczych (Localization of the investigated borehole profiles)

Tabela 1

Przedziały głębokościowe badanych profili oraz stratygrafia skał nadległych

Numer wiercenia	Śrop profilu m	Spąg profilu m	Skały nadległe ^{##}
BK-70	184,4	450,0	pstry piaskowiec
BK-81	176,0	500,0	pstry piaskowiec
BK-89	230,7	600,3	ret
BK-90	336,1	660,0	perm
RR-6	205,0	255,0	pstry piaskowiec
RR-8	202,0	302,0	pstry piaskowiec
RR-34	235,5	313,4	porfir kwarcowy
WB-10	202,4	239,6	pstry piaskowiec
WB-14	222,0	280,0	pstry piaskowiec
WB-25	253,0	317,1	pstry piaskowiec
WB-28	163,0	230,0	dolne warstwy gogolińskie
WB-39	137,5	252,0	pstry piaskowiec

[#] Odpowiada całkowitej głębokości wiercenia.

^{##} Na podstawie dokumentacji PG Kraków.

Podziękowania. Praca stanowi zasadniczą część rozprawy doktorskiej, której promotorem, dr hab. Michałowi Szulczewskiemu, dziękuję za pomoc w czasie wykonywania badań oraz za dyskusję o ich wynikach. Dziękuję również Prof. dr H. Makowskiemu, Kierownikowi Studium Doktoranckiego przy Wydziale Geologii UW, za życzliwą opiekę w czasie trwania studium. Winien jestem podziękowanie kierownictwu i geologom byłego Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie, a zwłaszcza mgr inż. L. Szostkowi za udostępnienie materiałów. Składam serdeczne podziękowanie M. Krajewskiemu za pomoc w wielu pracach laboratoryjnych. Ponadto dziękuję Prof. dr hab. S. W. Alexandrowiczowi, Prof. dr hab. J. Kułkowi, Dr E. Góreckiej, Dr hab. A. Nowakowskiemu, Dr A. Gaździckiemu, Dr. A. Hoffmannowi, Dr H. Matyji i Mgr G. Rackiemu za liczne uwagi i dyskusję. Wyrazy wdzięczności należą się również Dr hab. L. Tellerowi za wnikliwe przeczytanie pracy i liczne uwagi.

Mikrografie konodontów (w mikroskopie świetlnym) wykonała mgr L. Łuszczewska, natomiast fotografie okazów petrograficznych zostały wykonane przez K. Zielińską i K. Borutę.

RYŚ DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Utwory przedpermskie badanego obszaru wchodzi w skład wydłużonej strefy tektonicznej, ograniczonej od południowego zachodu Zagłębiem Górnośląskim, a od północnego wschodu — masywem małopolskim (Pożaryski 1974). Wspomnianą jednostkę nazywano w przeszłości grzbieciem lub pasmem dębnicko-siewierskim (Siedlecki 1954, Ekiert 1971). W nowszych opracowaniach określa się ją mianem antyklinorium śląsko-krakowskiego (Bukowy 1964a, 1974), krakowidów (Znosko 1966, 1971, 1974), lub gałęzi krakowskiej waryscydy (Pożaryski 1974). Wymienione terminy wiążą się na ogół z rozbieżnymi interpretacjami geotektonicz-

nymi i dlatego w niniejszej pracy przyjęto dla omawianej strefy opisowe określenie „wschodnie obrzeżenie Zagłębia Górnos Śląskiego”.

Szczegółowa analiza tektoniki omawianych utworów przedpermskich była przedmiotem opracowań Bukowego (1964b,c, 1974), Ekierta (1971) i Rulskiego (1973).

Utwory dewońskie badanego obszaru dają się podzielić na dwie wyraźne jednostki litologiczne o łącznej miąższości szacowanej przez Pajchłową (1968) na 2000 m. Dolna jednostka, określana jako warstwy z Zabierzowa (Roszek & Siedlecki 1963), składa się z piaskowców kwarcytowych, mułowców i łupków o zróżnicowanej miąższości (30—120 m wg różnych autorów), zaliczanych do dolnego dewonu w facji old-redu (Roszek & Siedlecki 1963, Alexandrowicz 1970, Ekiert 1971, Rulski 1973). Powyżej warstw z Zabierzowa występuje zespół różnorodnych utworów węglanowych — wapieni, margli i dolomitów, zaliczanych do środkowego i górnego dewonu. Ich miąższość została określona przez Ekierta (1971) na ponad 1790 m, a przez Rulskiego (1973) na 1600 m.

Podział stratygraficzny tej drugiej jednostki powstał pierwotnie w oparciu o klasyczne odsłonięcia dębnickie. Przegląd wcześniejszych podziałów stratygraficznych utworów dewońskich Dębника (Siedlecki 1954) prowadzi do wniosku, że część profilu odpowiadająca górnemu dewonowi nie została, jak dotąd, podzielona na mniejsze jednostki litologiczne. Ostatnio Baliński (1978) opracował faunę ramienionogów i konodontów z odsłoneń w okolicy Dębника, jednakże nie skorelował wyników swoich badań biostratygraficznych ze schematem litostratygraficznym.

Autorami kolejnych nieformalnych podziałów litostratygraficznych górnego dewonu w badanym rejonie byli Ekiert (1971), Rulski (1973) i Ślósarz & Żakowa (1975).

Podział Ekierta (1971) oparty na profilach wierceń *Za-26*, położonego ok. 10 km na N od Siewierza, i *CW-60* w Cynkowie na SE od Woźnik, obejmuje jedynie część utworów famenu o miąższości 370 m. W wapieniach szarych, najniższym kompleksie litologicznym a zarazem jedynym posiadającym dokumentację faunistyczną, Nehring (1967) znalazła konodonty wskazujące na dolnofameński poziom *crepida*.

Rulski (1973) na podstawie profili wierceń z serii *TN* (15, 55, 240, 256, 265, 284, 293, 331) z okolic Siewierza i Zawiercia wyróżnił w obrębie górnego dewonu pięć kompleksów litologicznych. Granica między żywetem i franem została postawiona w obrębie jednolitego zespołu litologicznego. Strop dewonu przebiega wśród „warstw przejściowych dewon—karbon”, stwierdzonych w wierceniu *TN-284* i określanych jako „organodetrytyczne i laminowane skały węglanowe” oraz dolomity margliste. Jednakże brak dokumentacji paleontologicznej tych utworów pozwala wątpić o słuszności zaliczenia ich do pogranicza dewonu i karbonu. Z pozostałych kompleksów litologicznych tylko w najwyższym (kom-

pleks 5) cytowany autor znalazł faunę przewodnią w postaci małża *Karadjalia venustiformis*, występującego w górnym dewonie.

Podział stratygraficzny Ślósarz & Żakowej (1975) został oparty na wierceniach wykonanych w zachodnim skrzydle antykliny Krakowa (Bukowy 1964c), między Olkuszem a Krakowem, i skupionych w trzech rejonach, od południa: w okolicy Skotnik (wiercenia Skotniki 1 i 2), Karniowic (Karniowice 2, 3, 4, 5 i Będkowice 1) oraz Przegini (Przeginia 1, Czubrowice 1 i 2). Najpełniejszy profil górnego dewonu autorki stwierdziły w rejonie Karniowic. Dolomity z okolic Przegini zostały skorelowane z tym profilem w oparciu o brak wkładek piaszczystych, charakterystycznych dla najwyższego żywetu; podobnie korelacja famenu Skotnik została przeprowadzona głównie na podstawie wkładek piaszczystych. Dokumentacja faunistyczna obejmuje nieliczną mikrofaunę konodontową (Chorowska 1975), korale Rogusa i Tabulata, częściowo opracowane przez Rózkowską & Fedorowskiego (1972), otwornice i ramienionogi (por. Żakowa 1965, Ślósarz & Żakowa 1975). Mimo stosunkowo długiej listy różnorodnej fauny, granice pięter żywetu z franem i franu z famenem nie mają przekonującej dokumentacji faunistycznej i są używane, podobnie jak nazwy samych pięter, w sensie raczej lito- niż chronostratygraficznym. Ponadto podział franu na „wyższy” i „niższy” nie jest skorelowany z żadnym schematem biostratygraficznym.

Przedstawione podziały litostratygraficzne oparte są na słabych kryteriach litologicznych, a jako podstawę wydzielen przyjęto w wielu przypadkach cechy niediagnostyczne (Zbiorowa 1975, s. 12—13). Są to na ogół te właściwości skały, które niekoniecznie wiążą się z pierwotną, sedymentacyjną charakterystyką osadu, a raczej nabywane są w trakcie procesów dia- bądź epigenezy wyjątkowo w skałach węglanowych skomplikowanych i nieregularnie rozmieszczonych.

Jednym z podstawowych kryteriów w omówionych podziałach jest obecność lub brak dolomitu. Wartość tego kryterium stoi jednak pod znakiem zapytania do chwili udowodnienia, że wspomniany dolomit ma charakter pierwotny, albo że powstał w wyniku selektywnej dolomityzacji jakiejś jednostki lub zespołu jednostek litofacjalnych. Na podstawie obecnych badań okazuje się, że w górnym dewonie omawianego obszaru subsekwentna dolomityzacja, bardzo nieregularnie rozmieszczona w profilu geologicznym, jest procesem powszechnie spotykanym, natomiast nie udało się stwierdzić dolomitów pierwotnych ani wczesnodia-genetycznych (Narkiewicz 1979)*.

W podziale litologicznym Ślósarz & Żakowej (1975) innym ważnym kryterium jest obecność kwarcu detrytycznego, służąca m.in. do wyznaczania granicy żywet/fran oraz do korelacji famenu Skotnik. Występo-

* Telo- and mesogenetic dolomites in subsurface Upper Devonian to lower Carboniferous sequences of southern Poland. *N. Jb. Geol. Paläont.*, Stuttgart (in print).

wanie warstw z kwarcem detrytycznym autorki te jednak stwierdziły również w „wyższym franie”, a z kolei w trakcie obecnych badań znaleziono je zarówno we franie, w zespole wapieni detrytycznych, jak i w wyższej części famenu. Możliwość występowania wkładek kwarcu detrytycznego w różnych miejscach profilu zmniejsza ich wartość diagnostyczną w litostratygrafii i każe z dużą ostrożnością traktować je jako samodzielne cechy korelujące.

Dotychczasowe podziały litostratygraficzne nie mogą służyć jako punkt odniesienia dla dalszych badań, ponieważ oparto je częściowo na niediagnostycznych kryteriach. Przy braku szkieletu litostratygraficznego, dokumentacja paleontologiczna, nawet precyzyjnie wykonana i dobrze datująca, nie ma innej poza ściśle lokalną wartości stratygraficznej. Przykładem może być tu praca Chorowskiej (1969), gdzie z wiercenia w Jaroszowcu koło Kluczy opisano konodonty należące do dolnofrańskiego poziomu *asymmetricus*. Ponieważ to dość dokładne datowanie nie nawiązuje do żadnego podziału litostratygraficznego, jego wartość jest ograniczona wyłącznie do określonego wiercenia i przedziału głębokości, i nie da się ono wykorzystać w późniejszych badaniach.

LITOSTRATYGRAFIA

Przedstawiony podział litostratygraficzny ma charakter profilu zbiorczego wykonanego na podstawie szeregu skorelowanych ze sobą profili cząstkowych (por. fig. 5).

W świetle „Zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej” (Zbiorowa 1975), wyróżnione jednostki litostratygraficzne mają charakter nieformalny, ponieważ badany materiał nie spełniał warunków dotyczących ustanawiania stratotypów, a w szczególności warunku, by profil typowy był dostępny dla późniejszych badań (opracowane przez autora rdzenie wiertnicze są już w większości zlikwidowane). W trakcie opracowywania przedstawionego podziału starano się jednak spełnić w jak największym stopniu wymogi stawiane przez „Zasady”, tak aby bez trudności można było sformalizować wprowadzone tu wydzielenia po uzyskaniu i utrwaleniu odpowiednich materiałów wiertniczych.

Opisy jednostek litostratygraficznych podano w kolejności następstwa w profilu, od najniższych do najwyższych. Wyróżniono sześć zespołów, w tym jeden z podziałem na dwa ogniwa. Opisanie jednostki odpowiada, jak to wykazały badania mikrofauny, niemal pełnej sekwencji standardowych poziomów konodontowych górnego dewonu.

W dokumentacji litostratygraficznej obecne są dwie luki, odpowiadające kilku podpoziomom konodontowym, zawarte odpowiednio między dolnym i górnym wystąpieniem łupków ilastych oraz między zespołem wapieni gruzłowo-detrytycznych i zespołem czarnych łupków i wapieni.

Występowanie tych dwóch nieciągłości sprawia, że przedstawiony podział litostratigraficzny nie może być traktowany jako całkowity.

Opisy litologiczne oparto na szczegółowych profilach wierceń (w skali 1:50), na badaniach 100 naszlifów oraz 211 szlifów petrograficznych. Poza tym wykorzystano obserwacje petrograficzne 56 odcisków octanowych i metapleksowych (Narkiewicz & Krajewski 1975). Część odcisków i szlifów była barwiona, odpowiednio $FeCl_3$ i czerwoną alizaryną-S, w celu identyfikacji podstawowych minerałów węglanowych (Friedman 1959, 1971). Ponadto wykorzystano również obserwacje rezyduów z prób konodontowych. Przy opisie pierwotnych cech mikrofacjalnych skał węglanowych posługiwano się podziałem i terminologią Folka (1962), a tam, gdzie było to możliwe, stosowano istniejącą już terminologię polską (Kostecka 1976).

ZESPÓŁ WAPIENI GRUZŁOWYCH

Definicja: Wapienie margliste o strukturze gruzłowej z nielicznymi ławicami kalkarenitów.

Występowanie: Niepełne, pozbawione części spągowej profile zespołu wapieni gruzłowych występują w wierceniach BK-70 i BK-90 (głębokość odpowiednio 397,7—450,0 m i 618,5—642,1 m). W wierceniu BK-81 (głębokość 268,6—342,0 m i 359,1—438,5 m) znaleziono kompletny profil powtórzony tektonicznie w skrzydłach fałdu obalonego.

Ostatnio Krawczyk (1977) znalazł w wapieniach gruzłowych z łomu Czarna Góra w Dębniku konodonty wskazujące na dolny lub środkowy poziom *asymetricus*. To znalezisko koreluje niemal dokładnie wspomniane utwory z Dębnika z zespołem wapieni gruzłowych okolic Kluczy.

Dolna granica: W profilu BK-81 pod wapieniami gruzłowymi stwierdzono szare biomikryty z licznymi ślimakami, ramienionogami i trochitami. Szkielety są na ogół dobrze zachowane, a osad nosi ślady intensywnej bioturbacji. Miąższość biomikrytów, występujących w części osłowej fałdu obalonego, wynosi co najmniej 6—8 m.

W profilu BK-90 pod omawianą jednostką i oddzielone od niej brekcją tektoniczną występują częściowo zdolomityzowane, uławiczone biomikryty o miąższości 7,5 m, z licznymi skamieniałościami: stromatoporoidami gałązkowymi i masywnymi oraz gałązkowymi Rugosa. Poniżej znaleziono wapienie mikrytowe o miąższości co najmniej 1,5 m, z kilkucentymetrowymi przelawiczeniami marglistymi o pokroju gruzłowym (pl. 12, fig. 2). Wapienie obfitują w szkielety gałązkowych Rugosa, ślimaków, ramienionogów i szkarłupni.

Górna granica: odpowiada spągowi wyżej leżącego zespołu wapieni stylifolliowych.

Miąższość: Rzeczywista miąższość zespołu wapieni gruzłowych obliczona na podstawie profilu BK-81 wynosi 51 m.

Opis: Najważniejszą cechą, pozwalającą łatwo wyróżnić opisywaną jednostkę, jest nodularna struktura wapieni marglistych. Skała jest zróżnicowana na jaśniejsze gruzły mikrytowe o rozmiarach centymetrowych (1—10 cm) i ciemniejsze, margliste tło skalne (pl. 12, fig. 1; pl. 13, fig. 1). Proporcje objętości zajmowanych przez gruzły i tło zmieniają się w profilu w sposób nieregularny, od pojedynczych, izolowanych nodul, rzadkich w ciemniejszym marglu do nieregularnych, po-falowanych soczewek mikrytu (pl. 12, fig. 4—5), oddzielonych wąskimi smugami

marglistymi. Około 20 m poniżej stropu opisywanego zespołu pojawiają się duże gruzły o rozmiarach ponad 5 cm, które ku górze profilu wykazują tendencję do łączenia się w nieregularne faliste ławice mikrytowe o nieostrych granicach, oddzielone smugami bądź grubszymi przeławiczeniami marglistymi. W stropowej części jednostki udławicenie staje się regularne i następuje ciągłe przejście w wapienie styliolinowe.

Kalkarenity występują w postaci kilku ławic o miąższościach 20—40 cm, co stanowi łącznie mniej niż 5% całego profilu opisywanej jednostki. Poszczególne ławice wykazują bezładną teksturę; nie zauważono ostrych granic erozyjnych czy dużych intraklastów mogących świadczyć o erozji śródformacyjnej. Dobrze wysortowany i silnie pokruszony materiał ziarnisty składa się ze szczątków szkarłupni, małżoraczków, kalcysfer i skorup ramienionogów. W równych lub nieco mniejszych ilościach występują drobne intraklasty mikrytowe o frakcji 0,1—0,4 mm. Skatę można więc określić jako bjointrasparyt (pl. 12, fig. 3), przy czym sparyt międzyziarnowy może być częściowo produktem neomorfizmu tła mikrytowego i allochemów. Szerszy opis oraz interpretacja struktury gruzłowej występującej w omawianej jednostce będą przedstawione w osobnej pracy (Narkiewicz 1978).

ZESPOŁ WAPIENI I ŁUPKÓW STYLIOLINOWYCH

Definicja: Cienkoławicowe, regularnie warstwowane wapienie z wkładkami łupków marglistych. W obu typach litologicznych masowo występują tentakulitoidy, zwłaszcza z rodzaju *Styliolina*.

Występowanie: Pełne profile opisywanej jednostki znaleziono w wierceniach BK-70 (głębokość 341,8—397,7 m), BK-81 (216,0—268,6 m) i BK-90 (574,9—618,5 m).

W wierceniach BK-81 stwierdzono powtórzenie wapieni i łupków styliolinowych w brzuszonym skrzydle fałdu obalonego, gdzie jednakże jednostka ta nie została przewiercona w całości (głębokość 439,0—500,0 m). W profilu BK-90 omawiany zespół również został powtórzony tektonicznie (głębokość 442,7—495,6 m), prawdopodobnie przy udziale uskoku odwróconego (nasunięcia ?), który zredukował jego część spagową.

Odpowiednikiem opisywanej jednostki w okolicach Dębniaka mogłyby być, stwierdzone ostatnio przez Krawczyka (1977) w górnej części wawozu nad Zbikiem, wapienie o pokroju płytkowym z tentakulitoidami.

Dolna granica: Wapienie gruzłowe przechodzą stopniowo ku górze w dobrze warstwowane wapienie i łupki styliolinowe. Dolna granica tych ostatnich została postawiona umownie w miejscu profilu, gdzie ławice wapieni tracą regularność i nabierają falistego, gruzłowego charakteru.

Górna granica: odpowiada spagowi wyżej leżącego zespołu wapieni detrytycznych.

Miąższość: Rzeczywista miąższość opisywanej jednostki w wierceniach BK-70, BK-81, BK-90 wynosi odpowiednio: 46 m, 43 m, 42 m.

Opis: Podstawowym typem litologicznym są ciemnoszare wapienie, z reguły cienkoławicowe (grubość ławic wynosi przeciętnie 10—30 cm, maksimum 50 cm), przedzielone wkładkami czarnego łupku marglistego o zmiennych miąższościach, na ogół nie przekraczających kilkunastu centymetrów. Udział obu typów litologicznych w profilu zespołu zmienia się w sposób nieregularny, od milimetrowej warstewki marglistej oddzielającej stosunkowo grube ławice wapienne, poprzez zespół lamin marglistych o łącznej grubości 2—3 cm, aż do regularnych, kilkunastocentymetrowych przeławiczeń obu typów litologicznych, a nawet warstw łupku o grubości do 50 cm z laminami, a czasem gruzłami wapiennymi. Przeciętny udział łupku marglistego w całym profilu nie przekracza 30%. W przypadku grubych, regularnych wkładek marglistych w wapieniu, granice obu typów litologicznych mają na ogół

charakter stopniowego przejścia, gdyż składają się z milimetrych, naprzemiannych lamín bardziej i mniej elastycznych.

Ławice wapienne wykazują widoczną gołym okiem równoległą laminację płaską, podkreśloną odcieniem skały i rozmiarami allochemów, lub też mają jednorodną budowę wewnętrzną. Wśród tych ostatnich można makroskopowo wyróżnić wapienie mikrytowe i ziarniste (kalkarenity).

Wapienie laminowane, najpospolitszy typ litologiczny w opisywanej jednostce, składają się z warstewek o przeciętnej grubości kilku milimetrów (maksimum do 2 cm) i o różnych wzajemnych proporcjach następujących składników: szkieletów tentakulitoidów, w tym głównie stylioln, pelletów, drobnych bioklastów i ilasto-wapiennego tła skalnego. Najczęściej następstwo lamín jest związane ze wzbogaceniem w szkieleciki stylioln lub przeciwnie — w substancję ilasto-mikrytową. W poszczególnych warstewkach skorupki tentakulitoidów są zawsze zorientowane równoległe do powierzchni uławicenia (pl. 14, fig. 4; pl. 15, fig. 3), a czasem też równoległe do siebie. Można też zauważyć wysortowanie szkieletów w określonych lamínach: najczęściej większe szkielety gromadzą się w warstewkach z mniejszą ilością tła marglisto-mikrytowego (pl. 13, fig. 4). Ponadto wykazują one dobry stan zachowania w przeciwieństwie do kompakcyjnie pokruszonych skorupki w lamínach marglistych (pl. 14, fig. 3 i 5). W warstewkach, gdzie stylioliny są liczne, często obserwuje się zastępowanie szkieletów i ich otoczenia przez promieniście ułożone, słupkowe kryształy neosparytu. Tucker & Kendall (1973) tłumaczyli podobną strukturę jako wtórne zastąpienia igielkowego cementu, przypuszczalnie aragonitowego, wytrąconego w warunkach podmorskich. Brak otoczek neosparytu wokół szkieletów z warstewek marglistych prowadzi do wniosku, że czynnikiem, który sprzyjał bądź przeciwdziałał kompaktacji w opisywanych wapieniach, był brak lub obecność wczesnej cementacji, na tyle szybkiej, by zapobiegła zgnieceniu delikatnych skorupki stylioln pod ciężarem nadkładu.

W wapieniach laminowanych często spotyka się warstewki wzbogacone w dobrze wysortowane i zaokrąglone ziarna mikrytowe, o jednorodnej na ogół strukturze wewnętrznej i przeciętnej średnicy 0,05—0,1 mm. Towarzyszą im zróżnicowane szczątki szkieletowe: kalcysfery, rozdzielone skorupki małżoraczek i jednokomorowe otwornice zbliżone do rodzajów *Bisphaera* i *Parathurammima*. Tło skalne składa się głównie z mikrytu w różnych stadiach neomorfizmu, od mikrosparytu po mozaikowy neosparyt. Ziarna mikrytowe są w dużej części redeponowanymi pelletami fekalnymi, które podlegały wystarczająco szybkiej cementacji, by zachować swoją indywidualność w czasie transportu i depozycji. Bardzo podobne allochemy występują w niektórych przeławieniach mikrytowych omawianego zespołu jako wypełnienia nor oraz jako osad geopetalny wewnątrz złączonych muszli Articulata. Prawdopodobnie duża część mułu mikrytowego uległa pierwotnie pelletyzacji organicznej, jednakże później, wskutek działania procesów diagenetycznych, a zwłaszcza kompaktacji, struktura grudkowa została zatarta.

W skrajnych przypadkach przeławienia pelbiomikrytowe osiągają znaczne miąższości (kilkanaście do kilkudziesięciu centymetrów) i tworzą ławice kalkarenitów o teksturze bezładnej albo wykazujące małoskalowe warstwowania przekątne (pl. 13, fig. 2). Wśród allochemów przeważają pellety (pl. 13, fig. 3), a spośród bioklastów: trochity, skorupki małżoraczek, kalcysfery, jednokomorowe otwornice oraz szczątki ramienionogów (pl. 14, fig. 2; pl. 15, fig. 1 i 4).

W opisywanej jednostce obecne są również ławice mikrytowe z mikroskamieniałościami w postaci jednokomorowych otwornic, kalcysfer i małżoraczek, w tym należących do Entomozoidae (pl. 15, fig. 5—6). W szlifach, przy dużych powiększeniach, można często zauważyć drobnodetryczny charakter tła mikrytowego (pl. 15, fig. 5).

ZESPÓŁ WAPIENI DETRYTYCZNYCH

Definicja: Wapienie te charakteryzują się dużym udziałem kalcyrudytów i grubych kalkarenitów, nierzadko z domieszką piasku kwarcowego. W dolnej części zespołu (ogniwo kalcyrudytów) wapienie detrytyczne stanowią niemal jednolity kompleks kilkudziesięciometrowej grubości, natomiast górna część (ogniwo wapieni laminowanych i kalcyrudytów) zawiera jedynie pojedyncze wkładki kalcyrudytów w obrębie dobrze warstwowych wapieni marglisto-mikrytowych.

Występowanie: W żadnym z badanych wierceń nie stwierdzono pełnego profilu opisywanej jednostki. Najbardziej kompletny jest profil BK-70 (głębokość 181,4—341,8 m), w którym erozja permio-mezozoiczna usunęła jedynie najwyższą część. Z tych samych przyczyn zachowały się jedynie dolne partie opisywanej jednostki, osiągnięte wierceniem BK-81 (176,0—216,0 m). Z kolei, oba profile w otworze BK-90 (397,8—442,7 m i 499,9—574,9 m; por. fig. 5) są pozbawione partii stropowych z powodu redukcji tektonicznych wzdłuż uskoku. W wierceniu BK-89 (280,7—413,7 m) można obserwować górną część wapieni detrytycznych wraz z przejściem do młodszych łupków ilastych. Profil ten ujawnia powikłaną tektonikę: przypuszczalnie cała sekwencja jest odwrócona, przy upadach często zbliżonych do 90°, a wspomniane przejście litologiczne jest dodatkowo skomplikowane podrzędnymi dyslokacjami.

Dolna granica: Jako dolną granicę jednostki przyjęto spąg najniższej ławicy z intraklastami o frakcji rudytowej.

Górna granica: Przejście sedimentacyjne od wapieni detrytycznych do wyżej leżących łupków występuje w profilu BK-89. Jednakże skomplikowana tektonika, w tym obecność stref zbrekcjowanych, uniemożliwia dokładną obserwację zmian litologicznych. W pobliżu kontaktu występują kilkumetrowej miąższości kalcyrudyty z dużymi intraklastami, a także brązowe łupki ilaste o stopniowo malejącej ilości wkładek szarego mikrytu. Te ostatnie zaliczono już do wyżej leżącej jednostki litologicznej, tj. do łupków ilastych.

Miąższość: Miąższość najpełniejszego profilu opisywanego zespołu (BK-70) wynosi 110 m. Z datowań konodontowych i porównań z sąsiednim profilem BK-89 wynika, że w wierceniu BK-70 brak jest stosunkowo cienkiej najwyższej części jednostki, której ogólną pierwotną miąższość można tu szacować na maksimum 150 m. Znaczne różnice w miąższości dolnego ogniwa — od 60 m w wierceniu BK-70 do 35 m w BK-90 — nasuwają wniosek, że ogólna grubość jednostki również może podlegać dużym wahaniom i to na stosunkowo niewielkim obszarze.

OGNIWO KALCYRUDYTÓW

W profilu BK-70 dolna część ogniwa kalcyrudytów o miąższości 11,5 m składa się z „autochtonicznych” cienkoławicowych wapieni i łupków ilastych przypominających niższą jednostkę, w obrębie których występuje 16 wkładek kalcyrudytów o grubości od kilku do kilkudziesięciu cm (pl. 17, fig. 1). Wkładki te, początkowo rzadkie, zwiększają ku górze swój udział w profilu aż do przejścia w gruboławicowe kalcyrudyty i kalkarenity (fig. 2). „Autochtoniczne” warstwy opisywanej jednostki różnią się makroskopowo od wapieni i łupków styliolinowych większą ilością przeławiczeń kalkarenitowych oraz mniejszą liczebnością tentakulitoidów. W szlifach można zaobserwować, że dolne granice ławic ziarnistych mają często charakter erozyjny (pl. 18, fig. 3). Zmienia się również skład allochemów. Obok pelbiomikrytów i pelbiomikrosparytów typowych dla niższej jednostki (pl. 18, fig. 2) pojawiają się skały zawierające intraklasty o rozmiarach do kilku milimetrów oraz pojedyncze ziarna kwarcu detrytycznego o frakcji piaszczystej. Wśród szczątków szkieletowych, oprócz kalcyfer, jednokomorowych otwornic, ułamków ramienionogów i mał-

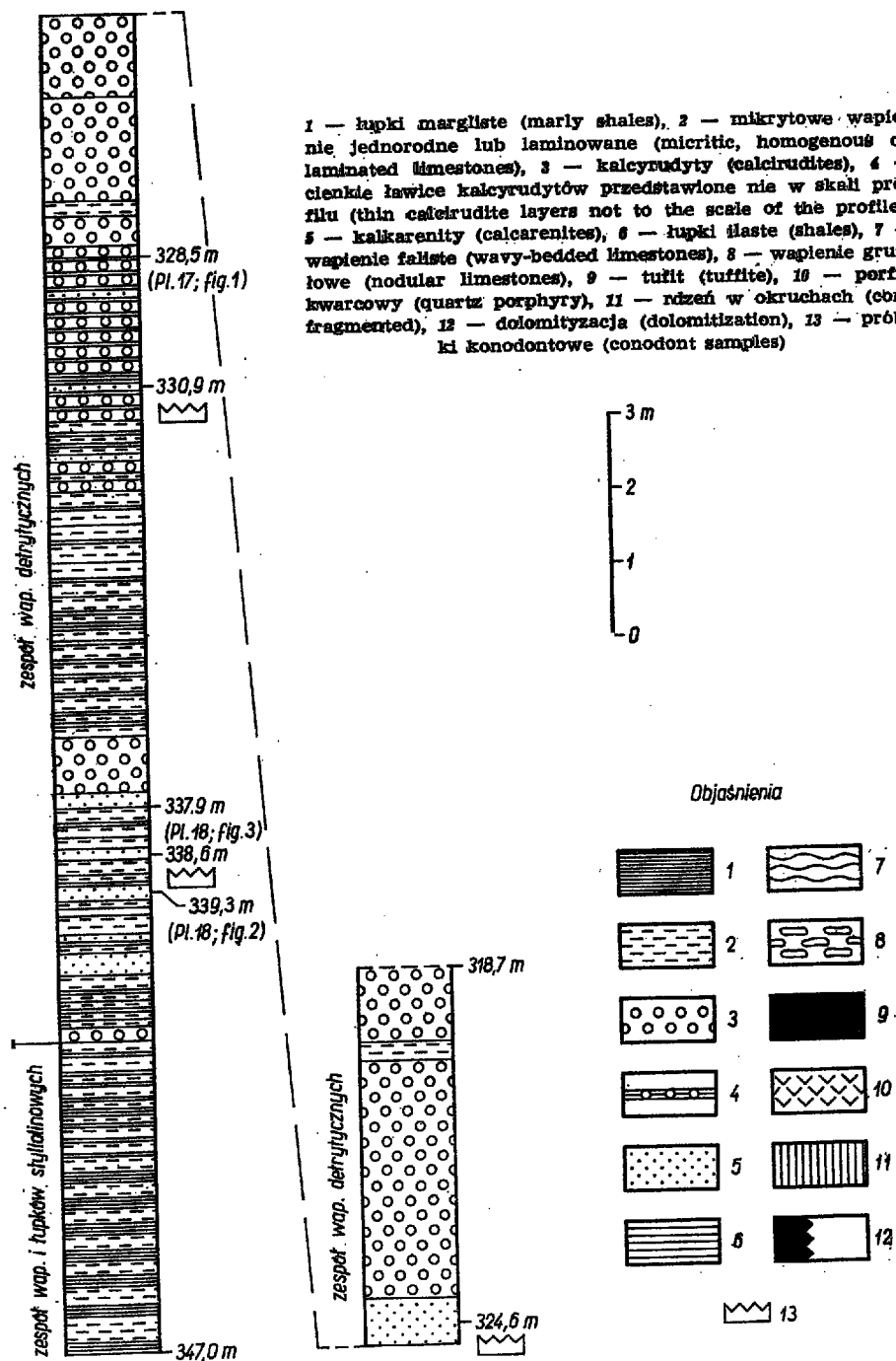


Fig. 2. Część profilu wycięcia BK-70 obrazująca przejście zespołu wapieni i łupków styliolinowych w zespół wapieni detrytycznych. Z prawej strony profilu podano głębokość pobrania próbek konodontowych oraz zilustrowanych próbek petrograficznych. Miąższości ławic rzeczyste (Part of the *Styliolina* limestones and shales unit into the detrital limestones unit. Depths of conodont samples and illustrated petrographic samples are given at the right side of the column)

zorczków występują duże płytki szkarłupni, pojedyncze szczątki mszywiolów, otwornice jednoseryjne oraz nieliczne fragmenty glonów. Te ostatnie należą do problematycznych sinic girwanelli oraz do zielenic z grupy *Palaeobereselleae* o rurkowatych plechach (Mamet & Roux 1974). Ławice kalcyrudytów odznaczają się obecnością żle wysortowanych i dobrze obtoczonych intraklastów mikrytowych bądź kalkarenitowych, „pływających” w czerwonej marglistej masie podstawowej. Spotyka się również następujące bioklasty: liczne miejscami trochity, pojedyncze skorpuki ramienionogów i fragmenty stromatoroidów gałązkowych, a z rzadka zabradowane szkielety masywnych *Rugosa*.

Zasadniczą część omawianego ogniwa stanowią gruboławicowe kalcyrudyty i kalkarenity, przy czym proporcje łącznych miąższości obu typów litologicznych wynoszą w wierceniach BK-70 i BK-90 odpowiednio 8 : 1 i 15 : 1. Należy podkreślić, że w obu profilach znaleziono również kilka cienkich (20—40 cm) przeławiczeń wapieni mikrytowych i łupków marglistych.

Zmienność litologiczna polega przede wszystkim na zróżnicowaniu rozmiarów allochemów, w tym głównie intraklastów, oraz na wahaniami w zawartości kwarcu detrytycznego i substancji ilastej w tle skalnym. Większość badanych skał da się sprowadzić do następujących „idealnych” typów litologicznych: 1) żle wysortowane, gruby intrabiorudyt ze zmienną zawartością piasku kwarcowego (pl. 16, fig. 2; pl. 17, fig. 2); 2) żle wysortowany intrabiorudyt z marglistym czerwonym tłem skalnym (pl. 17, fig. 4); 3) średnio wysortowany drobny intrasparudyt bez składników terygeniczych (pl. 16, fig. 1; pl. 17, fig. 5); 4) intrasparenit o zmiennej zawartości piasku kwarcowego (pl. 16, fig. 3; pl. 18, fig. 1, 4).

Skały te są niewyraźnie i na ogół grubo uławiczone i nie wykazują, przynajmniej w skałi rdzeni wiertniczych, tekstur kierunkowych, np. warstwowania przekątne. Składniki ziarniste są przeważnie dobrze obtoczone i gęsto upakowane. Przeważają wśród nich rozmaite intraklasty o bezładnej orientacji i o różnych rozmiarach i kształtach, od izometrycznych po płaskie i nieregularne. Największe napotkane okruchy wykraczały swoimi rozmiarami poza skalę rdzenia wiertniczego (> 10 cm). Skład litologiczny intraklastów jest urozmaicony, przeważają mikryty i biomikryty o różnym zabarwieniu, a także wszelkiego rodzaju kalkarenity, w tym często analogiczne do występujących *in situ* w profilu (pl. 16, fig. 2). Podobną rezydencję (Braun & Friedman 1969) zauważono w przypadku kalcyrudytów, z których czasem złożone są pojedyncze otoczaki (pl. 17, fig. 4). Wskazuje to, że źródłem materiału okruchowego często były skonsolidowane osady w obrębie basenu sedimentacyjnego, a zatem używanie nazwy „intraklast” jest uprawnione dla większości lub nawet dla wszystkich ziaren nieszkieletowych w opisywanej jednostce (Folk 1962). Kontakty między poszczególnymi ziarnami mają często charakter stylolitowy, rzadziej są to wciski świadczące o słabej lityfikacji. Stopień upakowania jest tak znaczny, że tylko wyjątkowo obserwuje się „efekt parasolowy”: pustą, niezapełnioną osadem przestrzeń pod dużymi, płasko leżącymi intra- i bioklastami. Stosunkowo częste są natomiast aureole oksydacyjne (Stricker & Carozzi 1973), czyli koncentryczne zewnętrzne odbarwienie ciemnych intraklastów (pl. 16, fig. 1). Kwarc detrytyczny występuje w postaci bardzo dobrze obtoczonych i dobrze wysortowanych ziaren, często stanowiących znaczącą ilościowo domieszkę (szacunkowo > 10% objętości skały).

Składnikiem podrzędnym w stosunku do intraklastów są redeponowane i silnie zabradowane szkielety organiczne. Wśród drobniejszej frakcji często występują fragmenty szkarłupni i ramienionogów, a z rzadka również styloliny. W obrębie grubszych okruchów spotyka się szkielety masywnych i gałązkowych stromatoroidów, a także sporadycznie solenopor, glonów zaliczanych do krasnorostów. Czasem obserwuje się fragmenty mikrytowego tła przyłączone do szczątków szkieletowych.

OGNIWO WAPIENI LAMINOWANYCH I KALCYRUDYTÓW

Ogniwo kalcyrudytów dzieli ostra granica od leżącej wyżej jednostki, która składa się głównie z cienkich ławic wapieni mikrytowych, często laminowanych, oddzielonych wkładkami łupków marglistych o zmiennej miąższości (pl. 21, fig. 2). Typ uławicenia i ubogi zestaw struktur sedymentacyjnych są podobne jak w zespole wapieni i łupków styliolinowych. Zasadniczą różnicą, a zarazem cechą, która wiąże opisywane ogniwo z niższą jednostką w jeden zespół litostratygraficzny, jest występowanie nielicznych (przypuszczalnie mniej niż dziesięciu) warstw kalcyrudytów o grubościach od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, a w skrajnym przypadku, w stropie ogniwa w profilu BK-89, do kilku metrów. Ławice te spoczywają na powierzchniach erozyjnych i składają się przeważnie z intraklastów miejscowego pochodzenia o jednorodnej, mikrytovej bądź laminowanej teksturze. Charakter teksturalny skał źródłowych jest powodem częstego występowania płaskich intraklastów (pl. 20, fig. 1; pl. 21, fig. 3), zwłaszcza w obrębie grubszej frakcji. Stopień obtoczenia jest zmienny, choć na ogół wysoki, a jedynie pojedyncze okrucy wykazują deformacje plastyczne (pl. 20, fig. 2). Wysortowanie jest słabe przy rozmiarach intraklastów od ułamków milimetrów do kilkunastu centymetrów. W tle skalnym większych otoczków występuje intrabiosparanit z pojedynczymi okrucami muszli ramienionogów, płytek szkarłupni i szkieletów solenopor. W przypadku cieńszych ławic detrytycznych zaobserwowano charakterystyczne następstwo tekstur sedymentacyjnych: od spągowego, frakcjonalnie uziarnionego kalcyrudytu z marglistym tłem skalnym, przez skośnie warstwowany kalkarenit z pojedynczymi większymi intraklastami, po laminowany marglisty kalcytulit (pl. 20, fig. 2).

Wapienie laminowane i mikryty margliste, stanowiące podstawowy typ litologiczny w opisywanej jednostce, różnią się od swoich odpowiedników z zespołu wapieni i łupków styliolinowych następującymi cechami:

1. Ogólny udział wkładek łupków marglistych w profilu zmniejsza się do ok. 15% całkowitej miąższości. Odpowiednio zmniejszają się też przeciętne grubości tych wkładek.
2. Szkielety bentakulitoidów występują w dużo mniejszych ilościach nie tworząc skałotwórczych nagromadzeń.
3. Zmienia się zestaw allochemów w kalkarenitach (pl. 20, fig. 3; pl. 21, fig. 1): obok pelletów pojawiają się drobne intraklasty mikrytowe oraz — ilościowo podrzędny — piasek kwarcowy. Wśród fragmentów szkieletowych zauważono poza małżoraczkami, kalcyferami i trochitami również jednoseryjne otwornice (pl. 19, fig. 2—3), należące przypuszczalnie do rodzaju *Gelnitzina*, oraz szczątki glonowe, w tym *Girvanella*, i trudne do identyfikacji nitki i rurki sparytowe.

ŁUPKI ILASTE

Skały górnodewońskie, wykształcone w postaci łupków ilastych, znaleziono w profilach BK-89 i RR-34. Omawianej jednostce nie przypisano określonej rangi, gdyż nie ma pewności, że stanowiłaby jednorodny (ciągły w pionie) zespół litologiczny.

W otworze BK-89 (głębokość 413,8—600,3 m) leżą one w pozycji odwróconej, pod najwyższą częścią zespołu wapieni detrytycznych, przy czym silne połamowanie i zbrekcjonowanie opisywanych skał uniemożliwia nawet przybliżone określenie ich miąższości.

Łupki ilaste są koloru ciemnobrązowego i zawierają tylko rzadkie *Inarticulata*. W części spągowej obecne są mieliczne ławice szarego mikrytu o grubościach od kilku do kilkunastu centymetrów. Stwierdzono w nich pojedyncze małżoraczki, a także mieliczne konodonty. Ławice mikrytu wykazują często nieregularną laminację brązową, nieprzezroczystą substancją, prawdopodobnie organicznego pochodzenia (pl. 22, fig. 4). Górna część łupków ilastych w BK-89 (ale oczywiście najniżej leżąca w profilu wiercenia) jest silnie przesycona dolomitami i minerałami siarczkowymi.

W profilu RR-34 (głębokość 296,5—313,4 m) zaobserwowano przejście sedymentacyjne od łupków ilastych do wyżej leżącego zespołu wapieni gruzłowo-detrytycznych (fig. 3). Dolna część tego profilu składa się z ciemnobrązowych łupków ilastych o miąższości 12 m. Cztery metry powyżej spągu wiercenia pojawiają się, coraz liczniejsze ku górze, ławice szarego mikrytu o grubościach kilku- do kilkunastocentymetrowych (pl. 22, fig. 5). Wreszcie na odcinku dalszych kilku metrów istnieje przejście w wapienie mikrytowo-margliste o falistym, gruzłowym pokroju, z poziomami zlepieńców śródformacyjnych. W łupkach ilastych nie zauważono makrofauny, natomiast wkładki mikrytowe zawierają konodonty i wykazują bioturbację.

Profile łupków ilastych w wierceniach BK-89 i RR-34 dzieli obecnie odległość ok. 10 km, natomiast w podziale biostratygraficznym różnica odpowiada zaledwie mniej więcej jednemu poziomowi konodontowemu. Przy tym datowane były jedynie skrajne partie obu profili, najniższa część dolnego (BK-89) i najwyższa część górnego (RR-34). Jest więc prawdopodobne, że łupki ilaste tworzą zwartą jednostkę litostratygraficzną pomiędzy zespołami wapieni detrytycznych i gruzłowo-detrytycznych. Nie można jednak wykluczyć, że profile te należą do osobnych jednostek litologicznych, oddzielonych skałami o innym wykształceniu.

ZESPÓŁ WAPIENI GRUZŁOWO-DETRYTYCZNYCH

Definicja: Wapienie margliste, często o pokroju gruzłowym, z licznymi powierzchniowymi erozyjnymi oraz spoczywającymi na nich ławicami zlepieńców śródformacyjnych i kalkarenitów.

Występowanie: Wapienie gruzłowo-detrytyczne zostały stwierdzone w siedmiu badanych wierceniach (fig. 1). W części południowej w BK-90 i WB-39, w północnej w WB-28, WB-25, RR-34, RR-6 i WB-10 (fig. 1).

Dolna granica: Spąg omawianej jednostki stwierdzono w profilu RR-34, fig. 3), gdzie na odcinku kilku metrów zachodzi ciągle przejście od łupków ilastych z cienkimi ławicami mikrytowymi do wapieni gruzłowo-detrytycznych. Dolną granicę tych ostatnich ustalono w spągu najniższej warstwy z intraklastami (głębokość 296,5 m).

Górna granica: Przejście od wapieni gruzłowo-detrytycznych do wyższej jednostki nie zostało stwierdzone w żadnym z opracowanych profili.

Miąższość: Miąższość opisywanej jednostki w części objętej badaniami można szacować na ok. 170 m. Obliczenia wykonano dodając rzeczywiste długości profili RR-34, WB-28 i WB-39, które — jak o tym świadczą badania konodontowe — mniej więcej uzupełniają się wiekowo. Ze względu na możliwe zmiany oboczne, podana miąższość może być zawyżona w stosunku do północnej części obszaru, a zaniżona w stosunku do części południowej.

Opis: Cechą charakterystyczną opisywanej jednostki jest wzajemne przelawianie się dwóch odmiennych typów litologicznych: ławic mikrytowo-marglistych, najczęściej o strukturze gruzłowej albo wykazujących bioturbację, oraz wapieni

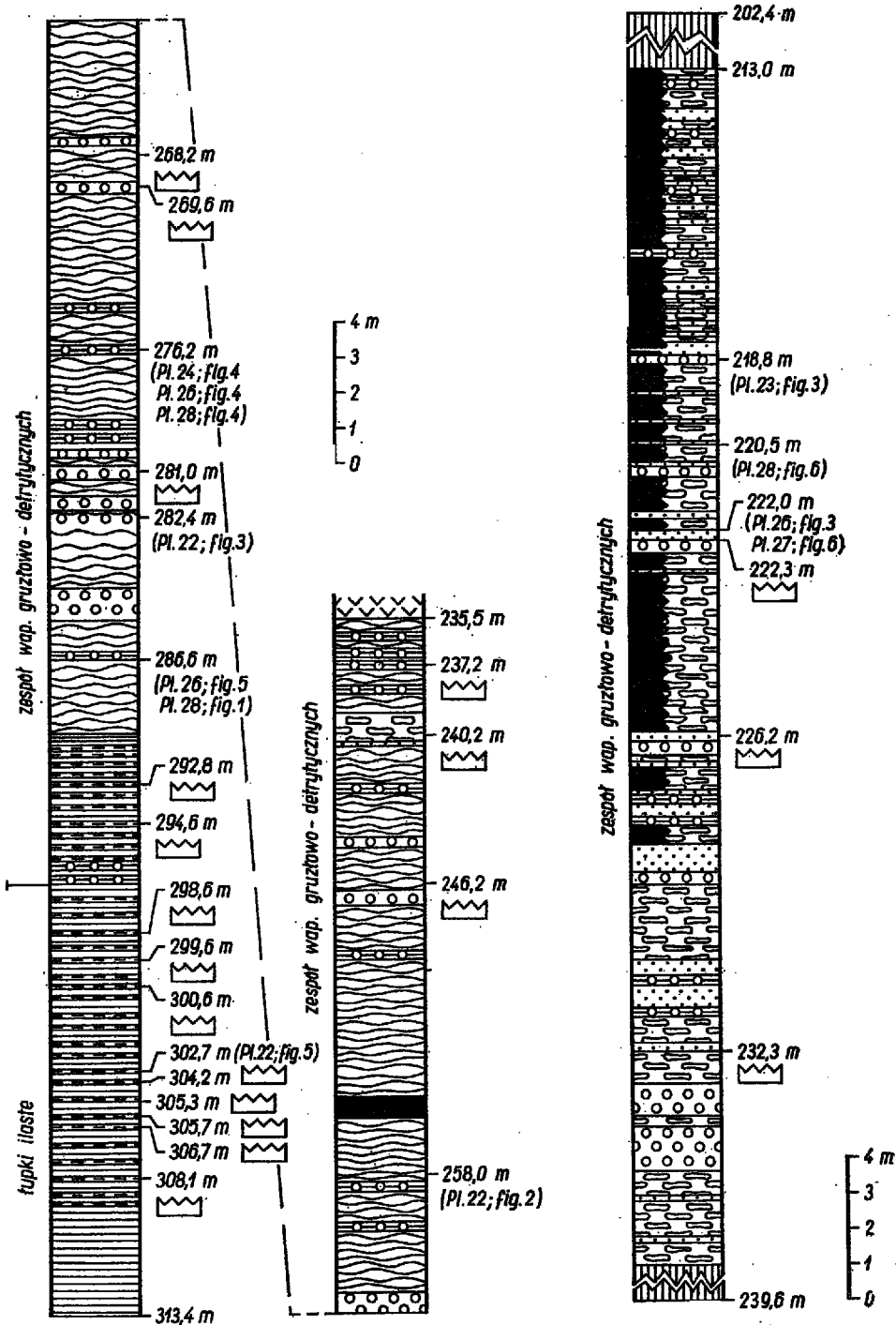


Fig. 3. Profil wiertniczy RR-34. Objasnienia jak w fig. 2 (Borehole profile RR-34; legend as in Fig. 2)

Fig. 4. Profil wiertniczy WB-10. Objasnienia jak w fig. 2 (Borehole profile WB-10; legend as in Fig. 2)

detrytycznych, na ogół z powierzchnią erozyjną w spągu, w szerokiej gamie frakcji ziaren, od kalcyrudytów do kalcyłutytów i łupków marglistych. Ławice lub zespoły ławic detrytycznych są rozmieszczone nierównomiernie w poszczególnych profilach, a oddzielające je wapienie margliste wykazują duże i nieregularne skoki miąższości, od kilku centymetrów do kilku metrów. Biorąc pod uwagę całą jednostkę można zauważyć, że ku górze zwiększa się udział warstw detrytycznych od 42% do 70% w części południowej obszaru (odpowiednio wiercenia BK-90 i WB-39) i od 11% do 36% w części północnej (wiercenia RR-34 i WB-10 — por. fig. 3—4). Jednocześnie zmniejsza się udział i średnia miąższość poszczególnych warstw wapieni gruzłowych.

ŁAWICE MARGLISTE (AUTOCHTONICZNE)

Mikryty margliste występują w kilku zasadniczych odmianach, mających różny udział w poszczególnych profilach. W wierceniu RR-34 (fig. 3), a zatem w najniższej części zespołu, omawiane skały mają na ogół charakterystyczny pokrój falisto-gruzłowy, spowodowany obecnością nieregularnych ławic i soczewek jasnoszarych wapieni mikrytowych, oddzielonych czarnymi łupkami marglistymi o wyraźnej laminacji jaśniejszym mikrytem. Nieregularność jaśniejszych ławic czy soczewek mikrytowych jest często spowodowana ich grzeźnięciem w osadzie marglistym, przypuszczalnie w wyniku niestatecznego warstwowania gęstościowego (Dzuleński 1966), przy czym proces ten był wspomagany lub nawet uruchomiony przez organizmy ryjące w miękkim osadzie (pl. 22, fig. 2). Opisywane struktury mogły być dodatkowo modyfikowane przez zmiany w geochemii osadu, prowadzące do powstawania gruzłów. W niektórych przypadkach warstewki margli spoczywają na erozyjnej powierzchni jasnego mikrytu i zawierają drobne ilości intraklastów miejscowego pochodzenia.

W stratygraficznym odpowiedniku profilu RR-34, tj. w wierceniu BK-90 (głębokość 338,4—372,4 m) występują jednorodne lub lekko laminowane mikryty margliste koloru jasnoszarego, obfitujące w drobne szczątki szkieletowe, nierzadko trudne do bliższego określenia (pl. 26, fig. 6), w tym nagromadzenia kulek sparytowych, być może pochodzenia glonowego, oraz skorupki małżoraczków. Subtelna makroskopowa laminacja jest spowodowana występowaniem warstewek wzbogaconych w bioklasty i pewną ilość kwarcu detrytycznego o drobnej frakcji (0,5—0,1 mm). Ponadto spotyka się plackowe, nieregularne skupienia pelletów wypełniających nory.

Przeważającym ilościowo podtypem litologicznym wśród mikrytów marglistych są wapienie mikrytowe o mniej lub bardziej wyraźnej strukturze gruzłowej. Występują one we wszystkich badanych profilach jednostki z tym, że w dolnej jej części (BK-90 i RR-34) są rzadkie, natomiast ku górze zyskują na znaczeniu na całym badanym obszarze (WB-10, WB-39). Zależnie od zawartości domieszki ilastej skały te mogą wykazywać albo niemal jednorodną strukturę mikrytową, nieraz z silną bioturbacją (pl. 22, fig. 1; pl. 23, fig. 4), albo też typową strukturę gruzłową. Obserwuje się przy tym wszelkie stadia pośrednie, często sąsiadujące ze sobą w profilu. Ogólnie mówiąc, struktura omawianych skał w swoim typowym wykształceniu jest podobna do struktury frańskich wapieni gruzłowych, a różnice polegają jedynie na przeciętnie mniejszych rozmiarach nodul (średnio 1—2 cm) oraz na braku gruzłów uzbrojonych. To ostatnie wiąże się z nieobecnością większych szkieletów organicznych. Drobny i stosunkowo rzadki materiał szkieletowy składa się głównie ze skorupki małżoraczków Entomozoidae (pl. 26, fig. 5), lingulidów i drobnych kulek sparytowych. W rezydualnych konodontowych stwierdzono również pojedyncze otwornice aglutynujące, zbliżone do rodzaju *Tolypamina*. Częste są

natomiast bioturbacje w postaci nor o okrągłych, milimetrycznych przekrojach, wypełnione sparytem druzowym albo pelletami i zanikające na granicy gruzłów. Rzadko obserwuje się bardziej urozmaicony zespół nor, zawierający m.in. ślady żerowania bentosu infaunalnego typu *Zoophycos* (pl. 22, fig. 1).

ŁAWICE DETRYTYCZNE

Na ogół wapienie detrytyczne leżą na powierzchniach erozyjnych, często o urozmaiconym reliefie, który nawet w ograniczonym polu widzenia rdzeni wiertniczych osiąga zróżnicowanie rzędu kilku centymetrów. Powierzchnie erozyjne są rozwinięte na ławicach marglisto-mikrytowych, a czasem również na wapieniach detrytycznych, np. na przekątnie laminowanych kalkarenitach. W wapieniach gruzłowych module stanowią często wyniesienia powierzchni erozyjnej, co świadczy o selektywnym usuwaniu tła marglistego przez czynnik erozujący. Ponadto, opisywane granice są często urozmaicone morami o pionowym lub poziomym przebiegu. Te ostatnie są nierzadko wypełnione osadem geopetalnym (pl. 23, fig. 2).

Wkładki wapieni detrytycznych wykazują duże zróżnicowanie miąższości, frakcji, zespołu struktur sedymentacyjnych i składu materiału ziarnistego. Ze względu na te cechy, opisywane skały można podzielić na następujące trzy skrajne podtypy litologiczne, wyznaczające zakres zmienności ławic detrytycznych: 1) kalcyrudyty oligomiktyczne, 2) kalcyrudyty polimiktyczne, 3) kalkarenity i kalcyłuty.

1. Kalcyrudyty oligomiktyczne składają się głównie z intraklastów miejscowego pochodzenia, przeważnie mikrytowych, oraz z mikrytowo-marglistego tła skalnego (pl. 23, fig. 3). W niektórych ławicach występują większe ilości ziaren o frakcji piaszczystej, tworzących tło dla dużych intraklastów (pl. 23, fig. 1; pl. 24, fig. 3). W takich przypadkach obserwuje się czasem uziarnienie frakcyjne (pl. 23, fig. 3). Na ogół grubość ławic wynosi kilka do kilkunastu centymetrów, a rozmiary okruchów nie przekraczają 1—2 cm, choć mogą one też osiągać większą wielkość. Stopień ścisłego ułożenia jest z reguły znaczny, a intraklasty wykazują często deformacje plastyczne (pl. 23, fig. 4). W niektórych przypadkach, zwłaszcza w profilu RR-34, obserwuje się wyjściowe stadia powstawania intraklastów, w postaci porzyrywanych *in situ*, nieregularnych warstewek mikrytowych. Niewielkie ilości tła skalnego tworzy czarny margiel. Nad warstwami intraklastów często występują cienkie zespoły czarnego laminowanego osadu marglistego (pl. 22, fig. 3).

Kształty intraklastów są bardzo urozmaicone i w dużym stopniu zależne od struktury osadów erodowanych. Intraklasty często są opatrzone otworami lub też mają regularne półkolisty wgłębienia analogiczne do nor, w które obfituje erodowany mikryt (pl. 23, fig. 1; pl. 24, fig. 3). Obecność płaskich okruchów jest związana z niszczeniami płasko lub przekątnie laminowanych kalkarenitów. Ponadto, jak na to wskazują obserwacje budowy litologicznej i pokroju intraklastów, poważną ich część składa się z ekshumowanych gruzłów, wypreparowanych przez erozję z marglistego tła skalnego. W niektórych naszlifach można zauważyć rozdrobione resztki tego tła w sąsiedztwie ostro zarysowanych redeponowanych gruzłów.

Nieco inaczej wykształcone są kalcyrudyty oligomiktyczne w profilu BK-90. Występują tu grube (0,5—2,0 m) ławice z dużymi (do 10 cm) słabo wysortowanymi intraklastami, pływającymi przeważnie w marglistym, a z rzadka w ziarnistym tle skalnym. Granice intraklastów są często nieostre, rozmyte, ponadto brak jest wyraźnych powierzchni erozyjnych w spągu ławic detrytycznych. Dowodzi to, iż muł wapienno-marglisty był słabo skonsolidowany w czasie erozji i redepozycji.

2. Kalcyrudyty polimikrytyczne charakteryzują się występowaniem zróżnicowanego litologicznie zespołu intraklastów oraz stosunkowo dużymi grubościami ławic, przeciętnie 30—50 cm, a maksymalnie do 1,5 m. Poważną część intraklastów stanowią fragmenty osadów współwystępujących w profilu: mikrytów i wapieni ziarnistych, w tym — rzadko — kalcyrudytów (pl. 24, fig. 1). W wielu przypadkach można zaobserwować dwie wyraźne grupy intraklastów w tej samej ławicy kalcyrudytu. Część okruchów, interpretowana jako mniej lub bardziej autochtoniczna, jest — w przeciwieństwie do pozostałych — źle wysortowana i obtoczona, a często charakteryzuje się nieregularnymi kształtami odzwierciedlającymi odkształcenia plastyczne. Wśród allochtonicznych intraklastów występują również egzotyczne typy mikrofajalne. Są to przede wszystkim biomikryty z drobnym detrytem szkieletowym i otwornicami wielokomonowymi (endotyridy), a także pelsparyty z niewielką domieszką drobnych bioklastów (pl. 24, fig. 1).

Stopień ścisłego ułożenia jest zmienny od dużego, przy braku tła skalnego i częstych kontaktach stylolitowych między intraklastami (pl. 24, fig. 1), do małego, ze znaczną ilością ziarnistej masy podstawowej, w której pływają okruchy.

Poza większą niż w opisanym typie (1) ilością frakcji piaszczystej, częstsze są także stosunkowo duże, redeponowane fragmenty szkieletowe, w tym zwłaszcza szkarłupni i solenopor. Skład materiału arenitowego jest taki sam jak w opisanym niżej typie (3).

3. Kalkarenity i kalcyłutyty tworzą ławice o zróżnicowanej grubości, przeciętnie kilkunasto- lub kilkudziesięciocentymetrowej, chociaż w skrajnych przypadkach zespoły kalkarenitów osiągają 2—3 m miąższości. Opisywane skały odznaczają się częstym występowaniem płaskiej laminacji równoległej, laminacji nieregularnej lub kilkucentymetrowych zespołów lamin przekątnych. Cieńsze ławice wykazują uziarnienie frakcjonalne, które przejawia się w coraz większym ku górze udziale lamin kalcyłutytowych i czarnych warstewek marglistych. Całą sekwencję wieńczy często czarny łupek marglisty (pl. 23, fig. 2). Grubsze ławice lub grupy ławic charakteryzują się następowaniem kilku lub kilkunastu zespołów płasko lub przekątnie laminowanych.

W obrębie grubszych kalkarenitów często występują wkładki wzbogacone w większe intra- i bioklasty (pl. 24, fig. 2 i 4; pl. 25, fig. 3—4).

Allochemy składają się z występujących w różnych proporcjach intraklastów mikrytowych i szczątków szkieletowych (pl. 25, fig. 1—2). Są one dobrze wysortowane w obrębie poszczególnych lamin, natomiast odznaczają się zróżnicowanym stopniem obtoczenia. W podrzędnych ilościach spotyka się kwarc detrytyczny o drobnej frakcji (0,05—0,1 mm) oraz substancję ilastą, która może jednak stanowić znaczącą domieszkę w laminach kalcyłutytowych. Spośród bioklastów największe znaczenie mają szkieletowe fragmenty szkarłupni, glonów wapiennych, małżoraczków i ramienionogów. Redeponowane fragmenty glonów wapiennych tworzą urozmaicony zespół i w wielu przypadkach przeważają ilościowo nad pozostałymi bioklastami. Duże znaczenie mają zwłaszcza formy o rurkowatej plesze (pl. 26, fig. 2; pl. 28, fig. 2), często zaliczane w przeszłości do otwornic z rodzaju *Nodosinella* (Tomaš 1974), a ostatnio (Mamet & Roux 1974) opisane jako zielenice (kamenidy, grupa *Paleobereselleae*). Często spotykane są również rurkowate formy podobne do *Paleobereselleae*, ale pozbawione septów, co zbliża je do rodzaju *Pseudoissinella*, od którego prawdopodobnie pochodzą kamenidy (Mamet & Roux 1974, Mamet & Rudloff 1972).

Wśród pozostałych glonów, większe znaczenie mają solenopory (pl. 27, fig. 5—6) i girwanelle (pl. 27, fig. 2), natomiast rzadko spotyka się *umbelliny*, zaliczane przez Mameta (1970) do Charophyta (pl. 27, fig. 1). Obecne są również problematyczne fragmenty warunkowo zaliczone do glonów, np. blaszki o budowie war-

stwowo-komórkowej (pl. 26, fig. 1) i rurkowate formy z odgałęzieniami i o radialnej strukturze ścianek (pl. 27, fig. 3—4). Ponadto niektóre bioklasty, zwłaszcza trochity, otoczone są powłokami mikrytowymi (pl. 28, fig. 3), powstałymi prawdopodobnie w wyniku mikroskopijnych drażeń glonowych (Buthurst 1971, s. 384).

Ważnymi składnikami w opisywanych kalkarenitach są także okruczy mszywiołów (pl. 26, fig. 3), otwornice wielokomorowe — endotyridy, a ponadto zrekrystalizowane i trudne do identyfikacji skorupy mięczaków.

Mimo iż opisywane skały mają przeważnie pokrój sparenitów, to jednak pierwotny charakter ła skalnego jest, w większości przypadków, trudny do odcyfrowania ze względu na silnie rozwinięty neomorfizm. Często można obserwować w szlifach rozrost neosparytu kosztem intraklastów mikrytowych (pl. 26, fig. 4; pl. 28, fig. 5), rozwój kalcytu neomorficznego w mikrycie wokół fragmentów szkieletowych (pl. 28, fig. 4), czy wreszcie inkluzje w neosparycie, świadczące o wspólnym neomorfizmie ła i allochemów (pl. 28, fig. 1). Ponadto można też zauważyć selektywny, omijający allochemy wzrost izometrycznego neosparytu (pl. 28, fig. 3), co sugeruje, że przynajmniej część opisywanych skał odznaczała się pierwotnym, mikrytowym tłem skalnym. Bezsporne spoiwo sparytowe można stwierdzić jedynie w tych rzadkich przypadkach, gdy obserwuje się dwie generacje cementu w przeszczeniach między ziarnami (Bathurst 1971).

Omówione wyżej trzy podtypy wapieni detrytycznych występują w różnych wzajemnych proporcjach w poszczególnych profilach opisywanego zespołu. Kalcyrudyty oligomiktyczne przeważają w jego dolnej części (profile RR-34 i BK-90), natomiast ku górze (WB-28, WB-25, WB-39) zwiększa się rola kalcyrudytów polimiktycznych, a zwłaszcza kalkarenitów i kalcylutytów (por. fig. 3—4). Ta tendencja jest szczególnie silna w południowej części obszaru (WB-39).

W obrębie omawianej jednostki, w profilu RR-34 (głębokość 254,4—255,3 m; fig. 3) stwierdzono wkładkę tufitu o grubości rzeczywistej 65 cm. Wiek tej warstwy mieści się w przedziale dolny podpoziom *rhomboidea* — dolny podpoziom *marginifera* (tab. 6). Jest to zwięzła, ciemnoszarego koloru skała, wyraźnie warstwowana. Warstwowanie jest podkreślone równoległym ułożeniem widocznych makroskopowo blaszek miki o frakcji piaszczystej. Zauważono również kilkucentymetrowe fragmenty wapienne (intraklasty?, pogrąży?) wykazujące silny neomorfizm, całkowicie zacierający strukturę pierwotną. Najważniejszymi składnikami tufitu są¹: kryptokrystaliczny popiół wulkaniczny stanowiący obfite tło skalne, dobrze zachowane kryształki pseudoheksagonalne biotyту, sanidyn (skałen potasowy), pseudomorfozy chlorytowo-węglanowe przypuszczalnie po minerale ciemnym, a także kwarcowe po skaleniach oraz znaczna ilość akcesorycznego apatyту. Przytoczony skład mineralny mógłby świadczyć o trachitowym (obojętnym) charakterze tufitu (Nowakowski — *inf. ustna*). Ponadto, dobry stan zachowania poszczególnych składników krystalicznych, brak śladów wietrzenia i obróbki mechanicznej oraz stosunkowo znaczna miąższość tufitu dowodziłyby względnej bliskości wulkanu, który dostarczył materiału piroklastycznego.

ZESPÓŁ CZARNYCH ŁUPKÓW I WAPIENI

Definicja: Jednostka litostratigraficzna złożona z wzajemnych przetawien ciemnoszarych, drobnoziarnistych kalkarenitów, przeważnie płasko lub przekątnie laminowanych, z czarnymi łupkami ilastymi.

Występowanie: Opisywaną jednostkę stwierdzono w profilach RR-8 (głębokość 202,0—302,0 m) i WB-14 (222,0—280,0 m).

¹ Analiza petrograficzna opisywanego tufitu została wykonana przez dr hab. A. Nowakowskiego z Instytutu Geochemii, Mineralogii i Petrografii UW.

Granice dolna i górna: W żadnym z badanych profili nie znaleziono spągu ani też stropu opisywanej jednostki. Jej stosunek do sąsiednich jednostek pozostaje niewyjaśniony.

Miąższość: Rzeczywista miąszość czarnych łupków i wapieni przekracza 24,4 m, gdyż tyle wynosi zredukowana długość profilu WB-14. W wierceniu RR-8 stwierdzono silne deformacje omawianych skał, m.in. złustrowania, budinaż i brekcje tektoniczne, co nie pozwala nawet w przybliżeniu określić rzeczywistej łącznej grubości warstw.

Opis: Profil jednostki składa się z ławic ciemnoszarych wapieni drobnoziarnistych o grubościach przeciętnie kilkumastocentymetrowych, przedzielonych równie cienkimi wkładkami łupków ilastych. Warstwy wapieni na ogół wykazują różne rodzaje laminacji, od płaskiej równoległej, poprzez falistą, nieregularną, do przekątnej (pl. 29, fig. 2—3); czasem występuje również warstwowanie konwolutive (pl. 29, fig. 1).

Łupki ilaste zawierają faunę głowonogów i małych małży, a na niektórych powierzchniach oddzielności występuje w dużych ilościach zwęglona sieczka roślinna. Granice obu typów litologicznych często są nieostre i składają się z naprzemianległych warstewek wapienistych i ilastych.

Podrzednym typem litologicznym są cienkie wkładki jaśniejszych mikrytów w spągu niektórych ławic ziarnistych.

Badania mikroskopowe wykazują, że wapienie ziarniste są dobrze wysortowanymi, drobnoziarnistymi intrabiosparenitami o przewodzie allochemów o rozmiarach 0,05—0,2 mm. Dominującym składnikiem są drobne intraklasty mikrytowe. W mniejszych ilościach występują bioklasty, a wśród nich zwłaszcza kalcysfery, otwornice (endotyridy), pokruszone muszle małżoraczków i ramienionogów, kamedyny, girwanelle i trudno rozpoznawalny detrytus szkieletowy, częściowo pochodzenia glonowego (pl. 30, fig. 1—4).

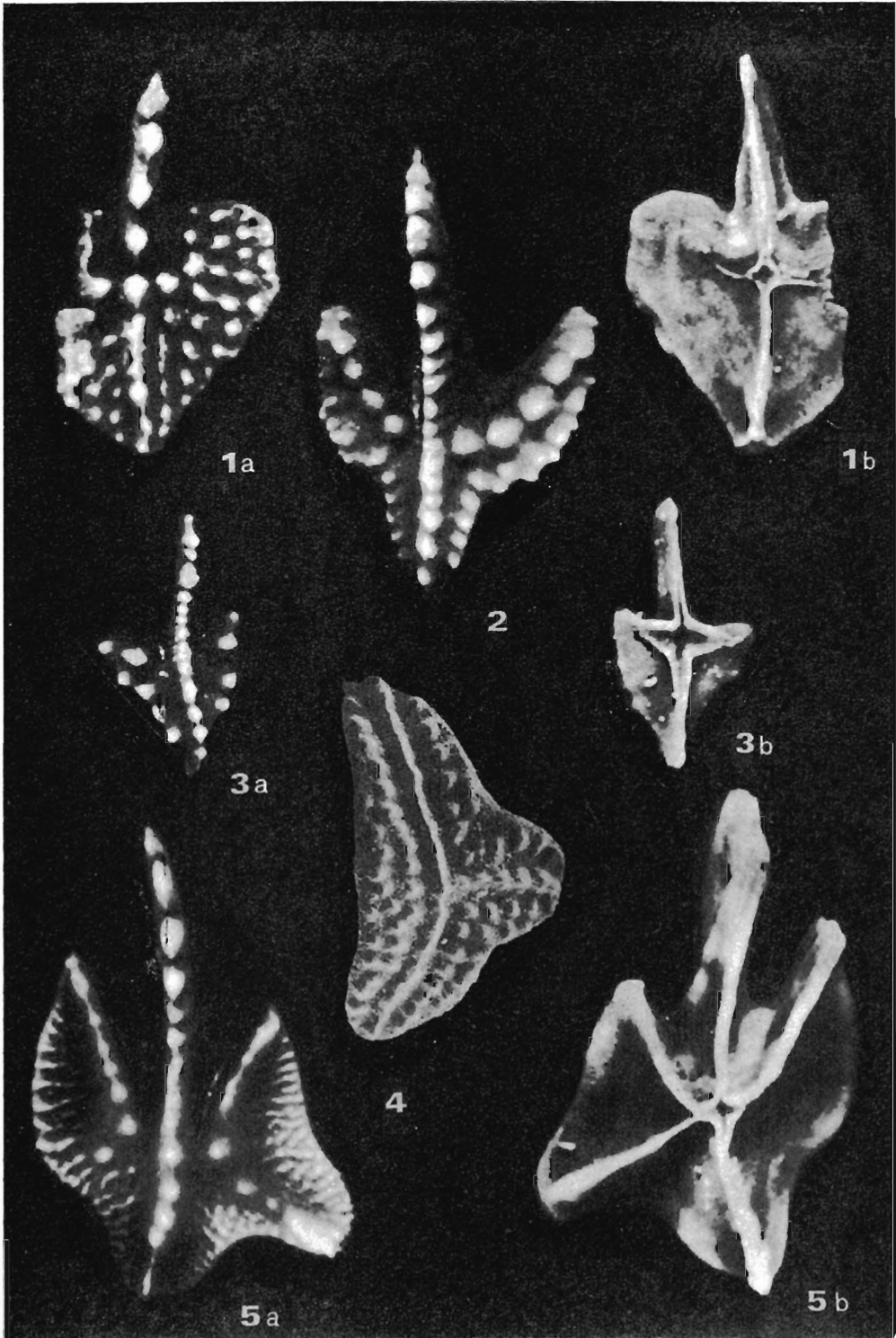
Składnikiem ważnym ilościowo są kanciaste, dobrze wysortowane ziarna kwarcu detrytycznego o rozmiarach przeciętnie 0,05—0,1 mm. Występuje on w zmiennych ilościach, ale nierzadko osiąga szacunkowo 30—50% całej objętości skały.

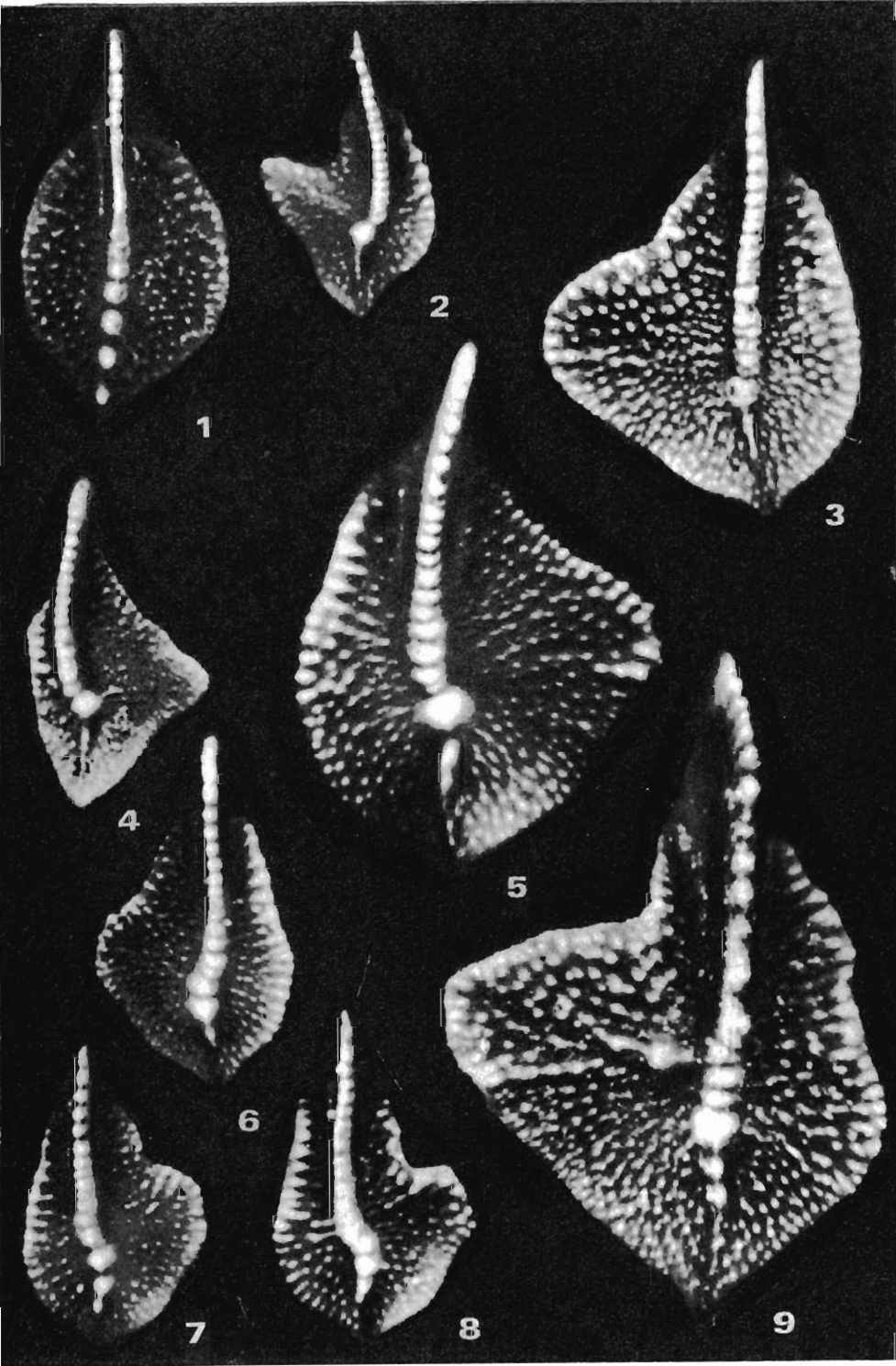
Szlify ujawniają, że zauważalna makroskopowo laminacja wyraża się następstwem warstewek wzbogaconych lub zubożonych w substancję ilastą, kwarc detrytyczny lub intra- i bioklasty. Poza tym obserwuje się pofalowane, nieregularne laminy, wzbogacone w małe płaskie skupienia nieprzezroczystej brązowej substancji. Są to przypuszczalnie zwęglone szczątki roślinne, w tym także spory, które w rezydualnych konodontowych występują w znacznych ilościach.

Pomiędzy allochemami występuje sparyt granularny, będący przynajmniej w części produktem neomorfizmu. Wskazują na to relikty intraklastów i bioklastów w postaci stref inkluzji w sparycie, oraz intraklasty w różnym stopniu zaatakowane przez neomorfizm.

PLANSZA 1

- 1a—b — *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (Bryant); widok górnej i dolnej powierzchni uszkodzonego okazu (upper and lower views of a broken specimen); wiercenie (borehole) BK-70, głębokość (depth) 449,7 m
- 2 — *Ancyrodella nodosa* Ulrich & Bassler; widok górnej powierzchni (upper view); BK-70, 330,9 m
- 3a—b — *Ancyrodella gigas* Youngquist; widok górnej i dolnej powierzchni okazu młodocianego (upper and lower views of a juvenile specimen); BK-70, 386,9 m
- 4 — *Ancyrognathus triangularis* Youngquist; widok górnej powierzchni okazu z ułamany przednim zakończeniem (upper view of a specimen with broken anterior end); BK-90, 458,0 m; SEM
- 5a—b — *Ancyrodella curvata* (Branson & Mehl); widok górnej i dolnej powierzchni (upper and lower views); BK-70, 228,9 m





BIOSTRATYGRAFIA

Analiza biostratygraficzna utworów dewońskich oparta została wyłącznie na konodontach, które należą do najpowszechniejszych skamieniałości w opracowanych profilach. Z innych grup fauny stwierdzono również głównogi, które występują jednakże tylko w fameńskim ze-

Tabela 2

Występowanie konodontów w wierceniu BK-81

Dla porównania głębokości granic litostratygraficznych — por. fig. 5 (For comparison of depths of lithostratigraphic boundaries see Fig. 5)

Skrócone nazwy poziomów konodontowych oznaczają (Abbreviated names of conodont zones denote):

as. — *asymmetricus*, co. — *costatus*, cr. — *crepida*, gi. — *gigas*, ma. — *marginifera*, rh. — *rhomboidea*, st. — *styriacus*, A. tr. — *Ancyrognathus triangularis*, tr. — *triangularis*, ve. — *velfer*

N — lowermost or uppermost, D — lower, S — middle, G — upper

Pozycja konodontowy	δ-g					D-g	D-w		
	as.							gi.	gi.
Satunek	492,2	491,7	475,1	465,0	270,2	230,8	214,2	178,9	178,0
Schmidtognathus sp.	1								
Polygnathus oristatus	1								
P. ancyrognathoides		1							
Polylophodonta sp.								1	
Polygnathus webbi			1	15	3	1	3	5	1
P. decorus s. l.	14	13	25	5	4	33		4	
Ioriodus symmetricus	3	2	2	1					
Notognathella Klapperi	1					2			
Polygnathus asymmetricus ovalis		1			1				
P. asymmetricus asymmetricus	8	1	3	3	1	3			
Palmatolepis transitans	1	1	3			5			
P. punctata	2	5	3			13			
Ancyrodella gigas					1	2			
Palmatolepis subrecta							5	12	12
P. hassi							2		
Ancyrodella nodosa							2		
Palmatolepis unioornis							4		
Ioriodus alternatus							4		
Palmatolepis gigas									1

PLANSZA 2

- 1 — *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* Ziegler & Klapper; widok górnej powierzchni (upper view); BK-70, 386,9 m
- 2 — *Palmatolepis proversa* Ziegler; widok górnej powierzchni (upper view); BK-70, 338,6 m
- 3, 9 — *Palmatolepis punctata* (Hinde); widok górnych powierzchni (upper views); BK-81; 3 — 491,7 m, 9 — 475,1 m
- 4 — *Palmatolepis* sp. A sensu Szulczewski 1972b; widok górnej powierzchni (upper view); BK-89, 408,4 m
- 5 — *Palmatolepis hassi* Müller & Müller; widok górnej powierzchni (upper view); BK-70, 338,6 m
- 6-8 — *Palmatolepis foliacea* Youngquist; widok górnych powierzchni (upper views); BK-70, 338,6 m; 8 — okaz z płatem zewnętrznym typu *P. proversa* (the specimen with the outer lobe of *P. proversa* type)

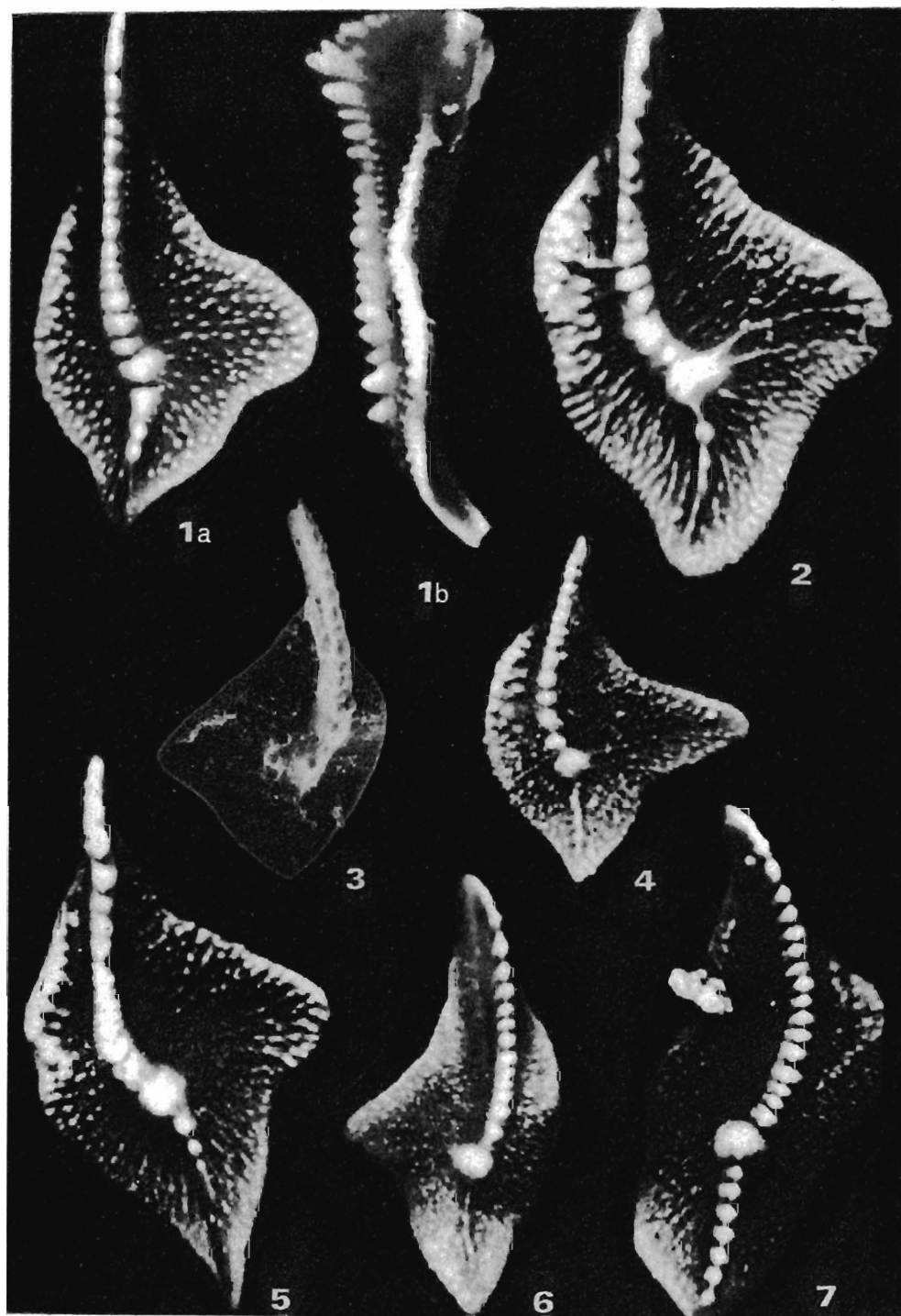
Fig. 1-9 ×50

Tabela 3
Występowanie konodontów w wierceniu BK-70
(Objaśnienia jak w tab. 2)

Posiada konodontowy	D-Ś		Ś-G		G-A		D.		D-G		M		U		Ś									
	as.	as.	as.	tr.	as.	tr.	as.	tr.	as.	tr.	as.	tr.	as.	tr.	as.	tr.								
Gatunek	449,7	449,0	435,0	424,1	386,9	362,3	338,6	330,9	324,6	311,4	298,8	290,8	280,4	266,6	255,8	228,9	196,3	194,6	187,0	186,2	185,2	184,2		
<i>Palmatolepis</i> sp. juv.					1		15	37																
<i>Polygnathus</i> sp. n.										1	1													
<i>Pelekysgnathus planus</i>																3	19	12						
<i>Polygnathus webbi</i>		3	3	3	3			21	12	7	6	2	5	3	3	20	16	16			1			
<i>P. decorosus</i> s. l.		7	2	2	3	41	10	7	9	3														
<i>Ioriodus symmetricus</i>			4	5	10		1																	
<i>I. expansus</i>					2																			
<i>Polygnathus asymmetricus ovalis</i>						6																		
<i>P. asymmetricus asymmetricus</i>						12																		
<i>Palmatolepis transitans</i>							9																	
<i>Spathognathodus sannemannii sannemannii</i>					1																			
<i>Ancyrodella rotundiloba</i> ssp. indet.					3																			
<i>A. rotundiloba alata</i>					1																			
<i>A. rotundiloba rotundiloba</i>		1			2																			
<i>Ioriodus nodosus</i>					1																	1		
<i>Palmatolepis punctata</i>							4																	
<i>Ancyrodella gigas</i>						2																		
<i>Palmatolepis proversa</i>								6	3															
<i>P. subrecta</i>								1	55	3	9	64	3	9	1	1	23	21	17				1	
<i>Ancyrodella curvata</i>											5					20	3	7						
<i>Palmatolepis hassi</i>								4	2		4	1												
<i>Ancyrodella nodosa</i>								3	1															
<i>Ancyrognathus</i> sp. indet.										1														
<i>Palmatolepis foliacea</i>							53	6																
<i>P. gigas</i>							2	2		3	12	1	1			1								
<i>Ioriodus alternatus</i>																					1	9	24	1
<i>Palmatolepis coronata</i>																41	10	1						
<i>P. linguiformis</i>																2	3	1						
<i>P. triangularis</i>																					1	14	5	5
<i>P. delioatula delioatula</i>																								1

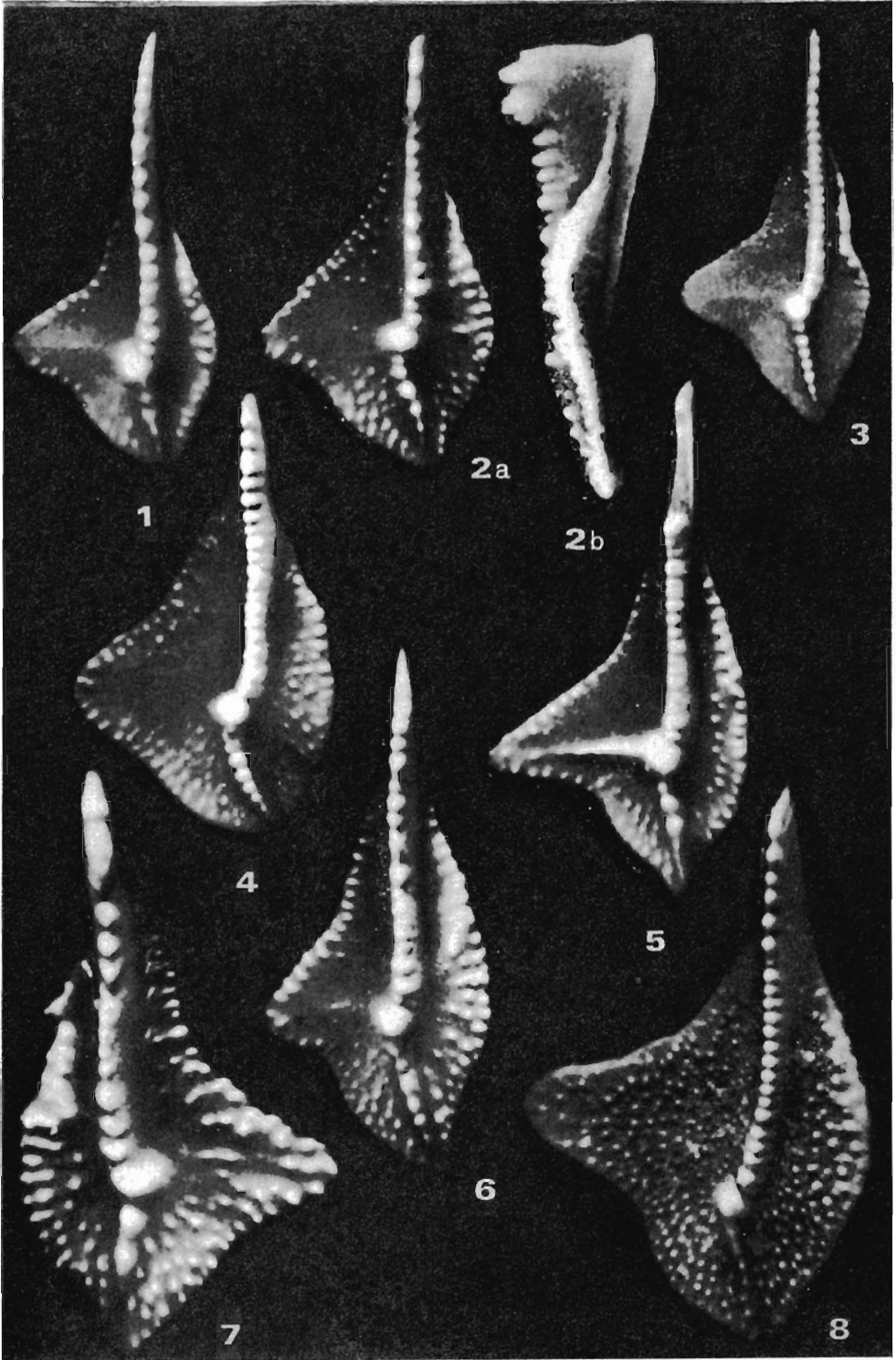
Tabela 4
Występowanie konodontów w wierceniu BK-89
(Objaśnienia jak w tab. 2)

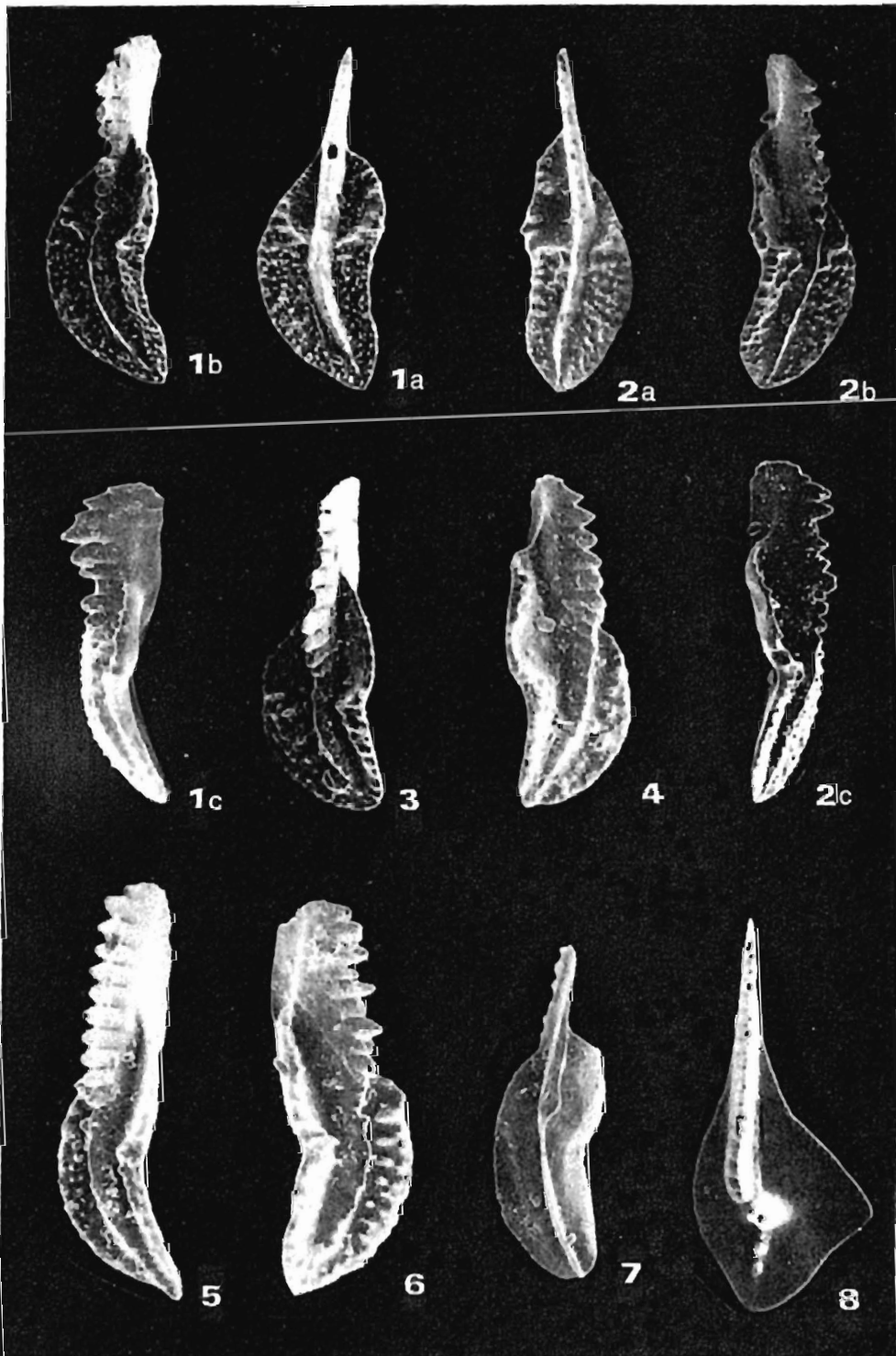
Posiada konodontowy	Ś										D			
	tr.										tr.			
Gatunek	445,5	442,1	441,9	440,0	425,6	424,8	408,4	408,0	407,7	400,3	400,0	360,8	335,0	232,8
<i>Polygnathus webbi</i>						3	2			3	13	5	3	1
<i>Ioriodus nodosus</i>					2	2	4		1		3			
<i>Palmatolepis subrecta</i>										6				
<i>Ancyrodella curvata</i>												1		
<i>Palmatolepis gigas</i>													2	
<i>P. coronata</i>								1				2		
<i>P. sp. A sensu Szulcowski /1972b/</i>								2						
<i>Ioriodus alternatus</i>	1	2		27			64	3	22					
<i>Polygnathus brevilaminus</i>							31							
<i>Palmatolepis triangularis</i>	1	3	2	2			9		16				3	
<i>P. subperlobata</i>					2		1	1						
<i>P. delioatula delioatula</i>	1	1				1	1				1			



1a—b — *Palmatolepis unicornis* Müller & Youngquist; widok górnej powierzchni i boczny (upper and side views); BK-81, 214,2 m
 2, 4—6 — *Palmatolepis triangularis* Sannemann; widok górnych powierzchni (upper views); BK-89, 408,4 m
 3 — *Palmatolepis delicatula delicatula* Branson & Mehl; widok górnej powierzchni (upper view); BK-89, 442,1 m; SEM
 7 — *Palmatolepis linguiformis* Müller; widok górnej powierzchni (upper view); BK-70, 194,6 m

Fig. 1—2, 4—7 $\times 50$; fig. 3 $\times 140$





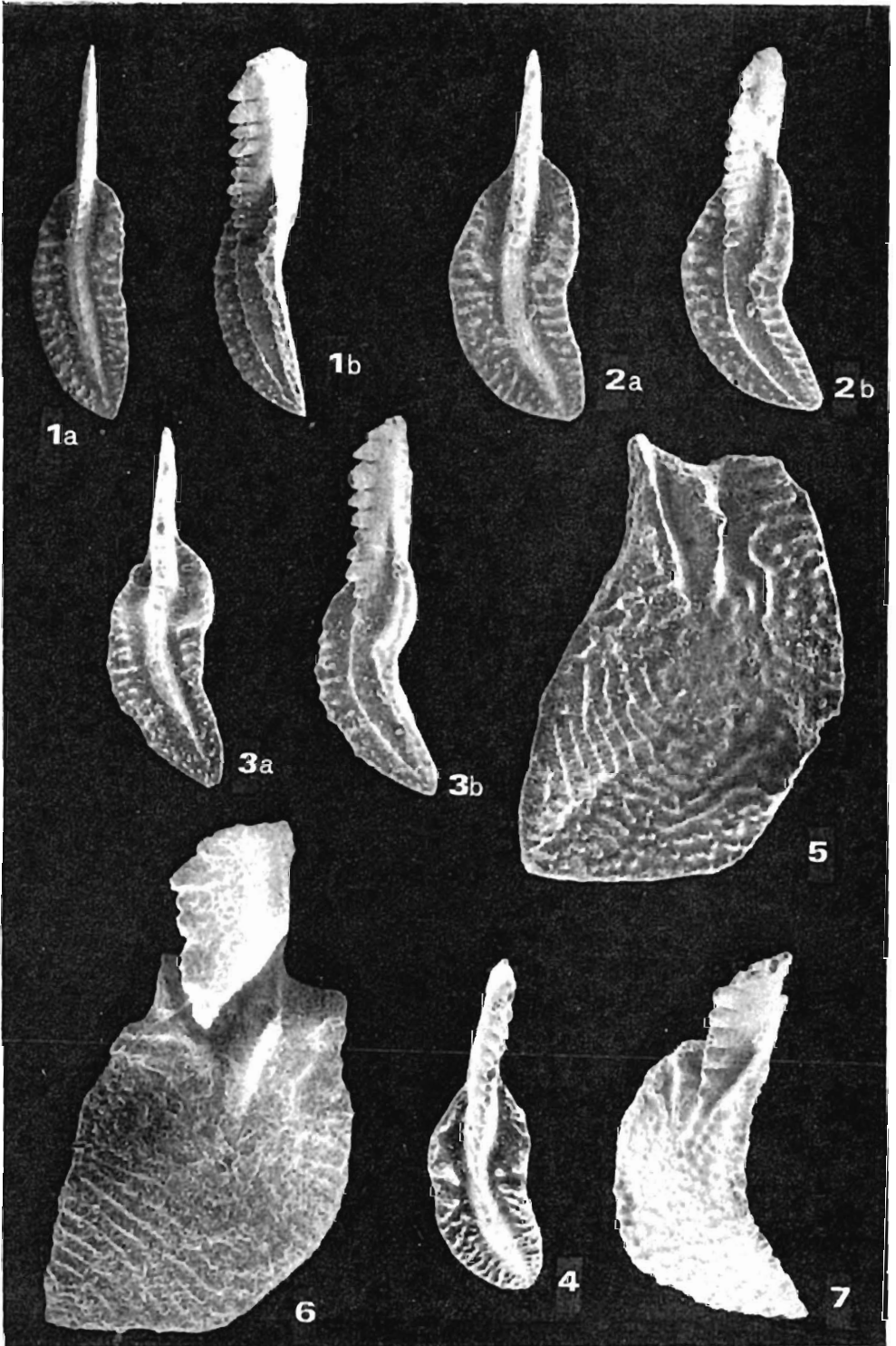


Tabela 5

Występowanie konodontów w wierceniu BK-90
(Objaśnienia jak w tab. 2)

Posiada konodontowy	D-3	D	N-3	D	D	S-3	S-3	G	D-G		
	7	as.	si.	as.	si.	si.	tr.	or.	rh.		
Gatunek	659,8	639,4	580,8	492,1	488,0	465,2	458,0	441,8	374,8	357,6	339,0
<i>Iorioodus</i> sp.	1										
<i>Polygnathus timanicus</i>				37							
<i>Playfordia primitiva</i>		1									
<i>Nothognathella klapperi</i>			2								
<i>Polygnathus webbi</i>				2		4	1				
<i>P. decorosus</i> s. l.	3	19	6	3	7	8					
<i>P. asymmetricus asymmetricus</i>				3	11						
<i>Anoyrodella rotundiloba alata</i>		2									
<i>A. rotundiloba rotundiloba</i>		1									
<i>Palmatolepis punctata</i>				6							
<i>Anoyrodella gigas</i>			2								
<i>Palmatolepis proversa</i>						3					
<i>P. subrecta</i>			36			27	13	3			
<i>Anoyrognathus triangularis</i>							1				
<i>Palmatolepis foliacea</i>						9	1				
<i>P. gigas</i>			2			2	2				
<i>Spathognathodus strigosus</i>						4					
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i>	3							15	1		
<i>P. subperlobata</i>										1	
<i>P. minuta minuta</i>								7	7	3	
<i>Polygnathus germanus ovatus</i>										1	
<i>Palmatolepis quadrantinosalobata</i>								3	2		
<i>P. circularis</i>								5	1		
<i>P. tenuini</i>								2			
<i>P. glabra prima</i>									3	1	
<i>P. glabra pectinata</i> morf. 1										1	
<i>P. klapperi</i>											3
<i>Pelekygnathus planus</i>								8			

PLANSZA 4

- 1—3, 5—7 — *Palmatolepis coronata* Müller; BK-70; 1 — widok górnej powierzchni typowego, najczęściej występującego morfotypu (upper view of a typical, most frequent morphotype), 228,9 m; 2a—b — widok powierzchni górnej i bocznej okazu o cechach przejściowych do *P. subrecta* (upper and side views of a form transitional to *P. subrecta*), 228,9 m; 3 — widok górnej powierzchni nietypowego okazu o niemal gładkiej platformie (upper view of an untypical specimen with a nearly smooth platform), 196,3 m; 5 — widok górnej powierzchni okazu z odłamaną górną częścią wolnego ostrza i opatrzonego wtórnym grzebieniem na płacie zewnętrznym (upper view of a specimen with broken upper part of free blade and showing a secondary carina on outer lobe), 228,9 m; 6 — widok górnej powierzchni okazu z wydłużoną platformą i stosunkowo krótkim wolnym ostrzem (upper view of a specimen with elongated platform and showing a relatively short free blade), 228,9 m; 7 — widok górnej powierzchni dużego, przypuszczalnie gerontycznego okazu opatrzonego gruboornamentowaną platformą (upper view of a large, probably gerontic specimen displaying coarse platform ornamentation), 228,9 m
- 4 — *Palmatolepis subrecta* Müller & Youngquist; widok górnej powierzchni okazu z tendencją ku *P. coronata* (upper view of a specimen tending towards *P. coronata*); BK-70, 228,9 m
- 8 — *Palmatolepis gigas* Müller & Youngquist; widok górnej powierzchni (upper view); BK-70, 338,6 m

Fig. 1—8 X50

spole czarnych łupków i wapieni, a ponadto ich zły stan zachowania nie pozwala na dokładniejsze oznaczenia taksonomiczne (prof. H. Makowski, *inf. ustna*).

Tabela 6
Występowanie konodontów w wierceniu RR-34
(Objaśnienia jak w tab. 3)

Gatunek	D-g or.		D-g or.		S or.		G or.		D-g rh.		D ma.		D-g ma.				
	308,1	306,0	303,7	303,3	304,2	303,4	300,6	299,6	298,6	294,6	292,8	281,0	269,6	268,2	246,2	240,2	237,2
<i>Pelekysgnathus planus</i>	1	6		1	5	1	1	4	3								
<i>Polygnathus brevilaminus</i>										2	1						
<i>P. lagowiensis</i>															1		
<i>Palmatolepis glabra</i> ssp. indet.												11					
<i>P. glabra lepta</i>												5	1	14			1
<i>P. cf. inflexa</i>																2	
<i>P. inflexa</i>															1		
<i>P. marginifera marginifera</i>															1		
<i>P. inflexoides</i>															1		
<i>P. stoppeli</i>															1		
<i>Polygnathus triphyllatus</i>															2		
<i>P. rhomboideus</i>												1					
<i>P. planirostratus</i>													1				
<i>P. bouckaerti</i>													1				
<i>P. glaber glaber</i>													2		6	1	
<i>Palmatolepis klapperi</i>												3	1				
<i>P. rhomboidea</i>													7	2			
<i>P. glabra glabra</i>													3				
<i>P. glabra pectinata</i>												2	11	2	4		2
<i>P. glabra acuta</i>												4		1			
<i>P. glabra aff. prima</i>															1		
<i>P. glabra prima</i>													12		7	2	
<i>P. termini</i>								2	6	1	2						
<i>P. circularis</i>									7								
<i>P. quadrantinodosalobata</i>			1				1	5	2	5	3						
<i>P. germanus germanus</i>															1		
<i>P. crepida</i>															7		
<i>P. minuta loba</i>															1		
<i>P. minuta minuta</i>	4		3	4	2	5		50	8	9	14	3	7		8	4	
<i>P. subperlobata</i>									3						1		
<i>P. perlobata perlobata</i>															4		1
<i>P. tenuipunctata</i>	1	3	2	4	5	5	2	21	3	12	5				3		

PLANSZA 5

- 1—7 — *Polygnathus timanicus* Ovnatanova; BK-90, 488,0 m; SEM; 1a—c, 3, 5 — forma lewa (left-curved forms); 2a—c, 4, 6—7 — forma prawa (right-curved forms); 1—2 — okazy typowe (typical specimens), a — widok górnej powierzchni (upper view), b — widok ukośny górnej powierzchni (oblique upper view), c — widok boczny (side view); 3—6 — widok ukośny górnych powierzchni (upper oblique views); 3—4 — okazy młodociane (juvenile specimens), 5—6 — okazy dorosłe (adult specimens); 7 — widok dolnej powierzchni (lower view)
- 8 — *Palmatolepis coronata* Müller; widok górnej powierzchni okazu młodocianego pozbawionego ornamentacji platformy (upper view of a juvenile specimen lacking platform ornamentation); BK-70, 228,9 m

Fig. 1—2 X70; fig. 3—6, 8 X100; fig. 7 X80

Z potencjalnie przydatnych dla biostratygrafii makroskamieniałości napotkano również dobrze zachowane muszle ramienionogów, lecz tylko we frańskim zespole wapieni gruzłowych.

Spośród rozpuszczonych w kwasie octowym 145 próbek o przeciętnym ciężarze 0,5 kg, pobranych w różnych profilach i z różnych litofacji, prawie wszystkie zawierały konodonty. W 113 próbkach zestawionych w tabelach 2—11 znaleziono formy użyteczne dla stratygrafii. Łączna ilość uzyskanych okazów przekroczyła liczbę 4500.

Tabela 7

Występowanie konodontów w wierceniach WB-25 (Objaśnienia jak w tab. 2)

Poziom konodontowy	G. rh.		D. ma.		G. ma.	
	316,0	310,7	302,1	290,4	285,2	279,8
<i>Spathognathodus strigosus</i>					3	8
<i>Palmatolepis perlobata perlobata</i>		1			2	2
<i>P. minuta minuta</i>	3		3		10	8
<i>P. glabra prima</i>		1	3		6	6
<i>P. glabra acuta</i>					1	
<i>P. glabra pectinata</i>		1	2		12	11
<i>P. gracilis gracilis</i>				1		2
<i>P. minuta schleisia</i>		1				
<i>Polygnathus glaber glaber</i>					1	2
<i>Palmatolepis stoppelli</i>		2				
<i>P. inflexoidea</i>		1	1	2	16	
<i>P. quadrantinodosa morf. 1</i>			1			
<i>P. marginifera dupliata</i>					3	
<i>P. marginifera marginifera</i>		7	2	7	11	10
<i>P. marginifera granulosa</i>					4	
<i>P. of. inflexa</i>					6	
<i>P. distorta distorta</i>			1		3	3
<i>P. glabra lepta</i>	4	7	2	3	17	5
<i>Polygnathus brevilaminus</i>						1
<i>P. fallax</i>						1

Tabela 8

Występowanie konodontów w wierceniach WB-28 (Objaśnienia jak w tab. 2)

Poziom konodontowy	D. ma.					D-g. ma.	
	229,6	221,3	209,5	196,4	189,8	179,2	
<i>Spathognathodus strigosus</i>		2	3	2	1	17	1
<i>Palmatolepis perlobata perlobata</i>		4			1	22	
<i>Icriodus cornutus</i>						7	
<i>Palmatolepis minuta minuta</i>		17	1		4	3	
<i>Polygnathus germanus germanus</i>						1	
<i>Palmatolepis glabra prima</i>	1	28	1	2	3		
<i>P. glabra pectinata</i>		13	6	3	4	13	
<i>P. rhomboidea</i>	1	1				1	
<i>P. gracilis gracilis</i>				1		4	
<i>Polygnathus glaber glaber</i>			2		4		
<i>Palmatolepis of. stoppelli</i>					1		
<i>P. inflexoidea</i>		8	7		1		
<i>P. quadrantinodosa morf. 1</i>	1						
<i>P. marginifera marginifera</i>		20	1		7	44	4
<i>P. distorta distorta</i>					2	164	9
<i>P. glabra lepta</i>		51	2		12	67	6
<i>Polylophodonta confluentis</i>					1	1	
<i>Polygnathus brevilaminus</i>		1			1	8	
<i>P. glaber bilobatus</i>						3	
<i>Nothognathella sublaevis</i>		1			1	5	
<i>N. postsublaevis</i>						1	

PLANSZA 6

- 1a—b — *Polygnathus decorosus* Stauffer sensu Huddle (1970); widok prostopadły i ukośny górnej powierzchni (upper perpendicular and oblique views); BK-90, 488,0 m
- 2a—b, 3a—b, 4 — *Polygnathus timanicus* Ovnatanova; forma lewa, powierzchnie górne (left-curved forms); BK-90, 488,0 m; 2 — okaz przejściowy do *P. decorosus* (specimen transitional to *P. decorosus*); 3 — okaz typowy (typical specimen); a — widok prostopadły (upper perpendicular view), b — widok ukośny (upper oblique view); 4 — widok od przodu (upper anterior view)
- 5 — *Polylophodonta* sp.; widok górnej powierzchni okazu z ułamanym wolnym ostrzem (upper view of a specimen with broken free blade); BK-81, 178,9 m
- 6—7 — *Polygnathus* sp. n.; powierzchnie górne; BK-70; 6 — okaz z nadłamanym wolnym ostrzem (upper view of a specimen with broken free blade); 298,8 m; 7 — widok ukośny, okaz młodociany? z ułamaną przednią częścią wolnego ostrza (upper oblique view of a juvenile? specimen with broken anterior part of free blade); 290,8 m

Fig. 1, 3 X70; fig. 2, 4 X80; fig. 5—7 X75; SEM

Tabela 9
Występowanie konodontów w wierceniach WB-10 i RR-6
(Objaśnienia jak w tab. 3)

Poziom konodontowy Gatunek	D-6 ve.		?	S-6 or. rh.	
	WB-10			RR-6	
	232,3	226,2	222,3	233,6	206,4
<i>Spathognathodus strigosus</i>	1				
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i>				2	7
<i>P. minuta minuta</i>			2	2	43
<i>P. circularis</i>				1	
<i>P. glabra prima</i>					53
<i>P. glabra acuta</i>					1
<i>P. glabra pectinata</i>					11
<i>P. glabra glabra</i>					4
<i>P. rhomboidea</i>					37
<i>P. gracilis gracilis</i>	1				27
<i>P. minuta schleisia</i>	20				
<i>Polygnathus glaber glaber</i>					3
<i>Palmatolepis marginifera</i> ssp.	1				
<i>P. marginifera marginifera</i>	27	1			
<i>Polygnathus nodoundatus</i>	5				
<i>Palmatolepis distorta distorta</i>	44	5			
<i>P. glabra lepta</i>	8	13	1		
<i>Spathognathodus</i> aff. <i>scutus</i>	1				
<i>Palmatolepis rugosa ampla</i>	5				
<i>Polygnathus brevilaminus</i>			1		
<i>Polylophodonta pergrata</i>	1				
<i>Polygnathus glaber bilobatus</i>	1				
<i>Nethognathella sublaevis</i>					8
<i>Polygnathus lagowiensis</i>	3				
<i>Pelekygnathus planus</i>					3
<i>Scaphignathus velifer</i>	1				
<i>Polygnathus perplexus</i>	1				

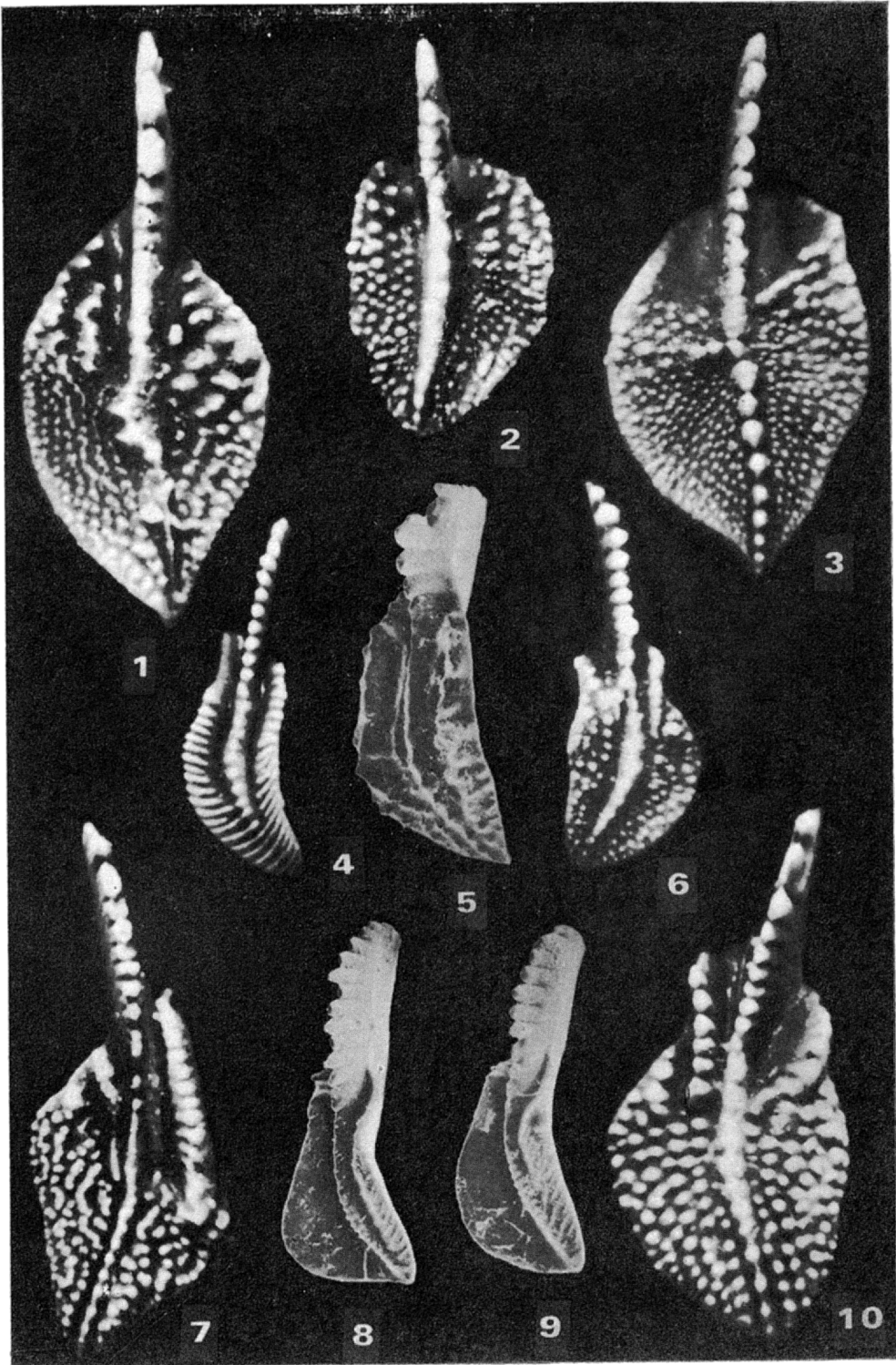
PLANSZA 7

- 1 — *Polygnathus homoirregularis* Ziegler; widok górnej powierzchni (upper view); WB-39, 153,1 m
- 2 — *Polygnathus granulatus* Branson & Mehl; widok górnej powierzchni (upper view); WB-39, 192,4 mm
- 3 — *Polygnathus styriacus* Ziegler; widok górnej powierzchni (upper view); WB-39, 153,1 m
- 4 — *Polygnathus semicostatus* Branson & Mehl; widok górnej powierzchni (upper view); WB-39; 190,5 m
- 5 — *Polygnathus planirostratus* Dreesen & Duser; ukośny widok górnej powierzchni nieco od przodu (upper oblique slightly anterior view); RR-34, 268,2 m; SEM
- 6 — *Polygnathus nodoundatus* Helms; widok górnej powierzchni (upper view); WB-10, 232,3 m
- 7 — *Polygnathus perplexus* (Thomas); widok górnej powierzchni (upper view); WB-39, 153,1 m
- 8-9 — *Polygnathus znepolensis* Spasov; ukośny widok górnych powierzchni dwóch okazów (upper oblique views of two specimens); WB-39, 163,9 m; SEM
- 10 — *Polygnathus* aff. *perplexus* (Thomas); widok górnej powierzchni (upper view); WB-39, 153,1 m

Fig. 1-4, 6-7, 10 ×60; fig. 5 ×60; fig. 8 ×90; fig. 9 ×80

PLANSZA 8

- 1, 3 — *Palmatolepis circularis* Szulczewski; powierzchnie górne (upper views); BK-90; 1 — okaz młodociany z zaczątkowym wolnym ostrzem i słabo rozwiniętym płatem zewnętrznym, co sugeruje tendencję ku *P. rhomboidea* (juvenile specimen with incipient free blade and poorly developed outer lobe suggesting a tendency towards *P. rhomboidea*); 357,6 m; 3 — 371,8 m
- 2, 6 — *Palmatolepis rhomboidea* Sannemann; powierzchnie górne (upper views); 2 — okaz przejściowy do *P. circularis*, wykazujący zaczątek płata zewnętrznego



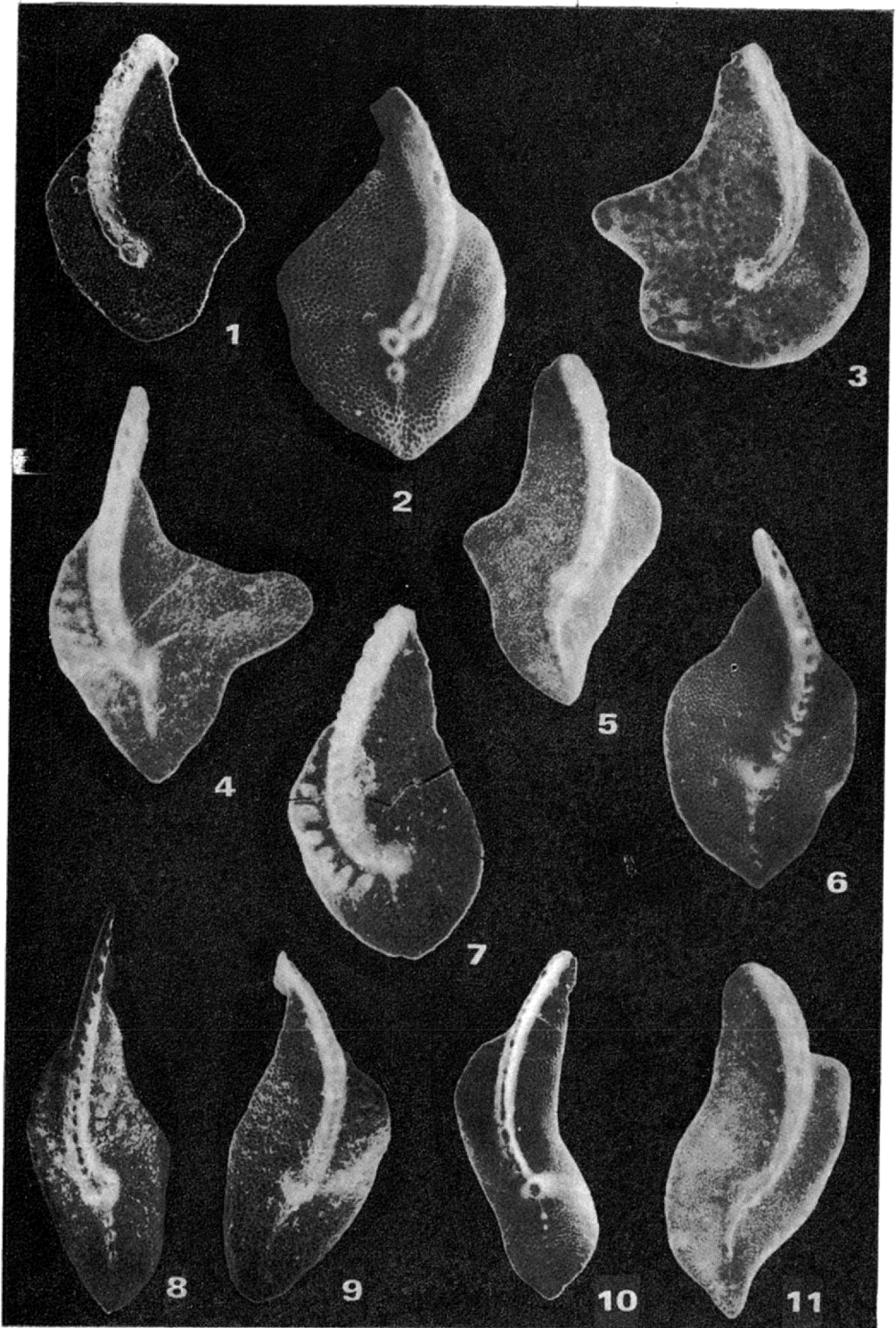


Tabela 10
Występowanie konodontów w wierceniu WB-39
(Objaśnienia jak w tab. 2)

Formy konodontowy	G			D			G-G			D-G			D-G			
	ma.	ve.	st.	ma.	ve.	st.	ma.	ve.	st.	ma.	ve.	st.	ma.	ve.	st.	
Gatunek	271,9	270,4	244,6	270,8	274,4	200,1	192,4	190,5	172,4	163,9	153,1	140,7	138,2			
<i>Polygnathus webbi</i>				2	13	1	4									
<i>Spathognathodus strigosus</i>				16	4	2	2	4	1	10	2	23	3			
<i>Palmatolepis perlobata perlobata</i>	3	8	3			1	7	12	2	30	3					
<i>P. minuta minuta</i>			2	93			1	3								
<i>Polygnathus germanus germanus</i>											7					
<i>Palmatolepis glabra prima</i>	1															
<i>P. glabra pectinata</i>	1	1				1										
<i>P. gracilis gracilis</i>	6	8	9				33	11		35	13	7	5			
<i>P. minuta schleisia</i>					8		3	5								
<i>P. marginifera duplicata</i>	12															
<i>P. marginifera marginifera</i>	1	49	24													
<i>Polygnathus diversus</i>	2															
<i>Palmatolepis distorta distorta</i>	2	15	62													
<i>Polygnathus semiocestatus</i>				2	18	3	5		3	7						
<i>P. granulatus</i>							3	1								
<i>Palmatolepis glabra lepta</i>	3	85	44	99	38	18	13	6	55							
<i>Spathognathodus aff. acutus</i>				1												
<i>Palmatolepis rugosa ampla</i>	14	3								13						
<i>Bispathodus stabilis</i>										63	13	47				
<i>Polygnathus brevilineus</i>								2		73						
<i>P. glaber bilobatus</i>	1	9	5													
<i>P. fallax</i>	1															
<i>Spathognathodus wernerii</i>										6	3	2				
<i>S. amplus</i>							1	1								
<i>S. inornatus</i>													2	7		
<i>Polygnathus lagowiensis</i>	6	2														
<i>Scaphognathus subsestratus</i>				1		1	5	2								
<i>S. aff. velifer</i>								1								
<i>Palmatolepis rugosa trachytera</i>						11	3	1								
<i>Spathognathodus bohlenanus</i>				3		1				8	1					
<i>Polygnathus perplexus</i>				2		1	3	4		32	4					
<i>P. aff. perplexus</i>										1	14					
<i>Palmatolepis helmsi</i>				1		1				1	1					
<i>Polygnathus zuepolsensis</i>										95	13					
<i>P. styriacus</i>											2	8	27			
<i>P. communis communis</i>											1	1				
<i>P. homoirregularis</i>										4	10					
<i>Palmatolepis rugosa postera</i>										2						

PLANSZA 8 (c.d.)

tego, bardzo krótkie wolne ostrze i krótki grzebień za guzkiem centralnym, ograniczony do pojedynczego guzka (specimen transitional to *P. circularis*, showing incipient outer lobe, very short free blade, and short carina behind the central node); RR-6, 206,4 m; 6 — RR-34, 269,6 m

- 4 — *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann; widok górnej powierzchni (upper view); RR-34, 299,6 m
- 5 — *Palmatolepis tenuispunctata* Sannemann; widok górnej powierzchni (upper view); BK-90, 371,8 m
- 7 — *Palmatolepis quadrantinodosa* Branson & Mehl morf. 1 sensu Dreesen & Duser (1974); widok górnej powierzchni (upper view); WB-28, 229,6 m
- 8 — *Palmatolepis termini* Sannemann; widok górnej powierzchni (upper view); BK-90, 371,8 m
- 9 — *Palmatolepis creptida* Sannemann; widok górnej powierzchni (upper view); RR-34, 294,6 m
- 10 — *Palmatolepis inflexoidea* Ziegler; widok górnej powierzchni (upper view); WB-25, 285,2 m
- 11 — *Palmatolepis klapperi* Sandberg & Ziegler; widok górnej powierzchni (upper view); BK-90, 339,0 m

Fig. 1, 7 × 100; fig. 2 × 120; fig. 3, 5, 10–11 × 60; fig. 4 × 80; fig. 6 × 75; fig. 8–9 × 90; SEM

Tabela 11

Występowanie konodontów w wierceniach RR-8 i WB-14
(Objaśnienia jak w tab. 2)

Poziom konodontowy Gatunek	?			Ś-8 oo.			Ś-8 oo.		
	RR-8						WB-14		
	300,9	259,2	248,4	214,1	210,6	210,5	209,2	280,0	237,5
<i>Spathognathodus strigosus</i>								4	
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>	1	1	2	2	3	2	1	15	11
<i>Bispathodus stabilis</i>					3			4	2
<i>Spathognathodus inornatus</i>						3		9	2
<i>Bispathodus bispathodus</i>				1	1	2		8	
<i>B. costatus</i>								2	
<i>B. aculeatus aculeatus</i>								2	
<i>Pseudopolygnathus trigonicus</i>					1				
<i>Bispathodus ultimus</i>								1	

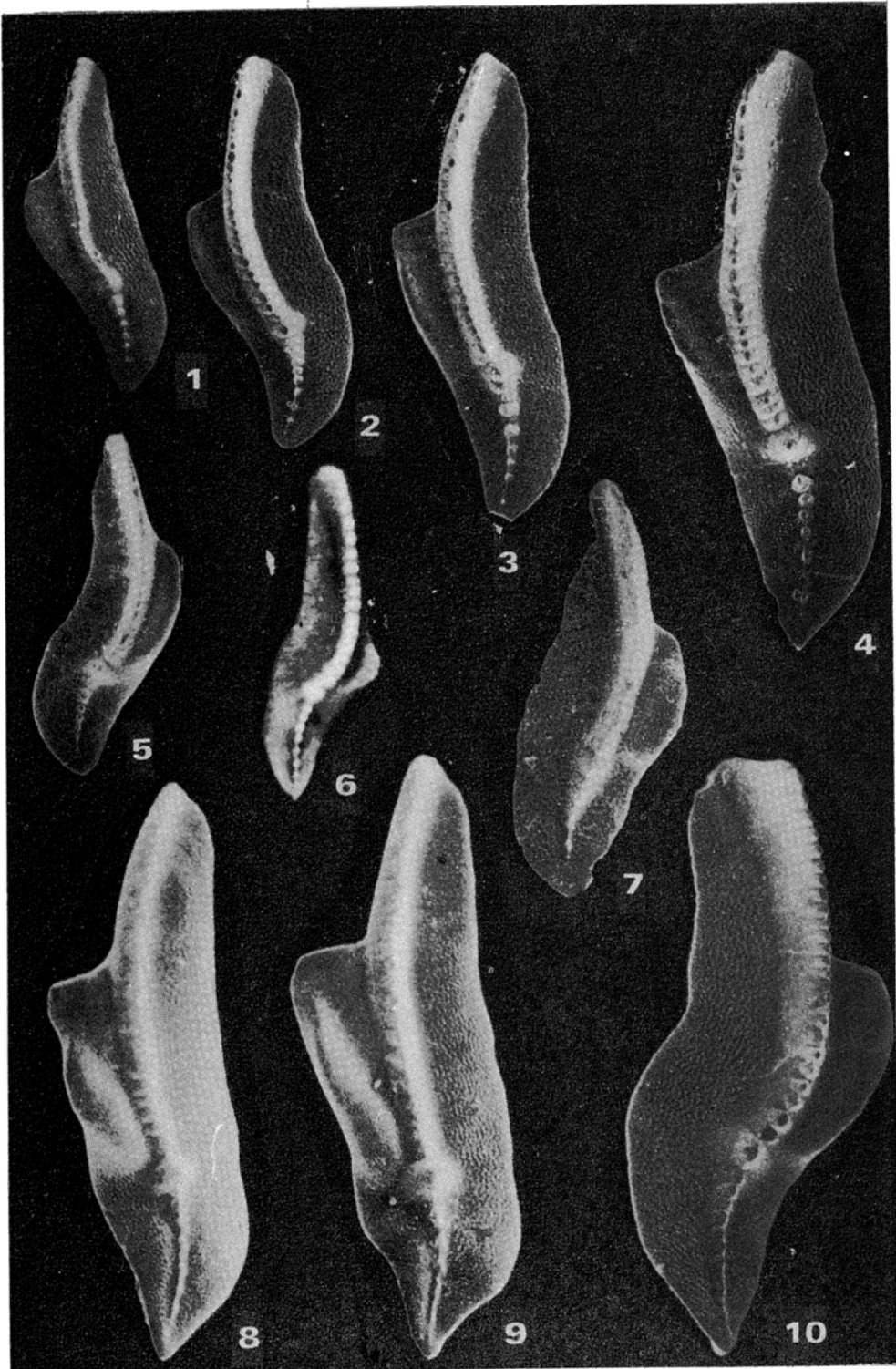
CZĘSTOŚĆ I ROZMIĘSZCZENIE KONODONTÓW W PROFILACH

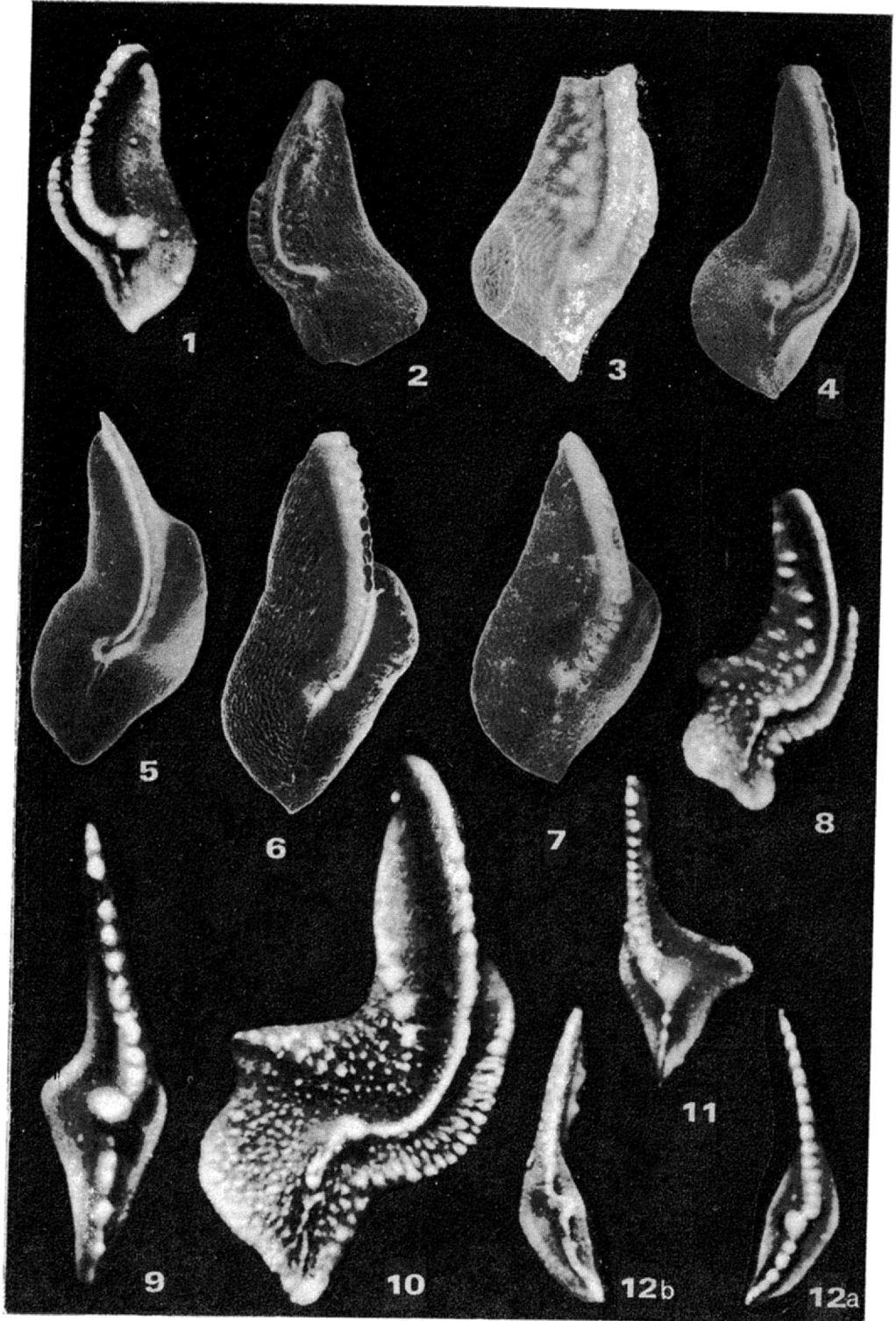
Mimo powszechnego występowania i stosunkowo znacznej przeciętnej frekwencji w próbce (ok. 40 okazów, a zatem ok. 80 okazów na 1 kg skały), konodonty są rozmieszczone nieregularnie w poszczególnych ogniwach litostratygraficznych i typach litologicznych. Na ogół próbki pochodzące z franu są mniej bogate od fameńskich, co odzwierciedla przypuszczalnie generalną tendencję obserwowaną również w innych mikrofaunach górnodewońskich, np. z Gór Świętokrzyskich (Szulczewski 1971). We franie najmniejszą frekwencją konodontów odznaczają się skały grubookruchowe ogniwa kalcyrudytów w zespole wapieni detrytycznych. Prawdopodobnie jest to związane z szybkim tempem sedymentacji tych

PLANSZA 9

- 1—2, 10 — *Palmatolepis glabra prima* Ziegler & Huddle; powierzchnie górne (upper views); 1 — RR-6, 206,4 m; 2 — okaz opatrzony kątowatym, podniesionym przedniowewnętrznym brzegiem platformy, z tendencją do *P. glabra pectinata* (specimen with angular raised outer anterior platform margin, and tending towards *P. glabra pectinata*); RR-34, 269,6 m; 10 — widok ukośny (upper oblique view); RR-34, 246,2 m
- 3—4 — *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler; powierzchnie górne (upper views); RR-34, 269,6 m; 3 — okaz o wykształceniu przedniowewnętrznej platformy przypominającym *P. glabra prima* (specimen with anterior outer platform resembling *P. glabra prima*)
- 5 — *Palmatolepis glabra* aff. *prima* Ziegler & Huddle; widok górnej powierzchni okazu z wyraźnym wybrzuszeniem przedniowewnętrznej części platformy (upper view of a specimen with distinct bulge on anterior outer platform); RR-34, 246,2 m
- 6 — *Palmatolepis glabra lepta* Ziegler & Huddle; widok górnej powierzchni (upper view); WB-39, 214,4 m
- 7 — *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler morfotyp 1 sensu Sandberg & Ziegler (1973); widok górnej powierzchni okazu juvenilnego, opatrzonego krótkim parapetem wewnętrznym (upper view of a juvenile specimen showing short interior parapet); BK-90, 339,0 m
- 8—9 — *Palmatolepis glabra glabra* Ulrich & Bassler; widok górnych powierzchni dwóch okazów (upper views of two specimens); RR-34, 269,6 m

Fig. 1—4, 10 X70; fig. 5, 8—9 X60; fig. 6 X50; fig. 7 X100; SEM



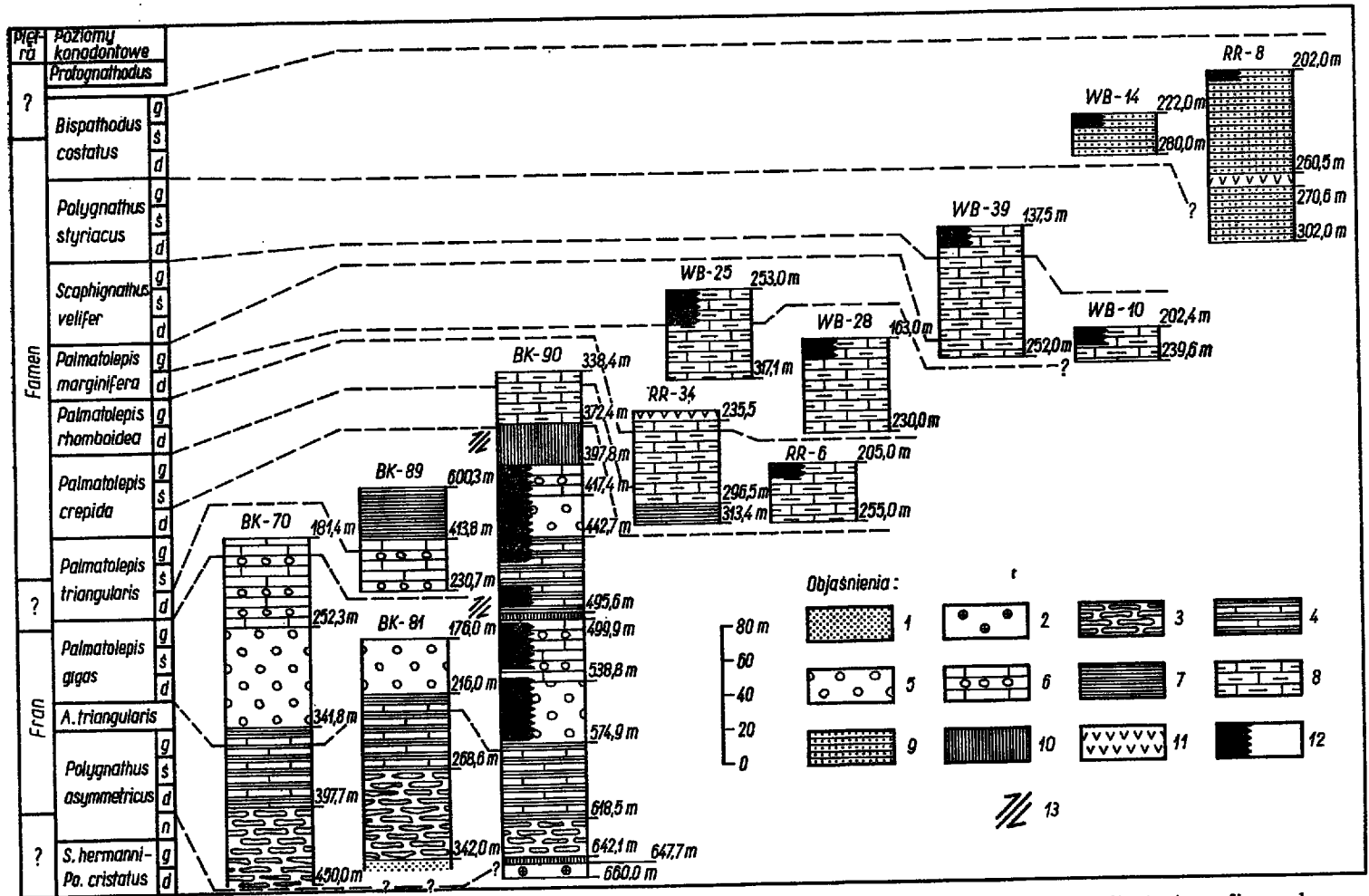


PLANSZA 10

- 1 — *Palmatolepis marginifera marginifera* Helms; widok górnej powierzchni (upper view); WB-10, 232,3 m
- 2 — *Palmatolepis marginifera* ssp.; widok górnej powierzchni okazu z prostokątnym zakończeniem platformy, krótkim, guzkowatym parapetem wewnętrznym i guzkowaną częścią platformy przedniozewnętrznej. Platforma w miejscach pozbawionych guzków wykazuje niezwykłą u rodzaju *Palmatolepis* mikroornamentację złożoną z drobnych grzbiecików, równoległych do brzegu platformy (upper view of a specimen showing rectangular posterior platform, short nodose inner parapet and nodose anterior outer platform. Where devoid of nodes the platform bears unusual microornamentation consisting of minute ridges paralleling platform margins); WB-70, 232,3 m; SEM
- 3 — *Palmatolepis marginifera granulosa* Dreesen; widok górnej powierzchni niekompletnego okazu, wykazującej przejście od mikroornamentacji cellularnej do równoległych grzbiecików (upper view of an incomplete specimen showing transition from the cellular microornamentation to parallel micro-ridges), cf. pl. 10, fig. 2; WB-25, 285,2 m; SEM
- 4 — *Palmatolepis marginifera duplicata* Sandberg & Ziegler; widok górnej powierzchni (upper view); WB-25, 285,2 m; SEM
- 5 — *Palmatolepis inflexa* Müller; widok górnej powierzchni (upper view); RR-34, 246,2 m; SEM
- 6 — *Palmatolepis* cf. *inflexa* Müller sensu Dreesen & Dusar (1974); widok górnej powierzchni (upper view); WB-25, 285,2 m; SEM
- 7 — *Palmatolepis stoppeli* Sandberg & Ziegler; widok górnej powierzchni (upper view); RR-34, 246,2 m; SEM
- 8 — *Palmatolepis rugosa trachytera* Ziegler; widok górnej powierzchni (upper view); WB-39, 200,1 m; SEM
- 9 — *Palmatolepis minuta schletzia* Helms; widok górnej powierzchni (upper view); WB-39, 190,5 m
- 10 — *Palmatolepis rugosa ampla* Müller; widok górnej powierzchni (upper view); WB-39, 153,1 m
- 11 — *Palmatolepis minuta loba* Helms; widok górnej powierzchni (upper view); RR-34, 268,2 m
- 12a-b — *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson & Mehl; widok górnej i dolnej powierzchni (upper and lower views); WB-39, 163,9 m

Fig. 1, 5, 8-12 $\times 50$; fig. 2 $\times 70$; fig. 3 $\times 100$; fig. 4, 6 $\times 80$; fig. 7 $\times 90$

Korelacja biostratygraficzna górnodewońskich profili wiertniczych obszaru między Olkuszem i Zawierciem (Biostratigraphic correlation of the Upper Devonian borehole profiles in the area between Olkusz and Zawiercie)



Z prawej strony profili podano głębokości granic litostratygraficznych. Miąższości jednostek litostratygraficznych (Depths of lithostratigraphic boundaries are given at the right side of each profile. 1 — biomikryty (biomicrites), 2 — wapień koralowy (coral limestones), 3 — zespół wapieni gruzłowych (nodular limestones unit), 4 — zespół wapieni i łupków stylioliny (Styliolina limestones and shales unit), 5 — ogniwo wapieni laminowanych i kalcyrudytów (laminated limestones and calcirudites member), 6 — ogniwo wapieni laminowanych i kalcyrudytów (laminated limestones and calcirudites member), 7 — łupki ilaste (brown shales), 8 — zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych (nodular-detrital limestones unit), 9 — łupki ilaste (brown shales), 10 — brekcje tektoniczne (tectonic breccias), 11 — zespół czarnych łupków i wapieni (black shales and limestones unit), 12 — dolomitizacja (dolomitization), 13 — uskoki (faults))

utworów, powodującym „rozcieńczenie” konodontów w jednostce objętości osadu (Lindström 1964). Również łupki ilaste wyróżniają się niską liczebnością konodontów, wywołaną przypuszczalnie przyczynami facjalnymi. Największą frekwencję konodontów stwierdzono w zespole wapieni gruzłowo-detrytycznych, z którego uzyskano próbki liczące po kilkadziesiąt okazów. Z kolei, czarne łupki i wapień wyróżniają się dużo mniejszą liczebnością konodontów. Ponadto występują tu często okazy bardzo małe, juwenilne, co sugeruje mechaniczne wysortowanie w środowisku sedimentacji wapieni drobnoziarnistych, z których pobierano próbki.

Zaobserwowano wyraźny związek między różnymi odmianami litologicznymi w obrębie jednostek a frekwencją konodontów. Na ogół pozbawione domieszki ilastej kalkarenity są bogatsze w konodonty niż otaczające je skały margliste (wyjątek stanowią tu wspomniane już kalkarydyty i kalkarenity z zespołu wapieni detrytycznych). Podobnie w przypadku wkładek mikrytowych wśród łupków ilastych, istnieje większe prawdopodobieństwo znalezienia konodontów w tych pierwszych. Fakt, iż w skałach marglistych stwierdzono mniej konodontów, mógł być częściowo spowodowany trudniejszym rozpuszczaniem się i preparacją tych skał w porównaniu z czystymi wapieniami.

Ostatnio pojawiły się próby wytłumaczenia nieregularnego rozmieszczenia różnych taksonów konodontowych w poszczególnych zespołach mikrofaunistycznych przy pomocy hipotetycznych interpretacji paleoekologii Conodontophorida (m.in. Seddon 1970, Druce 1973). Ten ostatni wydzielił w górnym dewonie trzy biofacje konodontowe warunkowane głębokością wody w zbiorniku sedimentacyjnym. Były to (od najpłytszej): biofacja I, charakteryzująca się występowaniem prostych form stożkowych, biofacja II z rodzajami *Icriodus*, *Pelekysgnathus*, *Spathognathodus* (częściowo), *Polygnathus* (prymitywne formy), biofacja III z rodzajami *Palmatolepis*, *Ancyrodella*, *Ancyrognathus*, *Polylophodonta*, *Polygnathus* (grupa *germanus*).

Wśród zbadanych próbek żadna nie zawierała zespołu charakterystycznego wyłącznie dla biofacji I. W większości próbek występowały formy odpowiadające połączeniu, w różnych proporcjach, biofacji II i III. Na ogół dominowała biofacja III, stosunkowo najgłębsza, natomiast przewaga form przypisywanych biofacji II występowała jedynie w dwóch częściach profilu górnego dewonu, a mianowicie w spągu zespołu wapieni gruzłowych oraz w stropie zespołu wapieni detrytycznych i spągu łupków ilastych (w profilu BK-89).

UWAGI METODOLOGICZNE

Przy analizie biostratygraficznej posłużono się podziałem górnego dewonu na poziomy konodontowe, ustalonym przez Zieglera (1962). Podział ten, przedstawiony na fig. 5, uwzględnia szereg kolejnych modyfikacji wprowadzonych przez Zie-

glera, Klappera & Lindströma (1964), Zieglera (1965, 1969, 1971), Sandberga & Zieglera (1973) oraz Zieglera, Sandberga & Austina (1974).

Dla wszystkich wydzielonych przez siebie jednostek Ziegler (1962) stosuje nazwę poziom (Zone). W celu podkreślenia dwustopniowej hierarchii podziału konodontowego (por. fig. 5), w niniejszej pracy używany jest ponadto termin podpoziom (np. górny podpoziom *asymmetricus* wchodzący w skład poziomu *asymmetricus*).

Przy datowaniach poszczególnych próbek (tab. 2—11), tam, gdzie było to możliwe, wykorzystano oryginalne definicje podpoziomów oparte na taksonach indeksowych. W przypadku braku tych ostatnich posilkowano się zasięgami taksonów towarzyszących, dokładnie skorelowanymi z formalnym podziałem konodontowym (Ziegler 1971, charts 5—6; Sandberg & Ziegler 1973, Text-fig. 3). Przy opracowaniu swego podziału Ziegler (1962, s. 13) przykładał większą wagę do pojawiania się niż do wygasania taksonów, przypisując temu pierwszemu zjawisku większy walor indeksowy. W związku z tym większość jednostek zdefiniowanych przez Zieglera (1962) ma charakter poziomów i podpoziomów ścięśnionych. Metodologiczne konsekwencje tej sytuacji, zwłaszcza w przypadku ubogich próbek, zostały omówione przez Glenistera & Klappera (1966) i Szulczewskiego (1971). W obecnej pracy przy datowaniach próbek opierano się najczęściej na obecności taksonów indeksowych i towarzyszących. W wielu przypadkach prowadziło to do szerokiego określania wieku próbek, obejmującego kilka podpoziomów. Tam, gdzie opierano się na braku taksonów, wartość datowania jest tym wyższa, im większa jest frekwencja konodontów w próbce.

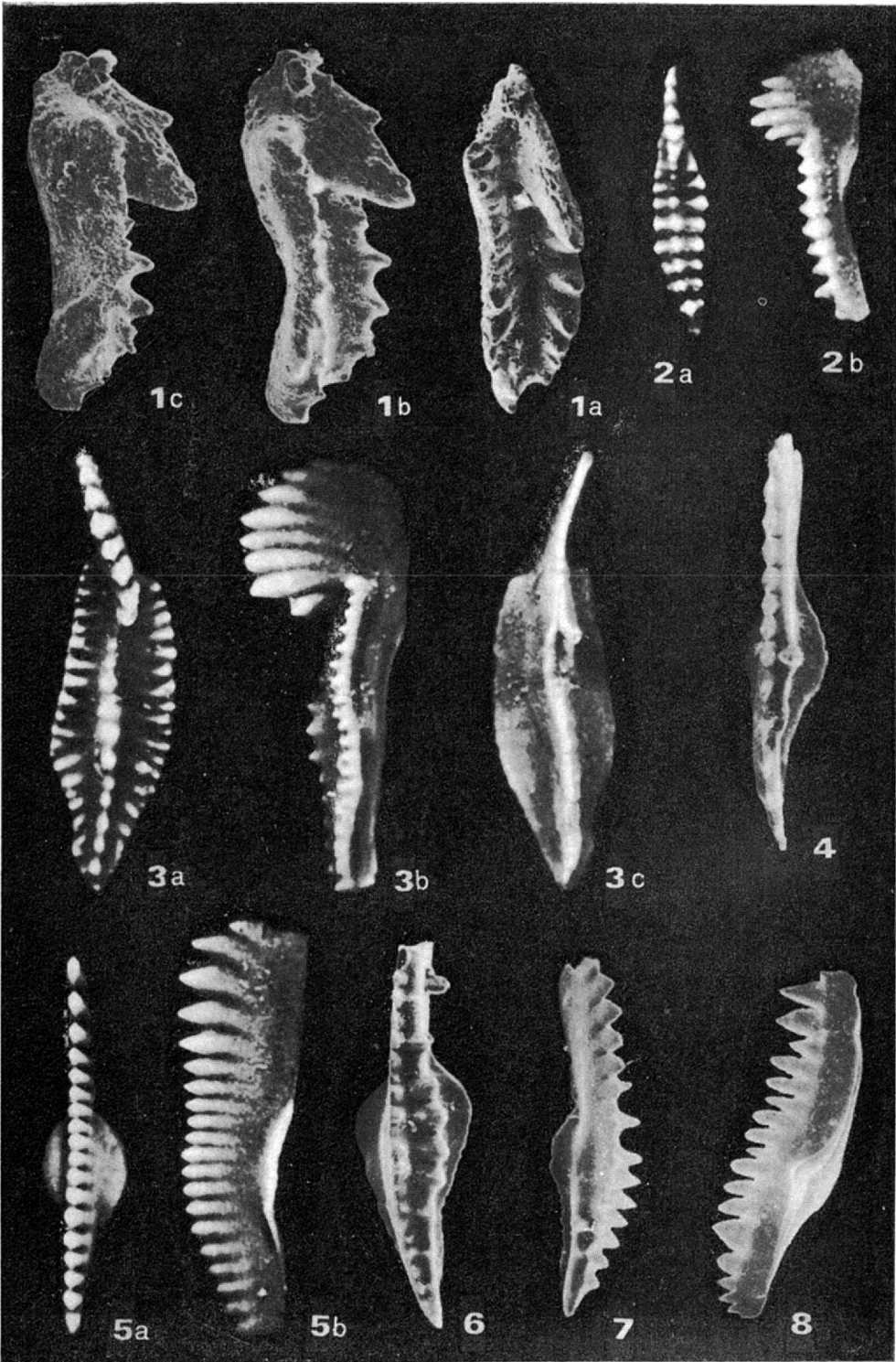
DATOWANIE GRANIC JEDNOSTEK LITOSTRATYGRAFICZNYCH

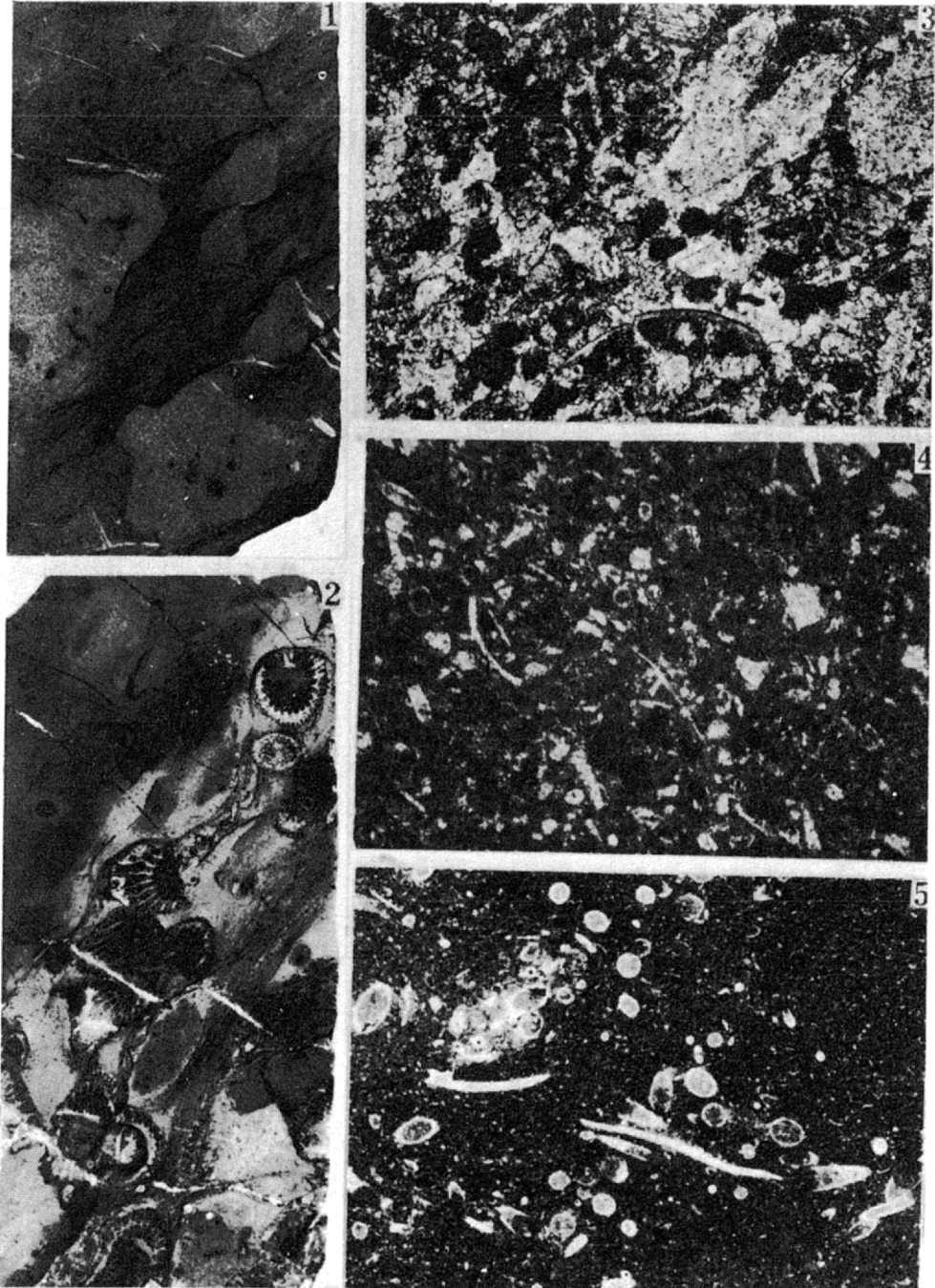
Głównym celem analizy biostratygraficznej było jak najdokładniejsze umiejscowienie granic jednostek litostratygraficznych w podziale konodontowym. Granice poziomów i podpoziomów konodontowych, przeprowadzone w profilach i przedstawione na fig. 5, są obarczone błędami korelacji dochodzącymi nieraz do kilku metrów i wynikającymi ze zbyt rzadkiego opróbkowania w danym przedziale głębokości.

PLANSZA 11

- 1a—c — *Scaphignathus velifer* Helms; widok górnej powierzchni i boczny okazu opatrzonego osiowym zagłębieniem platformy zamiast grzebienia (upper and side views of a specimen showing medial trough instead of carina); WB-10, 232,3 m; SEM
- 2a—b — *Scaphignathus subserratus* (Branson & Mehl); widok górnej powierzchni i boczny (upper and side views); WB-39, 190,5 m
- 3a—c — *Scaphignathus* aff. *velifer* Helms; widok powierzchni górnej, bocznej i dolnej (upper, side and lower views); WB-39, 190,5 m
- 4 — *Bispathodus bispathodus* Ziegler, Sandberg & Austin; widok górnej powierzchni okazu młodocianego (upper view of a juvenile specimen); RR-8, 210,5 m; SEM
- 5a—b — *Bispathodus stabilis* (Branson & Mehl); widok górnej powierzchni i boczny (upper and side views); WB-39, 163,9 m
- 6 — *Bispathodus costatus* (Branson); widok górnej powierzchni okazu z jamą bazalną typu *bispathodus* (upper view of a specimen with *bispathodus* type basal cavity), morfotyp 1 *sensu* Ziegler & al. (1974); WB-14, 280,0 m; SEM
- 7 — *Bispathodus ultimus* (Bischoff); widok ukośny górnej powierzchni młodocianego okazu przejściowego do (upper oblique view of a juvenile specimen transitional to) *B. costatus* morf. 1; WB-14, 280,0 m; SEM
- 8 — *Spathognathodus bohlemanus* Helms; widok ukośny dolnej powierzchni (lower oblique view); WB-39, 163,9 m; SEM

Fig. 1 ×70; fig. 2—3, 5; 8 ×50; fig. 4 ×150; fig. 6—7 ×106





- 1, 3—5 — Zespół wapieni gruzłowych (Nodular limestones unit); 1 — wapień gruzłowy; naszlif (nodular limestone; polished section); BK-70, 443,3 m; $\times 1$; 3 — biointrasparyt z pokruszonymi płytkami szkarłupni. W dole widoczna skorupka małżoraczką; szlif (biointrasparyt with broken echinoderma plates. Ostracod test visible at the bottom; thin section); BK-70, 432,1 m; $\times 45$; 4 — biomikryt z drobnym, nieoznaczalnym detrytusem szkieletowym; szlif (biomicrite with fine indeterminate skeletal detritus; thin section); BK-70, 449,7 m; $\times 45$; 5 — biomikryt z tentakulitoidami; szlif (biomicrite with tentaculitoids; thin section); BK-70, 409,2 m; $\times 7$
- 2 — Mikryty margliste o pokroju gruzłowym z licznymi gałzkowymi *Rugosa*; naszlif (marly micrites, nodular-like with numerous branching *Rugosa*; polished section); BK-90, 659,2 m; $\times 1$

Przedstawione niżej datowania dotyczą granic litostratygraficznych w określonych profilach, natomiast w żadnym przypadku nie odnoszą się do całego badanego obszaru.

SPĄG ZESPOŁU WAPIENI GRUZŁOWYCH

Najniższe datowane próbki pochodzące z dolnych części tej jednostki w profilach BK-70 (próbki z głębokości 424,1, 435,0, 449,0 i 449,7 m — tab. 3) oraz BK-90 (głęb. 639,4 m — tab. 5) zawierają konodonty z gatunku *Ancyrodella rotundiloba*, wskazującego na dolny lub środkowy podpoziom *asymmetricus*. Próbkę pobraną w profilu BK-81 ze strefy przejściowej od biotykrytów z liczną makrofauną do wapieni gruzłowych były negatywne, co uniemożliwiło dokładne datowanie spągu tych ostatnich.

SPĄG ZESPOŁU WAPIENI I ŁUPKÓW STYLIOLINOWYCH

W profilu BK-70 próbki pochodzące z zespołu wapieni gruzłowych wskazują na dolny lub środkowy podpoziom *asymmetricus*, natomiast próbkę ze spągowych partii wapieni i łupków styliolinowych (głęb. 386,9 m) datowano na środkowy lub górny podpoziom *asymmetricus* (tab. 3). Dane te wskazują, że omawiana granica litologiczna może przebiegać w obrębie dolnego, środkowego lub górnego podpoziomu *asymmetricus*. Dokładniejsze datowania uzyskano w profilu BK-81, gdzie próbki pochodzące z obu wymienionych jednostek zaliczono do środkowego lub górnego podpoziomu *asymmetricus* (tab. 2), co wskazuje, że granica między zespółami (głęb. 268,6 m) przebiega w obrębie tych dwóch podpoziomów.

SPĄG ZESPOŁU WAPIENI DETRYTYCZNYCH

W profilu BK-70 udało się uzyskać dokładne datowania z najniższej części zespołu, odpowiadającej przejściu litologicznemu od wapieni i łupków styliolinowych (por. fig. 2). Dwie pochodzące stąd próbki, z których jedną pobrano zaledwie ok. 2 m nad spągłem zespołu z głębokości 338,6 m, wskazują na dolny podpoziom *gigas* (tab. 3). W profilu BK-90 próbki z głębokości 580,8 m oraz 458,0 m, pobrane z wapieni i łupków styliolinowych odpowiednio 6 i 10 m poniżej ich stropu, zawierają konodonty diagnostyczne również dla dolnego podpoziomu *gigas* (tab. 5).

STROPE ZESPOŁU WAPIENI DETRYTYCZNYCH

Próbka pobrana z głębokości 184,2 m z najwyższej części zespołu stwierdzonego w profilu BK-70 odpowiada środkowemu podpoziomowi *triangularis* (tab. 3). W pobliskim profilu BK-89, dokładnie w obrębie tego podpoziomu, wypada na głębokości 413,8 m granica wapieni detrytycznych i łupków ilastych (tab. 4). Datowanie to opiera się na współwystępowaniu form *P. triangularis* i *P. delicatula delicatula* przy jednoczesnym braku *P. tenuipunctata*, pojawiającej się z początkiem górnego podpoziomu *triangularis*. Istnieje przy tym niewielkie prawdopodobieństwo, że nieobecność *P. tenuipunctata* jest związana z ogólnie małą frekwencją konodontów w licznych co prawda, ale stosunkowo ubogich w okazy próbkach.

ŁUPKI ILASTE

Jak wynika z powyższych uwag, spąg łupków ilastych w wierceniu BK-89 przypada w obrębie środkowego podpoziomu *triangularis*. W profilu tym nie udało się uzyskać konodontów z wyższych stratygraficznie partii łupków ilastych, ponieważ nie zawierały one wkładek węglanowych. Podobne trudności wystąpiły w górnej części omawianej jednostki, w profilu RR-34. Pobrane tu próbki konodon-

towe z głębokości 306,0 m i 308,1 m (tab. 6) zawierają mikrofaunę o szerokich zasięgach wiekowych odpowiadających odcinkowi czasowemu od górnego podpoziomu *triangularis* po środkowy podpoziom *crepida*. A zatem luka w dokumentacji biostratygraficznej dzieląca oba profile obejmuje co najwyżej część środkowego i górnego podpoziomu *triangularis* oraz dolny i część środkowego podpoziomu *crepida*.

SPĄG ZESPOŁU WAPIENI GRUŻŁOWO-DETRYTYCZNYCH

W profilu RR-34 granica ta przebiega na głębokości 296,5 m w obrębie środkowego podpoziomu *crepida* (tab. 6). Dolna część zespołu wapieni gruzłowo-detrytycznych, stwierdzonych w profilu BK-90, została zaliczona do środkowego lub górnego podpoziomu *crepida* (tab. 5).

STROP ZESPOŁU WAPIENI GRUŻŁOWO-DETRYTYCZNYCH

Granica ta nie została stwierdzona w żadnym z badanych profili i obecnie nie można sprecyzować jej pozycji biostratygraficznej. Najwyższa część wapieni gruzłowo-detrytycznych w profilu WB-39 została zaliczona do poziomu *styriacus* (tab. 10).

ZESPÓŁ CZARNYCH ŁUPKÓW I WAPIENI

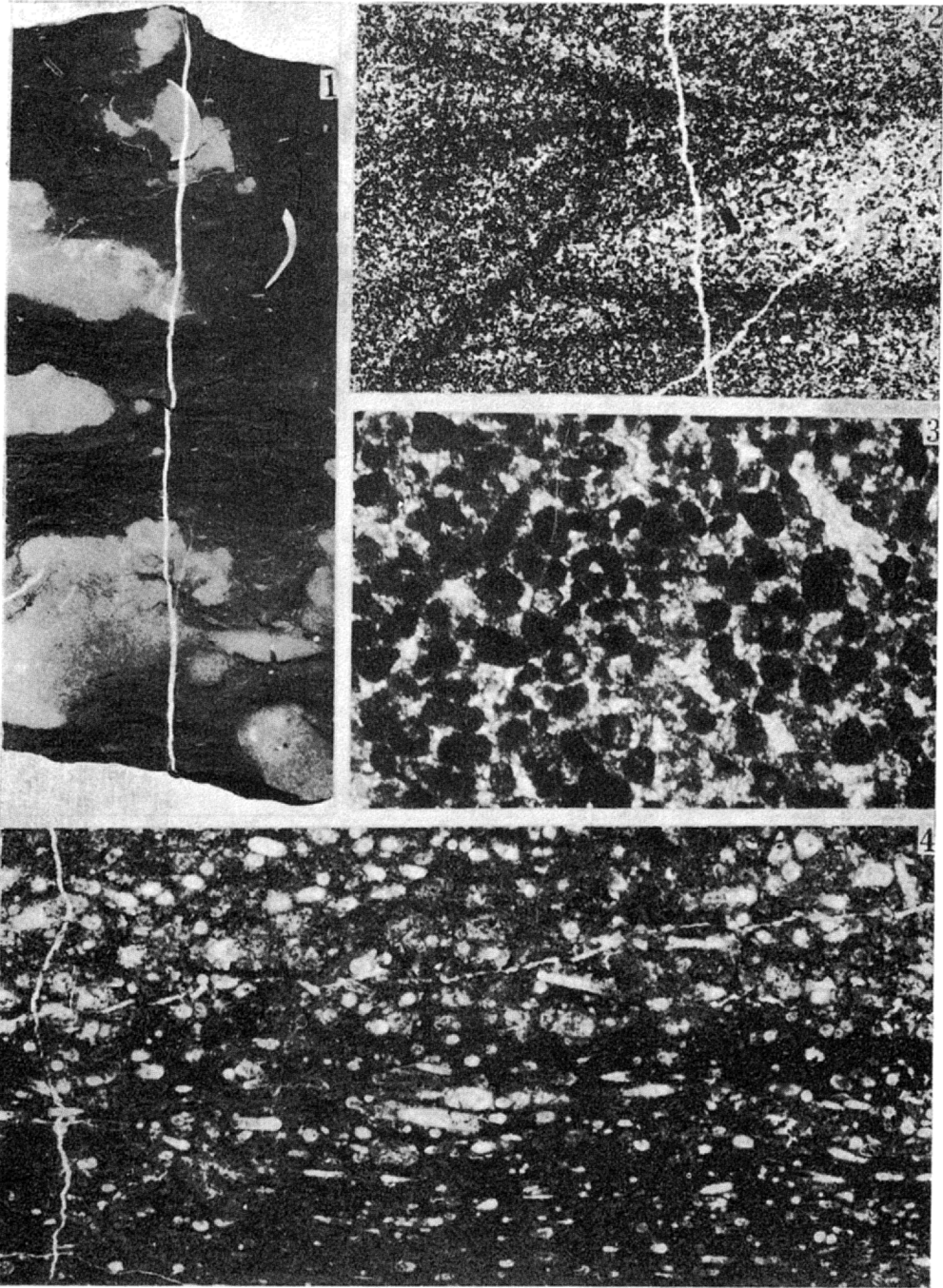
Wszystkie datowane próbki uzyskane z tej jednostki wskazują na środkowy lub górny poziom *costatus*.

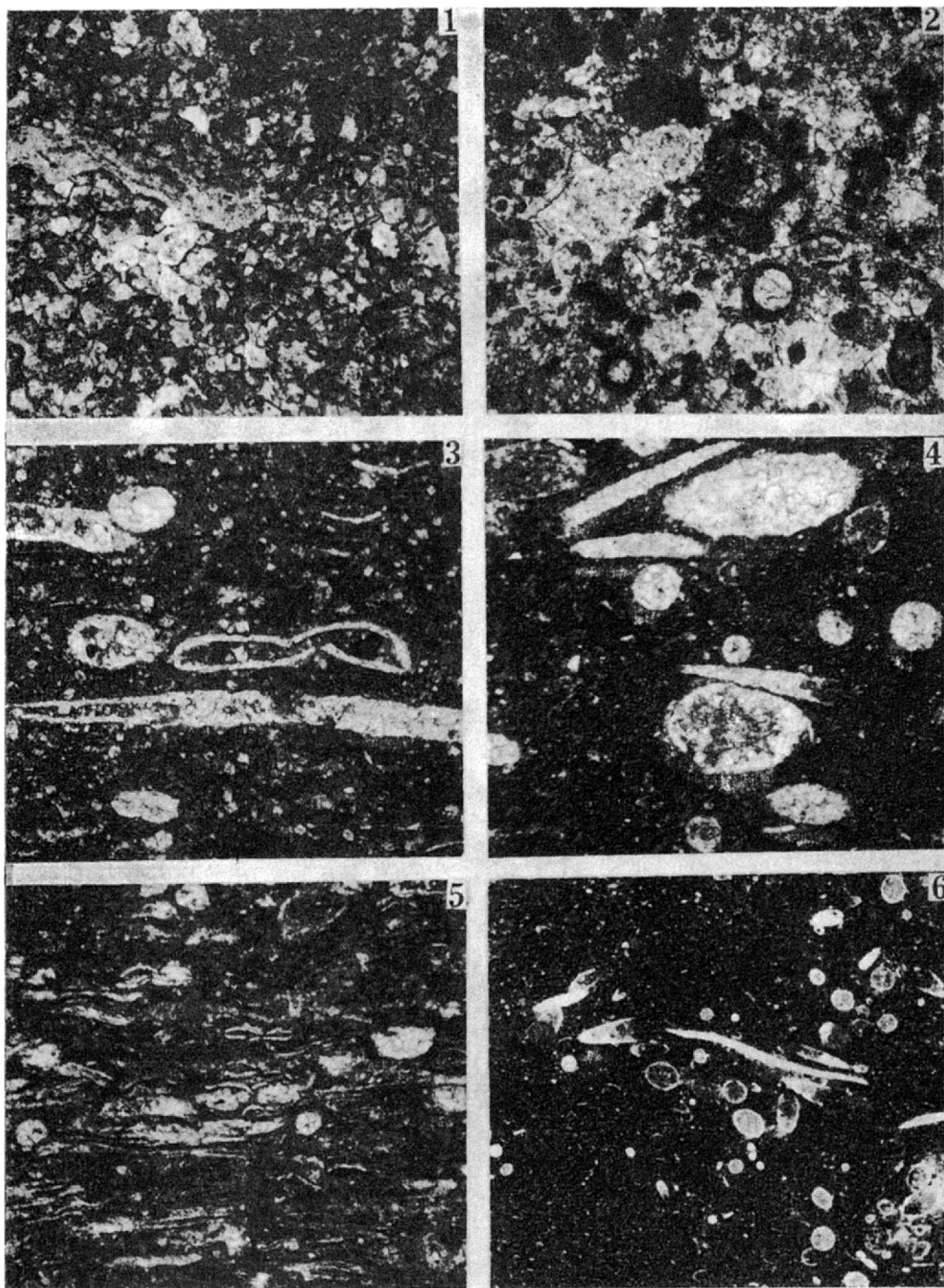
GRANICE PIĘTER GÓRNODEWOŃSKICH

Podstawowymi górnodewońskimi jednostkami chronostratygraficznymi rzędu wyższego niż chronozowana są w literaturze polskiej piętra belgijskie — fran i famen. W porównaniu z niemieckim podziałem na piętra głowonogowe, definicje tych jednostek opierały się na mniej pewnych i nie tak uniwersalnych podstawach faunistycznych. W połączeniu z trudnościami wzajemnej korelacji obu podziałów z przyczyn biofacjalnych, doprowadziło to do kryzysu schematu belgijskiego, a nawet do kwestionowania jego użyteczności (McLaren 1970). W ostatnich latach opracowano jednak szereg belgijskich profili stratotypowych, które — jak się okazuje — można obecnie dość dokładnie skorelować z podziałem niemieckim, głównie przy pomocy konodontów.

PLANSZA 13

- 1 — Zespół wapieni gruzłowych (Nodular limestones unit); wapień gruzłowy, w dole — gruzeł złożony, z pionową norą z prawej strony; w górze — gruzeł osłonięty skorupką ramienionoga; naszlif (nodular limestone, at the bottom — compound nodule with a vertical burrow to the right, at the top — nodule enveloped by a brachiopod shell; polished surface); BK-90, 633,7 m; $\times 1$
- 2—4 — Zespół wapieni i łupków styliolinowych (*Styliolina* limestones and shales unit); 2 — małoskalowe warstwowanie przekątne w pelbiomikrycie; szlif (small-scale cross lamination in pelbiomicrite; thin section); BK-70, 366,9 m; $\times 8$; 3 — pelbiomikryt z fig. 2, w silniejszym powiększeniu. Widoczny neomorficzny charakter dużej części sparytu i mikrosparytu; szlif (pelbiomicrite from Fig. 2 under stronger magnification. Large part of sparite and microsparite neomorphic in character; thin section); BK-70, 366,9 m; $\times 45$; 4 — przejście warstewki marglistej z drobnymi styliolinami w biomikryt styliolinowy (u góry); szlif (transition of marly lamina with tiny styliolinids into *Styliolina* micrite, at the top; thin section); BK-70, 356,2 m; $\times 10$





GRANICA ŻYWET/FРАН

Obecnie brak jest powszechnie akceptowanej definicji granicy pięter żyweckiego i frańskiego oraz granicy oddziałów środkowo- i górnodewońskiego (McLaren 1970, Bultynck 1974). W dyskusjach na ten temat bierze się pod uwagę możliwość postawienia wspomnianej granicy w różnych miejscach profilu jednostki litostratygraficznej zwanej *assise de Fromelennes* (House 1973), lub — w formalnym podziale Errery & al. (1972) — formacją *Fromelennes*. Spąg tej jednostki odpowiada w podziale konodontowym wyższej części poziomu *varcus* (Mouravieff & Bouckaert 1973, Bultynck 1974), uważanego za najwyższy poziom niewątpliwie środkowodewoński (Ziegler 1971). Strop formacji *Fromelennes* można skorelować z granicą podpoziomów najniższego i dolnego *asymmetricus* (Mouravieff & Bouckaert 1973, Bultynck 1974). A zatem przedział, w którym zostanie przypuszczalnie umiejscowiona granica żywet/fran, odpowiada wyższej części poziomu *varcus*, poziomowi *hermanni-cristatus* i najniższemu podpoziomowi *asymmetricus*. Bultynck (1974), kierując się wskazaniami belgijskiej Narodowej Komisji Stratygrafii Dewonu, postuluje umieszczenie omawianej granicy w okolicach stropu formacji *Fromelennes*, w miejscu pojawiania się gatunków *S. insitus* i *Schmidtognathus hermanni* albo też gatunku *A. rotundiloba*.

Jak wynika z powyższych uwag, wszystkie opracowane profile są młodsze od żywetu niezależnie od tego, jaką definicję tego piętra (w wyżej zakreślonych ramach) przyjmie się w przyszłości.

GRANICA FRAN/FAMEN

Powszechnie akceptowana granica między piętrami fran i famen przebiega w spągu jednostki *assise de Senzeille*, a tym samym w stropie *schistes de Matagne* i ma swój stratotyp w przekopie kolejowym Senzeille (McLaren 1970, Bouckaert & al. 1972, House 1973). Bouckaert & Ziegler (1965) opracowali faunę konodontową w profilu stratotypowym, dokumentując tam poziom *P. triangularis* w dolnej części *assise de Senzeille*, nieco ponad granicą pięter. Ze względów facjalnych jednakże nie jest możliwe uzyskanie w tym profilu ciągłej sukcesji konodontowej (Bouckaert & al. 1972, Streel & al. 1974). Dlatego też istnieje prawdopodobieństwo, że górna część *schistes de Matagne*, wykształcona w postaci ciemnych łupków, może reprezentować odpowiednik górnej części górnego podpoziomu *gigas*, a także dolnego i części środkowego podpoziomu *triangularis* (Bouckaert & al. 1972). Wymienionym podpoziomom konodontowym odpowiada zatem przedział błędu korelacji granicy fran/famen w stratotypie Senzeille z podziałem konodontowym.

PLANSZA 14

- 1—5 — Zespół wapieni i łupków styliolinowych (*Styliolina* limestones and shales unit); 1 — dolosparyt, zatarta struktura pierwotna skały, szlif (secondary dolosparite, primary structure strongly obliterated; thin section); BK-90, 486,5 m; 2 — biopelmikryt z neomorfizmem obejmującym tło skalne i allochemy. Wśród bioklastów widoczne m.in. kalcystery; szlif (biopelmicrite with aggrading neomorphism affecting matrix and allochems. Calcispheres visible among other bioclasts; thin section); BK-70, 379,5 m; 3 — biomikryt marglisty z styliolinami. W tle skalnym widoczne pojedyncze romboedry dolomitu; szlif (marly biomicrite with *Styliolina*. Isolated dolomite rhombohedra within matrix; thin section); BK-70, 378,4 m; 4 — biomikryt z *Tentaculites*; szlif (biomicrite with *Tentaculites*; thin section); BK-70, 393,5 m; 5 — biomikryt marglisty ze spłaszczonymi kompakcyjnie styliolinami; szlif (marly biomicrite with compacted *Styliolina* shells; thin section); BK-70, 351,8 m
- 6 — To samo co na pl. 12, fig. 5; odwrotna orientacja góra—dół (ditto as in Pl. 12, Fig. 5; reversed top to bottom orientation)

Fig. 1—5 ×45; fig. 6 ×7

Ostatnio Bouckaert & al. (1972) zaproponowali ustanowienie nowego stratotypu granicy franu z famenem w profilu Hony, w spągu ławicy 48b. Przy tak przyjętej granicy pięter oraz w świetle przedstawionej przez Bouckaerta & al. (1972) stratygrafii konodontowej profilu Hony, przedział błędu korelacji obu podziałów mieści się w obrębie dolnego podpoziomu *triangularis*.

W badanych profilach najwyższy podpoziom *gigas*, a także dolny podpoziom *triangularis* zostały udokumentowane w najwyższej części zespołu wapieni detrytycznych w wierceniach BK-70 i BK-89. Ponadto, w obrębie środkowego podpoziomu *triangularis* w profilu BK-89 przypada wyraźne przejście litologiczne między wspomnianą jednostką i łupkami ilastymi. W rejonie Kluczy granicę pięter frańskiego i fameńskiego należy zatem stawiać w pobliżu spągu łupków ilastych — łatwego do rozpoznania horyzontu litologicznego.

GÓRNA GRANICA DEWONU

Próbki pochodzące z zespołu czarnych łupków i wapieni zaliczono do środkowego lub górnego podpoziomu *costatus* (tab. 11). Charakteryzują się one obecnością przedstawicieli rodzaju *Bispathodus* (*B. costatus*, *B. ultimus*) oraz *P. gracilis gracilis*. Występowanie tych form, a także nieobecność rodzaju *Protognathodus* wskazują, że znaleziona fauna jest nieco starsza od opisanej przez Zieglera (1969) fauny z *Protognathodus* charakteryzującej najwyższą część górnego dewonu.

Należy tu podkreślić, że granica systemów dewońskiego i karbońskiego nie jest jednoznaczna z granicą pięter belgijskich famenu i turneju (por. Mamet 1987). Pomijając skomplikowaną problematykę belgijskiej litostratygrafii na pograniczu tych pięter, wystarczy wspomnieć, że granica między jednostkami *Fa2d* (najwyższy famen) i *Tn1a* (najniższy turnej) przebiega w środkowym lub górnym poziomie *costatus* (Bouckaert & Ziegler 1965, Conil & al. in: Bless & al. 1976).

FACJE I PALEOGEOGRAFIA

Zebrany materiał pozwolił na charakterystykę pionowego następstwa facji oraz ich interpretację mającą na celu określenie położenia strefy północno-wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego w górnodedońskim planie paleogeograficznym południowej Polski.

Analiza opisów jednostek litostratygraficznych nasuwa wniosek, że większość z nich wykazuje wspólny charakter litologiczny, przejawiający się we współwystępowaniu warstw mikrytów marglistych, na ogół ubogich w makrofaunę, z przelawiczeniami ziarnistymi, przeważnie obfitującymi w rozmaite szkielety organiczne.

Taki charakter litologiczny osadów odzwierciedla określony typ środowiska utrzymującego się z pewnymi przerwami i modyfikacjami przez cały górny dewon. Z „typowego” rozwoju sedymentacji wyłamują się jedynie frańskie wapienie grubookruchowe i fameńskie łupki ilaste.

FACJE „NIETYPOWE”: KALCYRUDYTY I ŁUPKI ILASTE

KALCYRUDYTY ZESPOŁU WAPIENI DETRYTYCZNYCH

Grubookruchowy charakter tych skał pozwala wnioskować o procesach intensywnej erozji i redepozycji. Procesy te przebiegały na ogół w środowisku morskim,

w obrębie basenu sedymentacyjnego. Wskazuje na to zwłaszcza śródformacyjny charakter materiału okruchowego. Dodatkowym argumentem jest ponadto współwystępowanie w profilu facji typowo morskich oraz obecność marglistych wkładek typu autochtonicznego wśród kalcyrudytów. Z drugiej strony nie można wykluczać okresowego wynurzania się osadu ponad powierzchnię wody, o czym świadcząby aureole oksydacyjne (Stricker & Carozzi 1973) oraz czerwone zabarwienie części ilastej tła skalnego.

Gruba frakcja, dobre obtoczenie intraklastów i szczątków organicznych nasuwają przypuszczenie, że czynnikiem niszczącym była wysoka energia i nasilenie erozji w obszarze litoralnym powyżej podstawy falowania, a nawet w strefie łamania się fal. Za takim środowiskiem przemawiają ponadto nagłe pionowe zmiany frakcji oraz stopnia wysortowania i obtoczenia okruchów, odpowiadające wahaniom warunków hydrodynamicznych strefy przybrzeżnej. Ogólnie mała zawartość domieszki mułowej i ilastej dowodzi wymywania drobniejszego materiału przez falowanie i prądy litoralne.

Kształt otoczków oraz fragmenty mułu wapiennego zocementowane ze szkieleciami organicznymi wskazują, że osad był już na ogół zwięzły w czasie erozji. Jednocześnie brak jest dowodów na niszczenie starszych skał dewońskich, osadzonych przed dolnym podpoziomem *gigas*, datującym spąg kalcyrudytów. W szczególności nie stwierdzono otoczków skał niższych zespołów: wapieni i łupków styliolimowych oraz wapieni gruzłowych. W łącznych próbkach konodontowych z kalcyrudytów nie zauważono ponadto domieszki form starszych niż z poziomu *gigas*. Erozja byłaby więc prawie jednoczesna z osadzaniem się szybko cementowanych mułów wapiennych ze stromatoporoidami i koralami. O obecności w opisywanym środowisku wczesnej cementacji świadczy natomiast występowanie rezydementowanych intraklastów oraz obtoczonych fragmentów osadu kalkarenitowego.

Istnieje także prawdopodobieństwo, iż erozji ulegały starsze biomikryty, które stanowiły oboczny odpowiednik niższych zespołów frańskich, a ze względów facjalnych nie zawierały konodontów.

Porównanie ogniwa kalcyrudytów z sąsiednimi jednostkami litofacjalnymi wskazuje, że odpowiada ono dość raptownemu spłyceniu środowiska sedymentacji i odzwierciedla przejście od facji położonej poniżej podstawy falowania do płytkiej strefy litoralnej. Znaczne wahania miąższości utworów okruchowych sugerują ponadto ściśle ograniczony obszar erozji. Wydaje się więc prawdopodobne, że strefę niszczoną wyznaczały synsedymencyjne ruchy blokowe podłoża basenu. W podobnej sytuacji paleogeograficznej osadzały się np. podmorskie zlepieńce wapienne z lasu alpejskiego, tzw. „Scheck”. Zdaniem Hudsona & Jenkynsa (1969) źródłem okruchów tych zlepieńców były wyniesione blokowo części stosunkowo głębokiego basenu sedymentacyjnego, w którym osadzały się wapienie krynoidowe i mikryty gruzłowe (wapienie z Adnet).

Nie jest jasne źródło dużych ilości kwarcu detrytycznego w omawianych skałach. Jego pochodzeniu z erodowanych utworów dolnodewońskich przeczą podane wyżej argumenty o erozji niemal równoczesnej z sedymentacją oraz przypuszczalnie drobniejsza frakcja ziaren piaskowców dolnego dewonu (Alexandrowicz 1970). Prawdopodobnym źródłem piasku kwarcowego mógł być jakiś nieznanый jeszcze element paleogeograficzny, być może związany z południowym zamknięciem zbiornika górnodewońskiego przez podłoże krystaliczne.

LUPKI ILASTE

Skały te odbiegają od typowej sekwencji górnodewońskiej na badanym obszarze, gdyż są niemal pozbawione węglańca wapienia, a ponadto nie stwierdzono w

nich większych ilości makrofauny. W połączeniu z ciemnym zabarwieniem osadu, nasuwa to wniosek o abiotycznych, przypuszczalnie beztlenowych warunkach sedymentacji. Obecność nielicznych wkładek węglanowych z pojedynczymi lingulidami i konodontami przemawia za morskim pochodzeniem opisywanych skał. Konodonty były do tej pory wzmiankowane jedynie z facji typowo morskich (Lindström 1964), podobnie zresztą jak lingulidy (Heckel 1972). Te ostatnie znane są ze swych współczesnych przystosowań do warunków redukcyjnych (Paine 1970).

Zmiana w zespołach konodontowych w pobliżu spągu łupków ilastych i obecność biofacji II (Druce 1973) sugeruje spłylenie zbiornika w stosunku do facji wapieni laminowanych i kalcyrudytów. Jednocześnie brak jest struktur sedymentacyjnych wskazujących na środowisko płytkowodne położone w pobliżu podstawy falowania lub w strefie pływów.

Pojawienie się nietypowej sedymentacji ilastej w środkowym podpoziomie *triangularis* było przypuszczalnie związane z czynnikiem o zasięgu kontynentalnym czy nawet planetarnym. Świadczą o tym zmiany facji stwierdzone w wielu rejonach Europy w pobliżu granicy frańcu z famenem (w Polsce — por. Szulczewski 1971, 1972b). Zmiany w litofacjach korelują się z równie gwałtownymi przeobrażeniami w składzie świata organicznego, a zwłaszcza bentosu filtrującego pokarm (McLaren 1970). Przyczyny tych zmian były wynikiem oddziaływania jakiegoś czynnika „nieaktualistycznego”, być może nagłego załamania klimatycznego (Copper 1977).

PODSTAWOWY TYP FACJALNY

W *biomikrytach*, stwierdzonych poniżej wapieni gruzłowych, nie występuje jeszcze zróżnicowanie profilu na warstwy marglisto-mikrytowe i ziarniste. Biomikryty charakteryzuje jednolita tekstura i obecność wielu dobrze zachowanych szkieletów ślimaków, ramienionogów i szkarłupni, oraz silna bioturbacja. Muł wapienny był więc siedliskiem bogatego życia organicznego w dobrze utlenionych wodach i przy dostępności składników pokarmowych.

Zanik licznego i zróżnicowanego zespołu organizmów bentonicznych i ciemne zabarwienie mułu wapienno-ilastego sugerują, że w czasie sedymentacji *wapieni gruzłowych* panowały na ogół warunki abiotyczne, związane przypuszczalnie z niedotlenieniem strefy przydennej zbiornika (Heckel 1972, Rabien 1956, Murray 1965). Nie przeczy temu występowanie nielicznych zresztą lingulidów, których współcześni potomkowie mogą przetrwać nawet obecność trujących produktów beztlenowej przemiany materii (Paine 1970).

Liczne drobne szczątki szkieletowe w mikrycie są przypuszczalnie pozostałościami organizmów pelagicznych (plankton i epiplankton). Podobne nagromadzenia drobnego materiału szkieletowego opisał Tucker (1973, 1974) z dewońskich wapieni pelagicznych zachodniej Europy.

Chociaż wapienie gruzłowe nie wykazują śladów redepozycji, to nieliczne przeławiczenia kalkarenitowe charakteryzują się dobrym wysortowaniem i ścisłym ułożeniem oraz silnym pokruszeniem allochemów, co świadczy o erozji i transporcie materiału klastycznego. Skład bioklastów w dużym stopniu pokrywa się z zespołem fauny obserwowanym w biomikrytach poniżej wapieni gruzłowych. Nasuwa to przypuszczenie, że współcześnie z wapieniami gruzłowymi istniały w zbiorniku sedymentacyjnym okresowo erodowane pozostałości facji biomikrytów.

Zróżnicowanie na warstwy auto- i allochtoniczne utrzymuje się podczas sedymentacji *wapieni i łupków styliolinowych*. Za osad miejscowego pochodzenia można uważać mikryt marglisty z mikroskamieniałościami. Występującym tu otwornicom jednokomorowym z charakterystycznymi wyrostkami kolcowymi (pl. 16, fig. 5)

Chuvashov (1963) przypisał planktoniczny tryb życia. Podobnie małżoraczki Entomozoidae znane są głównie z facji otwartego zbiornika (Rabien 1956, Tucker 1974). Najbardziej charakterystyczne dla omawianych osadów masowe nagromadzenia styliolin występują powszechnie w górnodewońskich facjach pelagicznych całego świata (Rabien 1956, Murray 1965, Tucker 1973). Zgodnie z Rabieniem (1956) stylioliny były organizmami planktonicznymi, zajmującymi niszę ekologiczną dzisiejszych pteropodów. Według Tuckera & Kendalla (1973) wapienie styliolinowe Niemiec Zachodnich mogły być dewońskimi odpowiednikami współczesnych mułów pteropodowych z Morza Czerwonego.

W ciemnych warstwach mikrytowo-marglistych nie stwierdzono większych zespołów bentosu, co świadczy o przetrwaniu abiotycznych warunków redukcyjnych w strefie przydennej. Dobrze wysortowane pelbiomikryty, czasem skośnie laminowane, dowodzą utrzymywania się procesów redepozycji z niszczonej strefy dna o stosunkowo bujnym życiu organicznym (szkarłupnie, ramienionogi, kalcyksfery).

Przejście od spokojnej sedimentacji wapienno-marglistej do facji grubookruchowej *ogniwa kalcyrudytów* oznacza dużą zmianę warunków hydrodynamicznych. Słabe prądy ustępują miejsca silnemu falowaniu. Wobec pelagicznego charakteru dotychczasowej sedimentacji jedynym wytłumaczeniem zmiany charakteru osadów jest spłylenie zbiornika prawdopodobnie przy udziale ruchów blokowych. Zaznacza się ono również w stopniowej zmianie składu redeponowanej fauny w spągowych warstwach przejściowych. Pojawiające się tu szczątki mszywiolów, duże płytki szkarłupni, otwornice jednoseryjne, a zwłaszcza glony wapienne pochodziły przypuszczalnie z facji płytszych niż dotychczasowe obszary źródłowe dla wapieni ziarnistych.

Po nagłym ustaniu sedimentacji grubookruchowej powróciła w prawie niezmiennionej postaci, spokojna na ogół, facja wapieni laminowanych i kalcyrudytów, co należałoby wiązać z pogłębieniem zbiornika. Zmniejszoną liczebność tentakulitoidów można wytłumaczyć wymieraniem tej grupy u schyłku franu. Występowanie powierzchni erozyjnych z miejscowymi intraklastami świadczyłoby o okresowych nawrotach silnej turbulencji. Mogło to być warunkowane pewnym spłyleniem basenu w stosunku do facji wapieni styliolinowych, spowodowanym szybkim przyrostem osadu detrytycznego o grubości kilkudziesięciu metrów. Źródłem okruchów szkieletowych szkarłupni, małżoraczek, otwornic i glonów były w dalszym ciągu strefy dna obfitujące w substancje pokarmowe i tlen oraz zasiedlone przez organizmy bentoniczne.

Dolnofameńska facja łupków ilastych wyznacza okres ponownego zerwania z dotychczasowym schematem sedimentacji, jednakże już w poziomie *crepida* (w profilu RR-34) nastąpił powrót znanego z franu typu facjalnego.

W zespole wapieni gruziowo-detrytycznych warstwy autochtonicznych mikrytów marglistych zawierają wyjątkowo ubogi zespół szczątków organicznych, ograniczony do małżoraczek Entomozoidae, lingulidów, konodontów i otwornic inkrustrujących, zbliżonych do *Tolypammina*. Entomozoidae są znane powszechnie z paleozoicznych osadów o charakterze pelagicznym (Rabien 1956, Tucker 1974). Na podstawie obserwacji i porównań szkieletu przyjmuje się, że te wymarłe małżoraczki należały do planktonu aktywnie pływającego w przypowierzchniowych wodach otwartych zbiorników morskich (Rabien 1956, Gründel 1962). Otwornice z rodzaju *Tolypammina* są natomiast często spotykane w dewońskich wapieniach pelagicznych zachodniej Europy (Tucker 1974). Ubóstwo form bentonicznych w ławicach marglistych przypomina ich frańskie odpowiedniki i nasuwa wniosek o podobnie abiotycznych warunkach w strefie przydennej.

O całkiem odmiennym środowisku świadczy natomiast zespół skamieniałości, stwierdzony w ławicach detrytycznych. Redeponowane szkielety glonów wapiennych, ramienionogów, szkarłupni, mszywiolów i wielokomorowych otwornic świad-

czą o istnieniu w obrębie zbiornika sedymentacyjnego obszarów bujnego rozwoju fauny i flory bentonicznej. Liczny i urozmaicony zespół glonów wapiennych wskazuje na położenie tych obszarów w płytkiej strefie eufotycznej. Według Ridinga (1975) liczne szczątki glonów dowodzą mniejszych niż 150 m głębokości zbiornika. Zgodnie z Chuvashovem (1963), bogate zespoły glonów o składzie zbliżonym do opisanego rozwijały się w górnodewońskim morzu szelfowym na zachód od dzisiejszego Uralu, na głębokościach do kilkudziesięciu metrów.

Analiza mikrofacji intraklastów w kalcyrudytach polimiktycznych wskazuje, że w zbiorniku istniały również strefy sedymentacji biomikrytów z otwornicami Endothyridae oraz pelsparytów. Pod względem batymetrycznym stanowiły one prawdopodobnie środowiska pośrednie między abiotycznymi mułami i płycznami glonowymi.

Strefa dostarczająca materiału detrytycznego dla ławic okrucowych znajdowała się w południowej części obszaru badań, albo nawet nieco na południe od dzisiejszego Olkusza. Świadczy o tym zmniejszający się od południa ku północy udział wkładek detrytycznych w profilach równowiekowych. Ponadto istnieją różnice w wykształceniu dolnej części omawianej litofacji między rejonem południowym (profil BK-90) i północnym (RR-34). W rejonie południowym warstwy autochtoniczne są koloru jasnoszarego i zawierają liczne drobne szczątki szkieletowe, w tym przypuszczalnie glonów, oraz niewielką domieszkę kwarcu detrytycznego. W rejonie północnym przeważają natomiast ciemne barwy osadu, oraz brak jest kwarcu i większej ilości bioklastów. Brak także tu dowodów na tak intensywne przerabianie na miejscu mułu wapiennego, jak to stwierdzono w profilu BK-90, gdzie prawie połowa (42% profilu) osadu pierwotnego uległa erozji i redepozycji niemal *in situ*. Podstawa falowania musiała tu przebiegać w pobliżu mulistego dna.

Najwyższy z opisanych, zespół czarnych łupków i wapieni, składa się z warstw ilastych, interpretowanych jako autochtoniczne, oraz ziarnistych, redeponowanych. W czarnych łupkach ilastych występują glononogi i niewielkie małże, które stanowiły typowe dewońskie organizmy pelagiczne. Barwa osadu, obecność zwęglonej, pierwotnie nieutlenionej substancji organicznej, oraz skład fauny świadczą o warunkach redukcyjnych w pobliżu dna zbiornika. Równoległe lub przekątne laminowane wapienie ziarniste zawierają dość urozmaicony zespół bioklastów świadczących o istnieniu w obrębie basenu sedymentacyjnego warunków sprzyjających rozwojowi organizmów bentonicznych. Współwystępowanie dużych ilości kwarcu detrytycznego z sieczką roślinną można tłumaczyć wpływami masywu ładowego.

CZYNNIKI TRANSPORTU MATERIAŁU DETRYTYCZNEGO

Część ławic okrucowych bardzo przypomina opisane przez Meischnera (1964) turbidyty wapienne. Dotyczy to zwłaszcza zespołu wapieni gruzłowo-detrytycznych oraz ogniwa wapieni laminowanych i kalcyrudytów. Istnieje jednakże kilka różnic (tab. 12), które nie pozwalają przyjmować turbidytoowego pochodzenia omawianych warstw. Znaczne ilości intraklastów miejscowego pochodzenia w obydwu wymienionych jednostkach wskazują na obecność silnej erozji śródformacyjnej. Poza tym w wielu ławicach kalcyrudytów oligomiktycznych nie stwierdzono materiału niewątpliwie allochtonicznego, szczątków szkieletowych lub intraklastów o egzotycznych mikrofacjach. Świadczyłyby to o małym udziale transportu w powstawaniu wspomnianych osadów. Turbidyty wapienne jedynie wyjątkowo powodują silną przeróbkę śródformacyjną i na ogół nie są uważane za silny czynnik erodujący (Meischner 1964, Szulczewski 1968).

Tabela 12

Podobieństwa i różnice między turbidydami wapiennymi (Meischner 1964) i wkładkami detrytycznymi w osadach basenowych górnego dewonu między Olkuszem i Zawierciem

Podobieństwa	Różnice
<ol style="list-style-type: none"> 1. Przeławienia warstw marglisto-mikrytowych z detrytycznymi 2. W płytszych częściach zbiornika (powyżej sztormowej podstawy falowania): <ul style="list-style-type: none"> — ostra dolna granica ławic detrytycznych — uziarnienie frakcyjne — laminacja w stropie 3. Wkładciki mikrytowo-margliste należą do biofacji pelagicznych, materiał biodetrytyczny do bentosu płytkowodnego 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Często obecność silnej erozji śródformacyjnej 2. Obecność ławic detrytycznych bez materiału allochtonicznego 3. Brak horyzontalnego uziarnienia frakcyjnego poszczególnych ławic okrucowych 4. W głębszych partiach zbiornika brak charakterystycznych struktur sedimentacyjnych (ostra dolna granica ławic, uziarnienie frakcyjne, laminacja)

Ważną różnicą (tab. 12) jest także brak w dolnej części zespołu wapieni gruzłowo-detrytycznych charakterystycznego dla turbidytołów poziomego uziarnienia frakcyjnego. Przejście od płytszej strefy południowej (profil BK-90) do głębszej północnej (RR-34) polega tu na zmniejszeniu intensywności przeróbki śródformacyjnej, nie ma natomiast nic wspólnego z polaryzacją ławic turbidytoowych na części proksymalne i dystalne.

Wymienione cechy ławic detrytycznych każą szukać takiego czynnika erozji i redepozycji, który mógłby spowodować silną przeróbkę śródformacyjną, a jednocześnie przenosić duże ilości materiału okrucowego ku głębszym częściom zbiornika. Czynnikiem takim mogły być silne okresowe sztormy wywołane wiatrami huraganowymi typu cyklonów Morza Karaibskiego. Obserwacje skutków wspólnych cyklonów wskazują, że mimo swej rzadkości (na M. Karaibskim co ok. 7 lat) i krótkiego czasu trwania wywierają one poważny wpływ na charakter sedimentacji węglanowej (Ball & al. 1967).

Ostatnio Jones & Dixon (1976) przyjęli sztormowe pochodzenie dla górnosylurskich zlepieńców śródformacyjnych z Archipelagu Arktycznego (Kanada), obfitujących w redeponowane szkielety płytkowodnych organizmów bentonicznych. Litologia autochtonicznych wapieni gruzłowych oraz charakter i zespół fauny z wkładkami okrucowych przypominają do złudzenia opisany w tej pracy zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych. Według Jonesa & Dixona (1976) zmienny udział materiału szkieletowego i miejscowych intraklastów w ławicach detrytycznych były warunkowane zróżnicowanym czasem trwania i drogami przesuwania się huraganów.

Przy założeniu sztormowego pochodzenia wkładek detrytycznych łatwo można wytłumaczyć znaczną erozję śródformacyjną jako efekt wyjątkowego obniżenia podstawy falowania. Niezależnie od falowania, duże znaczenie mogły mieć silne prądy transportujące erodowany materiał na zawietrznej stronie płytczn ku głębszym strefom basenowym. Położenie obszaru sedimentacji w stosunku do płytczn i kierunku przejścia huraganu przypuszczalnie decydowało o ilości i rodzaju materiału redeponowanego. Obecność uziarnienia frakcyjnego w ławicach detrytycznych można wytłumaczyć wypadaniem z zawiesiny coraz drobniejszych ziaren w miarę słabnięcia sztormu, a laminację — działaniem słabych prądów po ustaniu wiatrów huraganowych. Takie procesy mogły zachodzić zwłaszcza w facji wapieni laminowanych i kalcyrudytów oraz w facji wapieni gruzłowo-detrytycznych.

W obu najniższych frańskich jednostkach litostratygraficznych nie ma dowodów na intensywną erozję śródformacyjną, a obecne tu wkładki detrytyczne stanowią mogą osad odległego sztormu, złożony poniżej sztormowej podstawy falowania. Podobne warunki mogły także panować w czasie sedymentacji górnodawieńskich osadów łupkowo-wapiennych.

Sztormy przyjęto jako główny, ale na pewno nie jedyny czynnik erozji i transportu. Niewielka część ławic okrucowych w zespole wapieni gruzłowo-detrytycznych mogła powstać przy udziale prądów turbiditytowych, wywołanych przez warunki burzowe. Ponadto, niezależnie od prądów spowodowanych huraganowymi wiatrami, mogły istnieć w omawianym środowisku okresowe prądy trakcyjne, związane z lokalnym układem hydrologicznym. Były one jednak na tyle słabym czynnikiem wymiany wód, że nie zapewniały dostatecznej ilości tlenu dla rozwoju życia organicznego w głębszych częściach basenu.

POŁOŻENIE PALEOGEOGRAFICZNE BADANEGO OBSZARU W GÓRNYM DEWONIE

Szczegółowa analiza facji górnodawieńskich wskazuje, że badane utwory tworzyły się w środowisku morza szelfowego o zróżnicowanej morfologii dna, ale o głębokościach nie przekraczających kilkuset metrów. Bardzo podobne facje górnodawieńskie opisane z kanadyjskiej Alberty (Murray 1965), Reńskich Gór Łupkowych (Krebs 1971) i rejonu na wschód od Uralu (Chuvashov 1963) występowały z reguły na rozległych szelfach kontynentalnych, graniczących z jednej strony z obszarami lądowymi starszych tarcz, a z drugiej — z waryscyjskimi strefami geosynklinalnymi, takimi jak miogeosynklina Mackenzie Gór Skalistych, geosynklina reńska czy uralaska. Można zatem przypuszczać, że również rejon Olkusza i Zawiercia stanowił w górnym dewonie jedynie niewielką część rozległego morza szelfowego, podobnego do wyżej wspomnianych.

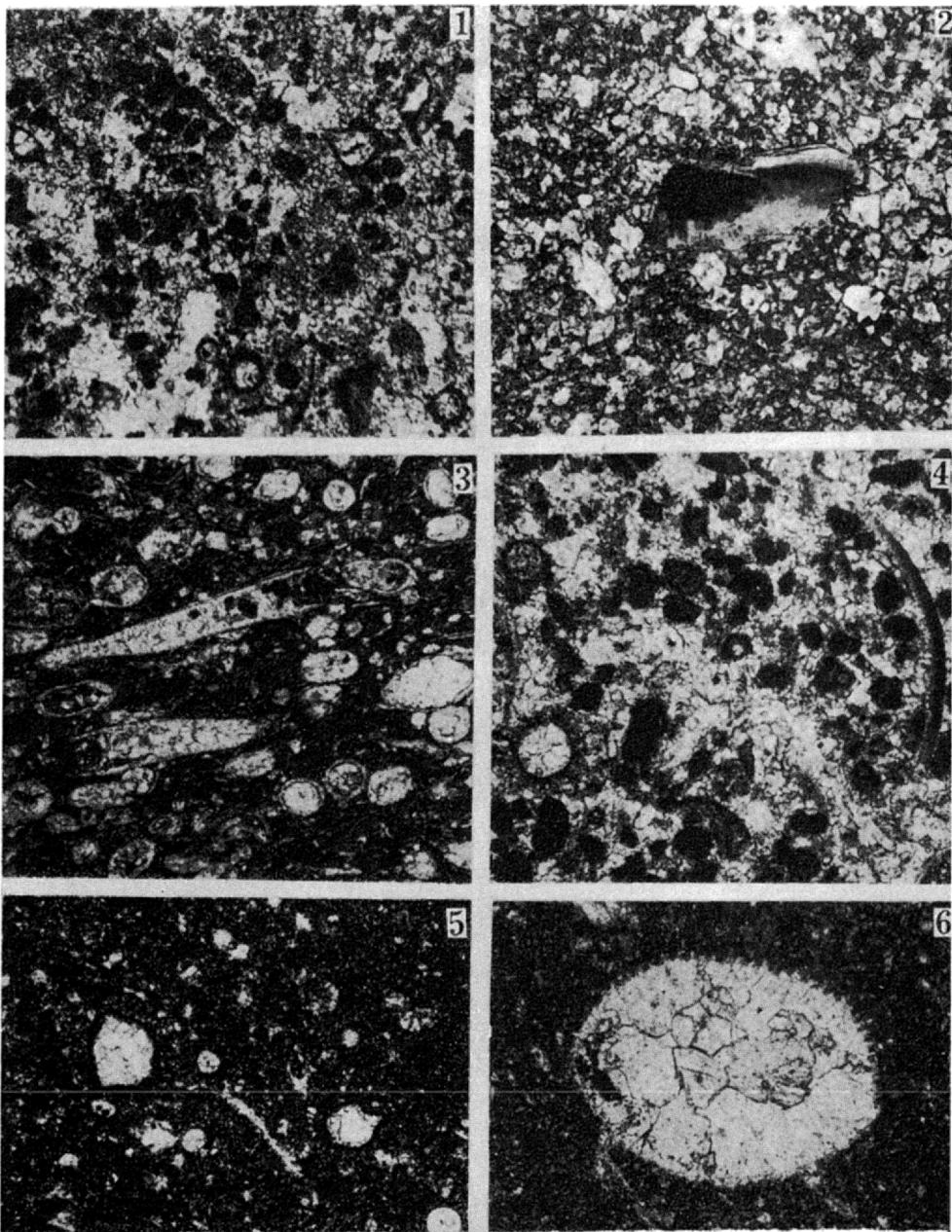
Wyznaczenie zasięgu zbiornika utrudnia brak dobrej stratygrafii i szczegółowej analizy facji górnodawieńskich obszarów sąsiednich. Najbliższym rejonem, gdzie porównywalna dokładność podziałów stratygraficznych i analizy facjalnej umożliwia korelację z badanymi utworami, jest pd.-zach. część Gór Świętokrzyskich (Szulczewski 1971), położona ok. 90 km na NIE od obszaru między Olkuszem i Zawierciem. Porównanie opisanych przez Szulczewskiego (1971) frańskich facji basenowych i dawieńskich marglistych z pd.-zach. części Gór Świętokrzyskich z facjami górnego dewonu obszaru między Olkuszem a Zawierciem ujawnia liczne podobieństwa w typie sedymentacji oraz w składzie fauny, zarówno autochtonicznej jak i redeponowanej. Godne uwagi są jednak następujące różnice między obydwoimi obszarami:

1. Ilość materiału terygenicznego (piasek i muł kwarcowy, substancja ilasta, sieczka roślinna) jest w badanych profilach dużo większa niż w ich odpowiednikach z Gór Świętokrzyskich.

2. W Górach Świętokrzyskich miąższości osadów basenowych franu i famenu wynoszą odpowiednio ok. 70 m i 100—200 m (Szulczewski 1971, 1973). Zbadane przez autora profile franu i famenu pozwalają szacować miąższości tych pięter na co najmniej 205 i 200 m. Rzeczywista miąższość famenu, uwzględniająca wspomniane luki w dokumentacji profilu, mogła sięgać ok. 300 m.

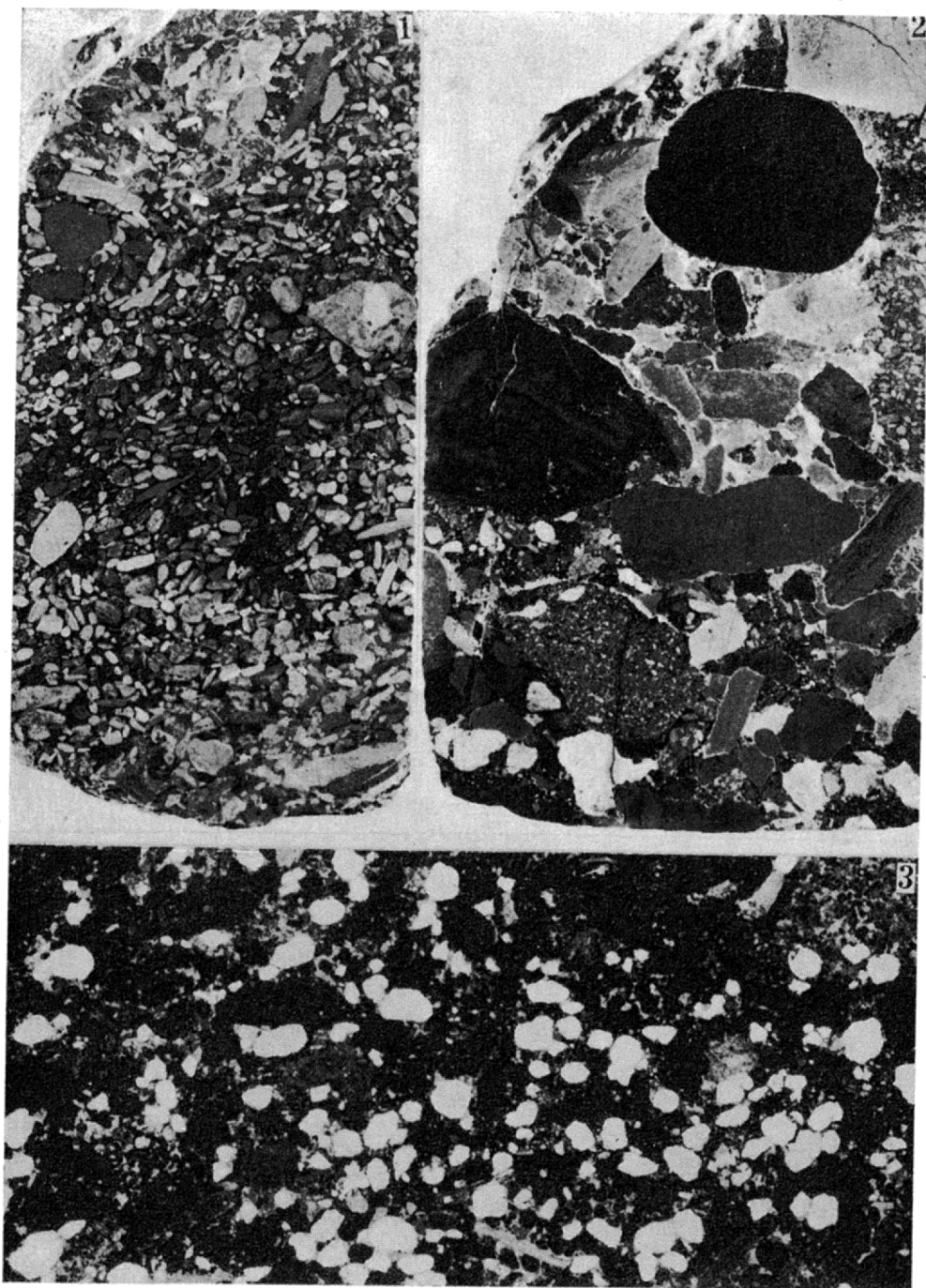
3. W rejonie Olkusza i Zawiercia brak jest we franie warstw z okrucami pochodzącymi z ławic lub raf stromatoporowo-koralowych typu biohermy kadzielniańskiej.

Wymienione różnice, choć istotne z punktu widzenia szczegółowej interpretacji paleogeograficznej, są na tyle niewielkie, że nasuwają związek obu porównywanych rejonów z tą samą strefą górnodawieńskiej sedymentacji szelfowej. Górny



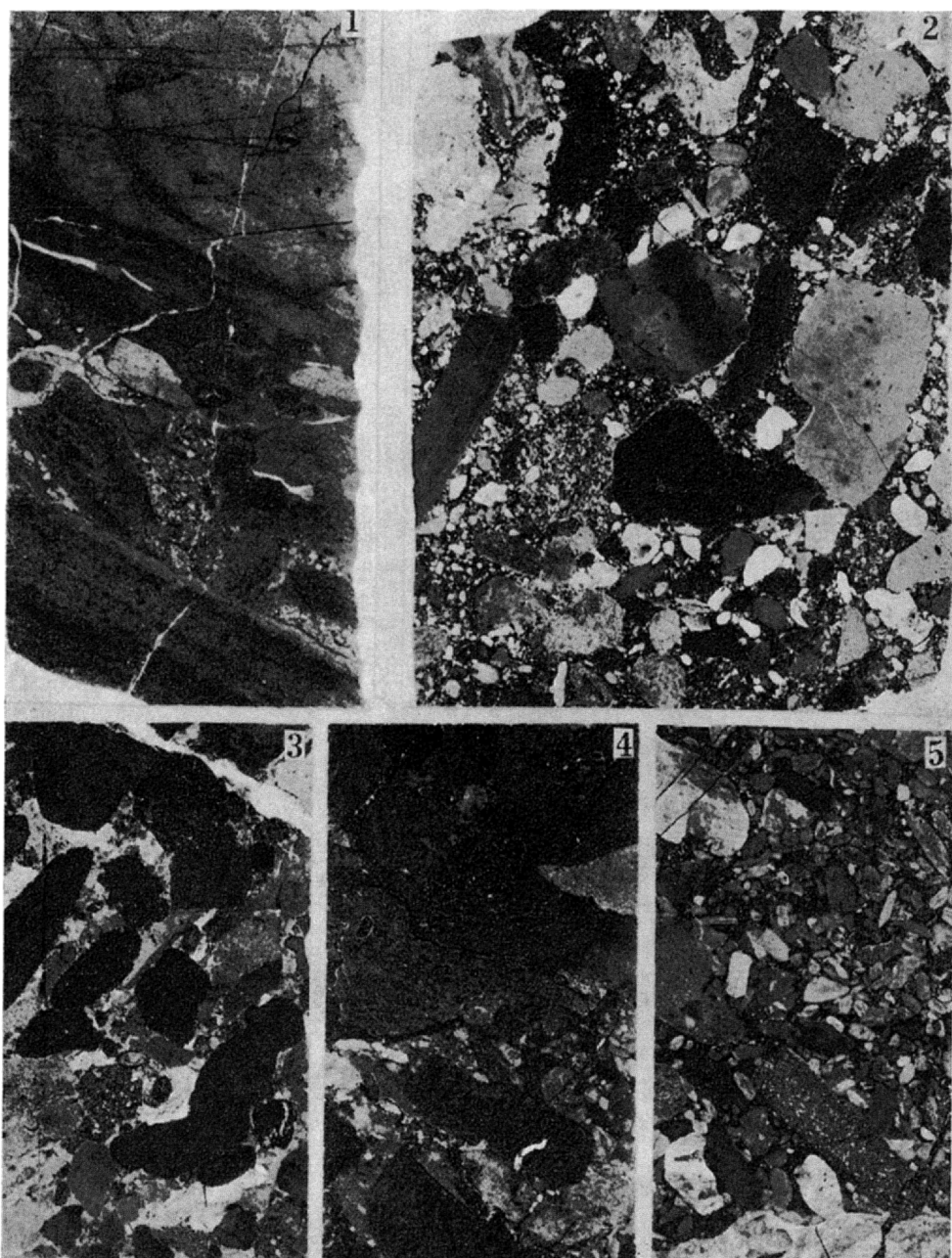
Zespół wapieni i łupków styliolinowych (*Styliolina* limestones and shales unit); szlify (thin sections); $\times 45$

- 1 — Pelbiomicryt z obfitym sparytem neomorficznym. Wśród bioklastów widoczne jednokomorowe otwornice i kalcysfery (pelbiomicrite abounding in neomorphic calcite, with monocular foraminifers and calcispheres); BK-70, 366,9 m
- 2 — Wtórny dolosparyt z przekrojem konodonta (secondary dolosparite with section of a conodont); BK-90, 486,5 m
- 3 — Biomikryt styliolinowy (*Styliolina* biomicroticite); BK-70, 373,0 m
- 4 — Pelbiosparyt neomorficzny. Z prawej — widoczna skorupka małżoraczka (pelbiosparite partly neomorphosed; ostracod test to the right); BK-70, 366,9 m
- 5 — Biomikryt z drobnym, nieoznaczalnym detrytusem szkieletowym oraz z kalcysferami i otwornicami jednokomorowymi (biomicrite with minute indeterminate skeletal detritus and with calcispheres and monocular foraminifers) (?*Parathuramina*); BK-70, 388,7 m
- 6 — Przekrój skorupki małżoraczka (section of ostracod test) z grupy Entomozoidae; BK-90, 451,2 m



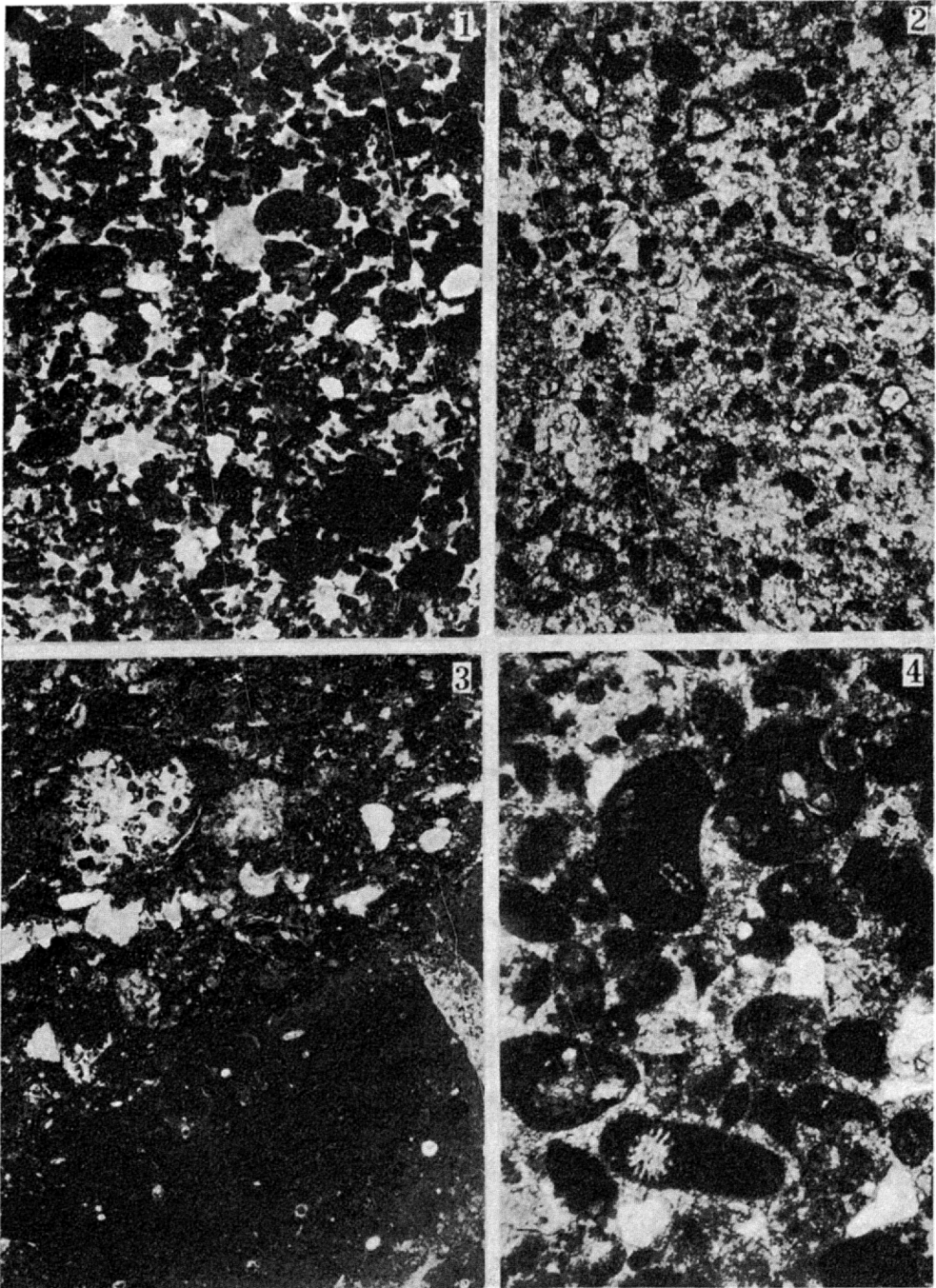
Zespół wapieni detrycznych, ogniwo kalcyrudytów (Detrital limestones unit, calcirudite member)

- 1 — Drobny intrasparudyt. Wiele ciemniejszych intraklastów wykazuje aureole oksydacyjne, naszlif (fine intrasparudite. Numerous darker intraclasts with oxidation halos, polished section); BK-81, 209,8 m; $\times 1$
- 2 — Żle wysortowany intrabiorudyt z obtoczonymi szkieletami stromatoporoidów i resedymetowanymi kalkarenitami; naszlif (poorly sorted intrabiorudite with rounded stromatoporoid skeletons and recycled calcarenites; polished section); BK-81, 191,6 m; $\times 1$
- 3 — Kalkarenit z intraklastami mikrytowymi i dużą ilością piasku kwarcowego; szlif (calcarenite with micritic intraclasts and large amount of quartzose sand; thin section); BK-70, 255,9 m; $\times 7$



Zespól wapieni detrytycznych, ogniwo kalcyrudytów (Detrital limestones unit, calcirudite member); naszlify (polished sections); $\times 1$

- 1 — Warstwa z intraklastami w dolnej części formacji wapieni detrytycznych (bed with intraclasts in the lower part of the detrital limestones unit); BK-70, 328,5 m
- 2 — Źle wysortowany intrabiorudyt z większą ilością kalkarenitowego tła skalnego (poorly sorted intrabiorudite abounding in calcarenitic matrix); BK-81, 189,4 m
- 3 — Ściśle upakowany kalcyrudyt (tightly packed calcirudite); BK-70, 285,0 m
- 4 — Intrabiorudyt z otoczkami resedymetowanych kalcyrudytów (intrabiorudite with pebbles of recycled calcirudites); BK-70, 319,4 m
- 5 — Drobnym intrasparudyt z większymi intraklastami mikrytowymi i kalkarenitowymi (fine intrasparudite with larger micritic and calcarenitic intraclasts); BK-70, 316,8 m



Zespół wapieni detrytycznych, ogniwo kalcyrudytów (Detrital limestones unit, calcirudite member); szlify (thin sections)

- 1 — Intrasparenit (intrasparenite); BK-70, 265,9 m; $\times 9$
- 2 — Pelbiosparyt neomorficzny (neomorphosed pelbiosparite); BK-70, 339,3 m; $\times 45$
- 3 — Erozyjny kontakt ławicy ziarnistej z mikrytową w dolnej części zespołu wapieni detrytycznych. W lewym górnym rogu widoczne gniazdo neosparytu. W ławicy mikrytowej widoczna pionowa nora (erosional contact between detrital and micritic beds in the lower part of detrital limestones unit. A neosparite patch at the left top. Vertical burrow in the micritic bed); BK-70, 337,9 m; $\times 7$
- 4 — Kalkarenit z intraklastami mikrytowymi i ziarnami kwarcu detrytycznego (calcarenite with micritic intraclasts and detrital quartz grains); BK-70, 253,6 m; $\times 45$

dewon podłoża niecki miechowskiej, dzielącej oba wspomniane rejony, nie został jak dotąd opracowany w sposób umożliwiający korelacje i porównania. Tym niemniej charakter osadów i zespół fauny wskazują, że górnodewoński szelf węglanowy rozciągał się (fig. 6) na północ od badanego rejonu (wiercenie Pagów IG-1, Jurkiewicz 1975), na NE w stronę Gór Świętokrzyskich (wiercenie Węgrzynów IG-1, Chorowska 1972, Jurkiewicz 1975) oraz na wschód co najmniej po okolice Buska Zdroju (Kiciuła & Żakowa, 1972).

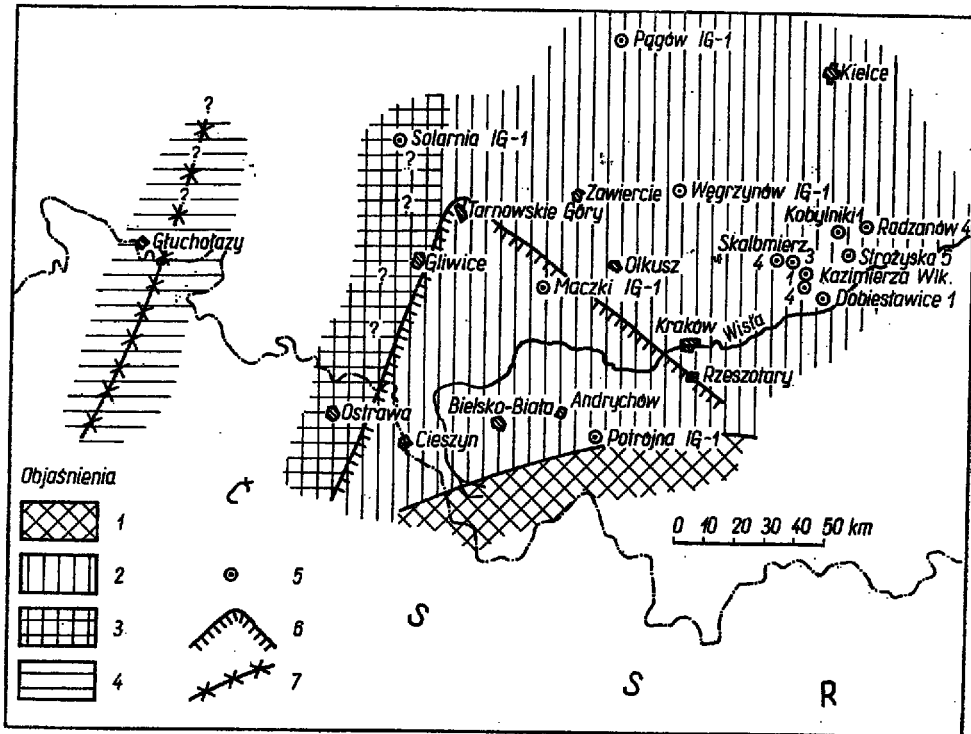


Fig. 6. Schemat paleogeografii południowej Polski w górnym dewonie (Schematic paleogeography of southern Poland in the Upper Devonian times)

1 — ląd prakarpacki — wg Koniora 1969 (Pre-Carpathian land), 2 — platforma szelfowa (shelf platform), 3 — strefa krawędzi szelfu (shelf margin zone), 4 — facje geosynkлинаłne (geosynclinal facies), 5 — otwory wiertnicze (boreholes), 6 — masyw cieszyński — wg Bukowego 1971 (Cieszyn Block), 7 — oś maksymalnej subsydencji geosynkliny — wg Dvořaka 1975 (axis of the maximum subsidence of the geosyncline)

Na południe od badanego obszaru sytuacja paleogeograficzna w górnym dewonie jest nieco bardziej skomplikowana. Pod płaszczowinami karpackimi (Konior 1969) na linii Cieszyn—Rzeszotary występuje elewacja krystalicznego podłoża Zagłębia Górnośląskiego, czyli tzw. kry albo bloku cieszyńskiego (Bukowy 1971, Znosko 1974). Według Koniora (1969), południowa część bloku cieszyńskiego stanowiła od ordowiku ważny element paleogeograficzny, tzw. ląd prakarpacki, ograniczający od południa transgresje dolno- i górnopaleozoiczne, w tym również dewońską. Dowodem na to jest przekraczające ułożenie osadów staro- i młodopaleozoicznych ku południowi, udokumentowane m.in. występowaniem osadów dewońskich bezpo-

średnio na podłożu krystalicznym okolic Bielska i Andrychowa (Konior & Tokarski 1959, Konior 1966, 1969). Obecna południowa granica utworów dewońskich na bloku cieszyńskim przebiega mniej więcej równoleżnikowo, ok. 10 km na północ od linii Żywiec—Sucha—Myślenice (Konior 1969, fig. 2), a zatem około 60 km na południe od rejonu Olkusza i Zawiercia. Niezadawalająca znajomość utworów dewonu w podłożu Karpat Zachodnich uniemożliwia prześledzenie zmienności facji w kierunku przypuszczalnej strefy brzegowej morza dewońskiego. Tym niemniej przytoczone wyżej dane paleogeograficzne mogłyby świadczyć, że w istocie na terenie dzisiejszych Karpat Zachodnich istniał w górnym dewonie obszar lądowy, zamykający od południa szelfowy zbiornik z sedymentacją węglanową. Potwierdzałyby to obserwacje zmniejszających się miąższości różnych ogniw dewońskich w miarę zbliżania się do hipotetycznej strefy brzeżnej zbiornika. W wierceniu Potrójna IG-1 (Ślaczka 1976), położonym w strefie największego południowego zasięgu utworów dewońskich, łączna miąższość dewonu węglanowego wynosi ok. 380 m, a zatem kilkakrotnie mniej niż w okolicach Olkusza i Zawiercia. Na stopniowe podnoszenie się dna basenu sedymentacyjnego ku południowi od badanego obszaru wskazywałyby także zmienność oboczna w obrębie formacji wapieni gruzłowo-detrytycznych, jak również występowanie facji stromatoporowo-koralowej w faunie okolic Dębника (Siedlecki 1954).

Istnienie stosunkowo bliskiego masywu lądowego (fig. 6) tłumaczyłoby dość duży udział materiału terygenicznego w niektórych górnodewońskich zespołach litostratygraficznych rejonu Olkusza i Zawiercia. Obecność większych ilości kwarcu detrytycznego w skałach górnodewońskich stwierdzono także na południe od Olkusza, w rejonie Karniowic i Krakowa (Ślósarz & Zakowa 1975). Duży dopływ substancji ilastej, mułu i piasku kwarcowego mógł powodować zwiększenie miąższości osadów górnego dewonu omawianej strefy w porównaniu z szelfem świętokrzyskim, znacznie bardziej odległym od obszarów lądowych.

Od zachodu rejon Olkusza i Zawiercia graniczy z obniżoną, północną częścią bloku cieszyńskiego, którego wschodni skraj będący zarazem brzegiem Zagłębia Górnośląskiego przebiega na linii Tarnowskie Góry — Skawina k. Krakowa (Bukowy 1974). Górny dewon w podłożu Zagłębia stwierdzono w wierceniu Maczki IG-1 k. Jaworzna (Dembowski & Rózkowski 1967). Mimo iż utwory te nie zostały dokładnie opracowane stratygraficznie i facjalnie, można sądzić na podstawie ich litologii oraz miąższości, że należą do tej samej platformy szelfowej co osady badane.

Przy interpretacji maksymalnego zasięgu szelfu górnodewońskiego ku zachodowi należy brać pod uwagę ważny element paleogeograficzny, jakim była warwicyjska geosynklina Sudetów Wschodnich (Dvořák 1959, 1975). Zdaniem Dvořáka (1975, fig. 3) w faunie oś największej subsydencji tej geosynkliny przebiegała w okolicach Głuchołazów, w kierunku NNE-SSW, a zatem mniej więcej równolegle do zachodniej krawędzi bloku cieszyńskiego, lecz ok. 90 km na zachód od niego (fig. 6). Ze strefą maksymalnej subsydencji związane były w górnym dewonie utwory fliszowe o dużych miąższościach, należące do formacji andelohorskiej. Ku wschodowi utwory geosynkinalne przechodziły w płytkowodne skały węglanowe geantyklinalnej biegnącej przez okolice Ostrawy (Dvořák 1959). Rejon ten charakteryzował się niewielką subsydencją i płytkowodnymi facjami począwszy od dewonu środkowego, a skończywszy na dolnym karbonie. Zgodnie z postulowanym zasięgiem masywu cieszyńskiego (Bukowy 1971), rejon Ostrawy znajduje się w pobliżu jego zachodniej krawędzi. Porównując wykształcenie utworów dewońskich stwierdzonych w wierceniu Maczki IG-1 (Dembowski & Rózkowski 1967), w podłożu Karpat Zachodnich (Konior 1968, 1969, 1971) i w okolicach Ostrawy (Dvořák 1959), można postawić hipotezę, że platforma szelfu węglanowego obejmowała swoim zasię-

giem cały obszar masywu cieszyńskiego. Biorąc zaś pod uwagę stosunki facjalne w dewonie okolic Ostrawy (Dvořák 1959), należałoby się spodziewać, że zachodnia krawędź szelfu węglanowego pokrywała się mniej więcej z zachodnim brzegiem masywu cieszyńskiego, a zarazem Zagłębia Górnośląskiego. Tworzyła ona przypuszczalnie wydłużoną strefę o kierunku NNE-SSW, biegnącą od okolic Ostrawy w stronę Lublińca (fig. 6). Na zachód od tej strefy należało się spodziewać obocznych przejścia szelfowych utworów węglanowych dewonu w facje łupkowo-krzemionkowe lub nawet fliszowe, tak jak to się dzieje na zachód od Ostrawy.

Na terenie Polski najbliższe wymienionej strefie utwory dewonu udokumentowano ostatnio w wierceniach Solarnia IG-1 k. Lublińca (Bukowy & Siewniak-Witruk 1975). Osady węglanowe środkowego i górnego dewonu są tu na ogół silnie margliste, czasem piaszczyste, z nieliczną fauną koralową. Charakterystyczny jest brak grubych utworów organogenicznych ze stromatoporoidami i koralami, typowych dla szelfowego wykształcenia żywego, nie tylko w Polsce. Ponadto w profilu Solarnia IG-1 stwierdzono konodonty żyweckie (Siewniak 1973), nie napotkane dotychczas w Polsce w płytkich facjach szelfowych. Mogłoby to świadczyć o położeniu omawianego profilu w strefie zachodniej krawędzi dewońskiej platformy szelfowej, gdzie zaznaczały się wpływy zbiornika geosynkinalnego (fig. 6). Pewniejszych dowodów na taką pozycję paleogeograficzną dostarczyłoby bardziej szczegółowe niż dotychczas opracowanie stratygrafii i facji osadów dewońskich w profilu Solarnia IG-1.

Udokumentowana przynależność rejonu Olkusz—Zawiercie do górnodewońskiego szelfu węglanowego południowej Polski jest ważną przesłanką platformowego charakteru tego rejonu i zarazem wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego w całym cyklu waryscyjskim. W szczególności, porównania z osadami dewońskimi geosynkliny reńskiej (Meischner 1971) czy Sudetów Wschodnich (Dvořák 1959) wykazują, że badane facje nie mają żadnej z cech równowiekowych osadów geosynkinalnych Europy. Wniosek ten stanowi potwierdzenie wcześniejszych poglądów Unruga & Dembowskiego (1971), a także Znoski (1971, 1974), którzy wyłączyli obszar wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego z obrębu geosynkliny waryscyjskiej, przypisując mu rozwój platformowy w cyklu waryscyjskim.

KONODONTY

W badaniach konodontów górnodewońskich pojawiły się ostatnio próby zastosowania taksonomii wieloelementowej, opartej na znaleziskach „zespołów naturalnych” („*in situ*”) albo mniej lub bardziej hipotetycznych rekonstrukcjach (Lange 1968, Klapper & Philip 1971, 1972). Takie podejście rodzi poważne skutki taksonomiczne, przejawiające się m.in. w wyrzekaniu się dobrze poznanych i ważnych dla stratygrafii taksonów formalnych (Lindström & Ziegler 1972, Ziegler & Lindström 1975). Ponadto, skład taksonów wieloelementowych zrekonstruowanych przez Klappera & Philipa (1971, 1972) został podważony przez obserwacje Zieglera (1972), Bultyncka (1972), Boogaarda & Schermerhorna (1975) oraz Zieglera & Lindströma (1975). Mając powyższe na uwadze, autor podziela pogląd Fähraeusa (1974) i w niniejszej pracy stosuje wyłącznie taksonomię formalną zarówno w części stratygraficznej, jak i paleontologicznej.

OPISY PALEONTOLOGICZNE

Badania konodontów pozwoliły wyróżnić 109 taksonów formalnych o randze gatunków i podgatunków wchodzących w skład 14 rodzajów. Zilustrowano (pl. 1—11) 63 gatunki i podgatunki ważne dla stratygrafii lub interesujące z taksonomicznego punktu widzenia. Spośród tych ostatnich opisano poniżej trzy taksony.

Przy opisach konodontów i ich orientacji, autor oparł się o „*Catalogue of Conodonts*” (Ziegler 1973, 1975).

Rodzaj *PALMATOLEPIS* Ulrich & Bassler, 1926

Gatunek typowy *Palmatolepis perlobata* Ulrich & Bassler, 1926

Palmatolepis coronata Müller, 1956

(pl. 4, fig. 1—3, 5—7; pl. 5, fig. 8)

1956. *Palmatolepis (Deflectolepis) coronata* n.sp.; Müller, s. 31, pl. 10, fig. 17—18.
 1956. *Palmatolepis (Manticolepis) triangularis* (Sannemann, 1955); Müller, pl. 4, fig. 11.
 1958. *Palmatolepis subrecta* Müller & Youngquist?; Ziegler, pl. 8, fig. 23.
 [non] 1960. *Palmatolepis (Deflectolepis) coronata* Müller; Clark & Becker, s. 1973, pl. 1, fig. 1—5; pl. 2, fig. 11.
 1963. *Palmatolepis (Manticolepis) coronata* Müller; Helms, text-fig. 2.
 1972b. *Palmatolepis coronata* Müller; Szulczewski, s. 37—38, pl. 3, fig. 6—7.
 1972b. *Palmatolepis subrecta* Müller & Youngquist; Szulczewski, pl. 3, fig. 1.

Diagnoza (zrewidowana). — Gatunek *Palmatolepis* wyróżniający się zredukowaną trójkątną platformą. Ostrze proste, z wyjątkiem 1—2 tylnych guzków, które mogą być przesunięte na zewnątrz wraz z wydatnym guzkiem centralnym. Wolne ostrze jest stosunkowo długie i obejmuje ok. 1/3 całkowitej długości ostrza. Wydatny płat zewnętrzny ma zarys trójkątny, a jego oś symetrii tworzy z ostrzem kąt prosty lub lekko rozwarty ku przodowi.

Opis. — Rzeźba górnej powierzchni platformy ograniczona do wąskiej obwódki złożonej z nieregularnych guzków, nieco szerszej ku tyłowi. Przedniozewnętrzny brzeg platformy jest z reguły wysunięty przed brzeg wewnętrzny i wzmocniony wydatniejszymi guzkami tworzącymi w niektórych przypadkach rodzaj krótkiego parapetu równoległego do ostrza. Ta ostatnia cecha występuje również u nietypowych osobników o skrajnej redukcji urzeźbienia platformy (pl. 4, fig. 3). Ostre zakończenie platformy jest zagięte ku dołowi.

Uwagi. — Zilustrowane okazy przedstawiają główne tendencje zmienności opisywanego gatunku. Można zauważyć, że nieobecność grzebienia wtórnego (oraz wtórnego kilu od strony aboralnej), jak również zarys ostrza w rzucie bocznym (por. także Müller 1956, pl. 10, fig. 17a) nie powinny być uważane za cechy wyróżniające gatunek, przeciwnie niż w diagnozie oryginalnej. Spośród badanych okazów, „centralny” morfotyp (najliczniej reprezentowany) jest zbliżony do formy zilustrowanej na pl. 4, fig. 1.

Wśród okazów pochodzących z tej samej próbki można stwierdzić niemal ciągłe przejście od „typowych” okazów *P. subrecta* do „typowych” *P. coronata*. Granicę między gatunkami postawiono arbitralnie między morfotypem *subrecta* (pl. 4, fig. 4) o znacznie zredukowanej, brzeżnej ornamentacji guzkowej, łagodnie zakrzywionym ostrzu i dość długim wolnym ostrzu oraz — z drugiej strony — morfotypem *coronata* (pl. 4, fig. 2a,b), wyróżniającym się stosunkowo szeroką platformą i krótkim wolnym ostrzem. Okazy zilustrowane w pracy Müllera (1956, pl. 4, fig. 6) i Zieglera (1958, pl. 8, fig. 23) można uważać za przejściowe od *subrecta* do *coro-*

nata. *P. coronata* różni się od *P. subrecta* smuklejszym zarysem i silniejszą redukcją platformy oraz prostym (w przeciwieństwie do zakrzywionego u *P. subrecta*) przebiegiem ostrza w rzucie górnym. Względna długość wolnego ostrza u *coronata* jest większa niż u *subrecta*.

Występowanie. — Okazy Müllera (1956) współwystępowały w jednej próbkę z *P. subrecta*, *P. gigas*, *P. linguiformis*, a zatem gatunkami jednoznacznie wskazującymi na najwyższy podpoziom *gigas* (Ziegler 1971). Okazy Zieglera (1958) występowały razem z *P. linguiformis*, *P. gigas* i *Ancynognathus asymmetricus*, i również mogą być przypisane najwyższemu podpoziomowi *gigas*. W opracowanych przez autora próbkach (profil BK-70, głęb. 194,6, 196,3, 228,9 m — tab. 3; profil BK-89, głęb. 360,8, 408,4 m — tab. 4), *P. coronata* jest na ogół związana z najwyższym podpoziomem *gigas*, a tylko pojedyncze okazy stwierdzono w dolnym lub środkowym podpoziomie *P. triangularis*. Można więc wnioskować, że omawiany gatunek stanowi krótkotrwałe odgałęzienie filogenetyczne od *P. subrecta*, które pojawiło się mniej więcej jednocześnie z *P. linguiformis* i przetrwało do poziomu *P. triangularis*. Pojawienie się *P. coronata* może mieć zatem znaczenie stratygraficzne dla wyróżnienia najwyższego podpoziomu *gigas* w tych profilach, w których nie występuje *P. linguiformis*.

Rodzaj *POLYGNATHUS* Hinde, 1879

Gatunek typowy *Polygnathus robusticostatus* Bischoff & Ziegler, 1957

Polygnathus timanicus Ovnatanova, 1969

(pl. 5, fig. 1—7; pl. 6, fig. 2—4)

1969. *Polygnathus timanicus* sp. nov., Ovnatanova, s. 140, pl. 1, fig. 1—2.

1973. *Polygnathus* sp.; Narkiewicz, s. 68.

1975. *Polygnathus seddoni* sp. nov.; Druce, s. 198—201, pl. 80, fig. 1—4, text-fig. 25.

Uwagi. — Najważniejszą cechą diagnostyczną *P. timanicus* jest obecność przednich zagłębień platformy. W odniesieniu do tych struktur opisywany gatunek wykazuje rozwój allometryczny, polegający na utrzymywaniu się stałych rozmiarów zagłębień w obrębie ontogenetycznego szeregu osobników. Dlatego też w okazach juwenilnych tylna, guzkowana część platformy obejmuje mniej niż połowę jej całkowitej długości (pl. 5, fig. 3—4), podczas gdy w okazach dorosłych proporcje te ulegają odwróceniu. Pod względem wykształcenia przedniej części platformy, okazy lewe znacznie różnią się od prawych. W obu formach zagłębienie przednio-wewnętrzne jest bardziej rozległe od zewnętrznego, przy czym ich brzegi przednie są, odpowiednio, silnie wypukłe lub proste do słabo wypukłych. Jednakże asymetria ta silniej zaznacza się u okazów prawych, wykazujących znaczną redukcję zagłębienia zewnętrznego przy jednoczesnym powiększeniu wydłużonego zagłębienia wewnętrznego. Przedni brzeg tego ostatniego jest przesunięty ku przodowi w stosunku do brzegu przedniozewnętrznego. U form lewych oba przednie brzegi platformy dochodzą do ostrza na tym samym poziomie (w rzucie górnym).

Chociaż formy prawe i lewe wykazują duże podobieństwa morfologiczne, to jednak znacznie różnią się wykształceniem przedniej części platformy. Ponadto obie grupy okazów występują w mniej więcej równych proporcjach. Nasuwałoby to wniosek, że formy lewa i prawa stanowią parę należącą do klasy symetrii IIIa lub IIIb (Laine 1968). Występowanie asymetrycznych par wśród polygnatidów stwierdził już Klapper (1971). Jest przy tym interesujące, że opisana przez tego autora asymetria lewych i prawych form *Polygnathus webbi* Stauffer polega na odmiennym wykształceniu przedniej części platformy, podobnie jak u *P. timanicus*.

Wśród badanych okazów współwystępujących z *P. timanicus* znaleziono formy, które można zaliczyć do *P. decorosus* Stauffer *sensu* Huddle (1970). Okazy te (pl.

6, fig. 1) są opatrzone wąską, lekko zakrzywioną, lancetową platformą, pokrytą nieregularnie guzkami, o długości dwukrotnie większej niż wolne ostrze. Można przy tym zauważyć niemal płynne przejście morfologiczne od *P. timanicus* do wyżej opisanego *P. decorosus* (pl. 6, fig. 1—3).

Występowanie. — Okazy z obszaru między Olkuszem a Zawierciem stwierdzono jedynie w profilu BK-90 w próbce z głębokości 488,0 m, datowanej na środkowy lub górny podpoziom *asymmetricus* (tab. 5). Okazy z Góry Zamkowej w Chęcinach (Narkiewicz 1973) pochodziły z przedziału najniższy-środkowy podpoziom *asymmetricus*. Mgr Grzegorz Racki udostępnił autorowi konodonty z kamieniołomu Jaźwica w Górach Świętokrzyskich (próbka J-26, por. Racki 1976, dla dokładnej lokalizacji), wśród których znaleziono liczne okazy *P. timanicus* (215 sztuk) współwystępujące m.in. z *P. asymmetricus* i *P. punctata*. Obecność tych ostatnich form wskazuje na środkowy lub górny podpoziom *asymmetricus*. Okazy australijskie pochodzą z górnego podpoziomu *asymmetricus* (Druce 1975, fig. 30, 33—34).

Przedstawione wyżej dane wskazują na stosunkowo krótki zasięg *P. timanicus* prawdopodobnie od środkowego po górny podpoziom *asymmetricus*. Opiswany gatunek może więc mieć duże znaczenie stratygraficzne dla dolnego franu.

Polygnathus sp. n.

(pl. 6, fig. 6—7)

Diagnoza. — Silnie zakrzywiona, a także wygięta w rzucie bocznym forma rodzaju *Polygnathus* z szeroką, lancetową platformą. Ostrze krótkie; po jego obu stronach biegą podłużne zagłębienia platformy. Grzebień nie występuje. Ornamentacja platformy składa się z dwóch niezbyt wydatnych grzbietów rostralnych w przedniej części, z izolowanych guzków oraz poprzecznych grzbietów skupionych wyłącznie w tylnej części platformy.

Opis. — Najszersze miejsce platformy przypada mniej więcej w połowie jej długości. Platforma zwęża się nieco ku przodowi, natomiast ku tyłowi szybko przechodzi w ostre zakończenie. Brzegi zewnętrzny i wewnętrzny mają zarys odpowiednio silnie wypukły i lekko sigmoidalny. Przednie brzegi platformy dochodzą do ostrza prostopadle i na tym samym poziomie (w rzucie górnym). Wolne ostrze jest krótkie i składa się z 4—5 bocznie spłaszczonych ząbków, natomiast położona na platformie część ostrza tworzy krótki grzebień ze zrośniętych ze sobą ząbków. W przedniej części platformy obecne jest zaczątkowe rostrum, składające się z zagłębienia po obu stronach ostrza, ograniczonych ukośnymi grzbietami mniej lub bardziej zrośniętych guzków. Grzbiety rostralne, podobnie jak pozostała ornamentacja platformy, wykazują stosunkowo niewielki relief. Przednia część górnej powierzchni platformy jest pokryta izolowanymi guzkami o skłonności do koncentrycznego układania się wokół ostrza. W pobliżu środka platformy guzki przechodzą w poprzeczne grzbiety pokrywające tylną część platformy.

Uwagi. — Kilka cech *Polygnathus* sp. n., takich jak zmniejszone ostrze, brak grzebień i skłonność do koncentrycznego urzeźbienia platformy, wskazywałoby na bliskie pokrewieństwo z rodzajem *Polylophodonta* Branson & Mehl. Taką sugestię potwierdza znalezienie okazu zilustrowanego jako *Polylophodonta* sp. (pl. 6, fig. 5), wykazującego duże podobieństwo do *Polygnathus* sp. n. i występującego w tym samym poziomie konodontowym co ten ostatni gatunek. *Polylophodonta* sp. odznacza się szeroką, językową platformą, o górnej powierzchni pokrytej koncentrycznymi grzbietami i guzkami. Taka charakterystyka w pełni odpowiada pierwotnej koncepcji rodzaju *Polylophodonta* Branson & Mehl, 1934 (por. także późniejszą diagnozę Huddle'a 1968, oraz uwagi Zieglera 1962, dotyczące oddzielenia rodzajów *Polylophodonta* i *Polygnathus*). Zilustrowany okaz jest prawdopodobnie najstarszym znanym przedstawicielem rodzaju *Polylophodonta*, sygnalizowanego jak dotąd wyłącznie z famenu.

Polygnathus sp. n. jest przypuszczalnie pośrednim ogniwem szeregu morfologicznego, łączącego rodzaj *Polylophodonta* Branson & Mehl z frańskimi polygnatidami o wąskich platformach, spokrewnionymi z *P. webbi* Stauffer. Wydaje się prawdopodobne, że *Polygnathus* sp. n. pochodzi od gatunku *P. brevis* Miller & Youngquist, wykazującego szeroką platformę, skłonność do redukcji tylnej części grzebienia oraz rzeźbę złożoną z guzków i poprzecznych grzbietów (por. Szulczewski 1972a). Zgodnie z cytowanym autorem, *P. brevis* jest krótkotrwałym gatunkiem, występującym wyłącznie w dolnym i górnym podpoziomie *gigas*. Oba okazy *Polygnathus* sp. n., a także *Polylophodonta* sp., współwystępują z konodontami wskaźującymi na poziom *gigas*, co dodatkowo wspiera powyższe wnioski filogenetyczne.

Występowanie. — Dwa opracowane okazy pochodzą z profilu BK-70, z próbek pobranych na głębokościach 290,8 i 298,8 m (tab. 3).

Institut Geologiczny
Zakład Geologii Złóż Surowców Skalnych
1. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
Warszawa, w kwietniu 1978 r.

LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ S. W. 1970. Osady dolnego dewonu w Kluczach koło Olkusza. *Rocz. P. T. G.*, 40 (1). Kraków.
- BALIŃSKI A. 1970. Brachiopods and conodonts from the Frasnian of the Dębniak anticline, Southern Poland. *Palaeont. Pol.*, 39. Warszawa.
- BALL M. M., SHINN E. A. & STOCKMAN K. W. 1967. The effect of hurricane Donna in South Florida. *J. Geol.*, 75 (5). Chicago.
- BATHURST R. G. C. 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12, Elsevier, Amsterdam — London — New York.
- BLESS M. J. M., BOUCKAERT J., BOUZET P., CONIL R., CORNET P., FAIRON-DEMARET M., GROESSENS E., LONGERSTAEY P. J., MEESEN J. P. M. P., PAPROTH E., PIRLET H., STREEL M., van AMEROM H. W. J. & WOLF M. 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).
- BOOGAARD M. van den & SCHERMERHORN L. J. 1975. Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. 2. A Famennian conodont fauna at Cabezas del Pasto. *Scripta Geol.*, 28. Leiden.
- BOUCKAERT J., MOURAVIEFF A., STREEL M., THOREZ J. & ZIEGLER W. 1972. The Frasnian-Famennian boundary in Belgium. *Geol. Palaeontol.*, 6. Marburg.
- & ZIEGLER W. 1965. Conodont stratigraphy of the Famennian Stage (Upper Devonian) in Belgium, with a study on petrography by J. Thorez. *Serv. Géol. Belgique, Mém.* 5. Bruxelles.
- BRAUN M. & FRIEDMAN G. M. 1960. Carbonate lithofacies and environments of the Tribes Hill Formation (Lower Ordovician) of the Mohawk Valley, New York. *J. Sedim. Petrol.*, 30 (1). Menasha.
- BUKOWY S. 1964a. Analogie budowy geologicznej waryscydlów antyklinorium śląsko-krakowskiego z Sudetami i Górami Świętokrzyskimi. *Przeegl. Geol.*, 11. Warszawa.
- 1964b. Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, 184. Warszawa.
- 1964c. Uwagi o budowie geologicznej paleozoiku wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, 184. Warszawa.

- 1971. Uwagi o podziale tektonicznym Polski. *Kwart. Geol.*, 15 (4). Warszawa.
- 1974. Struktury epok tektonicznych bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej. Przedpole obszaru wyniesionego platformy wschodnioeuropejskiej. Część południowo-wschodnia. In: POZARYSKI W. (Ed.) *Budowa geologiczna Polski*, t. 4, *Tektonika*, cz. 1, *Niż Polski*. Wyd. Geol. Warszawa.
- & SIEWNIAK-WITRUK A. 1975. Profil paleozoiku z otworu wiertniczego Solarnia IG-1 koło Lublińca. *Biul. Inst. Geol.*, 232. Warszawa.
- BULTYNCK P. 1972. Middle Devonian *Icriodus* assemblages (Conodonta). *Geol. Palaeontol.*, 6. Marburg.
- 1974. Conodontes de la Formation de Fromelennes du Givétien de l'Ardenne franco-belge. *Bull. Inst. Roy. Sc. Nat. Belg.*, 50, *Sciences de la Terre*, No. 10. Bruxelles.
- CHOROWSKA M. 1969. Stratygrafia dewonu z Jaroszowa na podstawie konodontów. *Kwart. Geol.*, 13 (1). Warszawa.
- 1972. Konodony dewonu górnego i karbonu dolnego z profilu Węgrzynów IG-1 (niecka miechowska). *Biul. Inst. Geol.*, 233. Warszawa.
- 1975. Konodony franu i famenu dolnego antykliny Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, 232. Warszawa.
- CHUVASHOV B. I. 1963. K ekologii pozdnefranskiikh foraminifer i vodoroslej. *Paleont. Zhur.*, 3. Moskva.
- CLARK D. L. & BECKER J. H. 1960. Upper Devonian correlations in western Utah and eastern Nevada. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71 (11). Baltimore.
- COOPER P. 1977. Paleolatitudes in the Devonian of Brasil and the Frasnian-Famennian mass extinction. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 21 (2). Amsterdam.
- DEMBOWSKI Z. & RÓZKOWSKI A. 1967. Wyniki badań objawów bituminów w otworze Maczki IG-1. *Kwart. Geol.*, 11 (2). Warszawa.
- DRESEN R. & DUSAR M. 1974. Refinement of conodont-biozonation in the Famenne-type area. *Intern. Symp. on Belgian Micropaleont. Limits*, Publ. no. 13. Namur.
- DRUCE E. C. 1973. Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and the recognition of biofacies. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 141. Boulder.
- 1975. Conodont biostratigraphy of the Upper Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. *Commonwealth of Australia, Dep. of Nat. Development, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Bull.* 158 (1—2). Canberra.
- DVOŘAK J. 1959. Rozwój facjalno-litologiczny dewonu i karbonu w Sudetach Wschodnich i na Morawach. *Kwart. Geol.*, 3 (1). Warszawa.
- 1975. Interrelationship between the sedimentation rate and the subsidence during the flysch and molasse stage of the Variscan geosyncline in Moravia (Sudeticum). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 6. Stuttgart.
- DŻUŁYŃSKI S. 1966. O strukturach sedymentacyjnych związanych z niestępczym uwarstwieniem gęstościowym. *Rocz. P. T. Geol.*, 36 (1). Kraków.
- EKIERT F. 1971. Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Inst. Geol.*, 64. Warszawa.
- ERRERA M., MAMET B. & SARTENAER P. 1972. La calcaire de Givet et le Givétien a Givet. *Bull. Inst. Roy. Sc. Nat. Belg.*, 48, *Sciences de la Terre*, No. 1. Bruxelles.
- FÄHRÆUS L. 1974. Taxonomy and evolution of *Ozarkodina steinhornensis* and *Ozarkodina optima* (Conodontophorida). *Geol. Palaeontol.*, 8. Marburg.

- FOLK R. L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: HAM W. E. (Ed.) *Classification of carbonate rocks — a symposium. Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem. 1.* Tulsa.
- FRIEDMAN G. M. 1959. Identification of carbonate minerals by staining methods. *J. Sedim. Petrol.*, 29 (1).
- 1971. Staining. In: CARVER R. E. (Ed.) *Procedures in sedimentary petrology.* Wiley-Interscience.
- GLENISTER B. F. & KLAPPER G. 1966. Upper Devonian conodonts from the Canning Basin, Western Australia. *J. Paleont.*, 40 (4). Menasha.
- GÓRECKA E. 1972. Mineralizacja kruszcowa w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego. *Acta Geol. Pol.*, 22 (2). Warszawa.
- GRÜNDEL J. 1962. Zur Phylogenetik und Taxionomie der Entomozoidae (Ostracoda) unter Ausschluss der Bouctinae. *Geologie*, 11 (10). Berlin.
- HECKEL P. H. 1972. Recognition of ancient shallow marine environments. In: RIGBY J. K. & HAMBLIN W. K. (Eds) *Recognition of ancient sedimentary environments. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., No. 16.*
- HELMS J. 1963. Zur „Phylogenesse“ und Taxionomie von *Palmatolepis* (Conodontida, Obervedon). *Geologie*. 12 (4). Berlin.
- HOUSE M. R. 1973. Delimitation of the Frasnian. *Acta Geol. Pol.*, 23 (1). Warszawa.
- HUDDLE J. W. 1968. Redescription of Upper Devonian conodont genera and species proposed by Ulrich and Bassler in 1926. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 573.* Washington.
- 1970. Revised descriptions of some Late Devonian polygnathid conodonts. *J. Paleont.*, 44 (6). Tulsa.
- HUDSON J. D. & JENKYN H. C. 1969. Conglomerates in the Adnet Limestones of Adnet (Austria) and the origin of the „Scheck“. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 9. Stuttgart.
- JONES B. & DIXON O. A. 1976. Storm deposits in the Read Bay Formation (Upper Silurian), Somerset Island, Arctic Canada (An application of Markov chain analysis). *J. Sedim. Petrol.*, 46 (2). Menasha.
- JURKIEWICZ H. 1975. Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 283. Warszawa.
- KICUŁA J. & ZAKOWA H. 1972. Devon i karbon w podłożu południowej części niecki miechowskiej. *Rocz. P.T. Geol.*, 42 (2—3). Kraków.
- KLAPPER G. 1971. Sequence within the conodont genus *Polygnathus* in the New York lower Middle Devonian. *Geol. Palaeontol.*, 5. Marburg.
- & PHILIP G. M. 1971. Devonian conodont apparatuses and their vicarious skeletal elements. *Lethaia*, 4 (4). Oslo.
- & — 1972. Familial classification of reconstructed Devonian conodont apparatuses. *Geol. Palaeontol.*, SB 1. Marburg.
- KONIOR K. 1966. Remarques sur le développement et l'âge du Dévonien inférieur du substratum de la région Bielsko—Andrychów. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, 14 (4). Warszawa.
- 1968. Dolny dewon z otworu wiertniczego Andrychów 4. *Kwart. Geol.*, 12 (4). Warszawa.
- 1969. Dewon dolny w profilach wierceń obszaru Bielsko—Andrychów. *Acta Geol. Pol.*, 19 (1). Warszawa.
- 1971. Zagadnienie południowej granicy GZW w świetle najnowszych wierceń i prac geofizycznych. *Kwart. Geol.*, 15 (2). Warszawa.
- & TOKARSKI A. 1959. Nowy wglębny reper na południe od Cieszyna. *Biul. Inst. Geol.*, 140. Warszawa.

- KOSTECKA A. 1978. Osady węglanowe. In: UNRUG R. (Ed.) *Sedymentologia*. Wyd. Geol., Warszawa.
- KRAWCZYK D. 1977. Budowa geologiczna okolic Dębника (praca magisterska, Inst. Geol. Podst. UW, nie publ.)
- KREBS W. 1971. Devonian reef limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge. In: MÜLLER G. (Ed.) *Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook. VIII Intern. Sediment. Congress*, Frankfurt a. M.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. & RÜHLE E. 1965. *Zarys geologii Polski*. Wyd. Geol., Warszawa.
- LANE H. R. 1968. Symmetry in conodont element pairs. *J. Paleont.*, 42 (5). Menasha.
- LANGE F. G. 1968. Conodonten-Gruppenfunde aus Kalken des tieferen Oberdevon. *Geol. Palaeontol.*, 2. Marburg.
- LINDSTRÖM M. 1964. *Conodonts*. Elsevier, Amsterdam — London — New York.
- 1970. A suprageneric taxonomy of the conodonts. *Lethaia*, 3 (4). Oslo.
- & ZIEGLER W. 1972. Marburg Symposium on Conodont Taxonomy, 1971. Foreword. *Geol. Palaeontol.* SB 1. Marburg.
- MAMET B. 1967. The Devonian-Carboniferous boundary in Eurasia. In: OSWALD D. H. (Ed.) *Intern. Symp. on the Devonian System, Alberta Soc. Petrol. Geol.*, 2, Calgary.
- 1970. Sur les Umbellaceae. *Can. J. Earth Sci.*, 7 (4).
- & ROUX A. 1974. Sur quelques algues tubulaires scalariformes de la Téthys Paléozoïque. *Rev. Micropaléontol.*, 17 (3). Paris.
- & RUDLOFF B. 1972. Algues Carbonifères de la partie septentrionale de l'Amérique du Nord. *Rev. Micropaléontol.*, 15 (2). Paris.
- McLAREN D. J. 1970. Presidential address: Time, life and boundaries. *J. Paleont.*, 44 (5). Menasha.
- MEISCHNER K. D. 1964. Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentations-Becken. In: BOUMA A. H. & BROUWER A. (Eds) *Turbidites. Developments in Sedimentology*, 3. Elsevier, Amsterdam — London — New York.
- 1971. Clastic sedimentation in the Variscan geosyncline east of the river Rhine. In: Müller G. (Ed.) *Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook. VIII Intern. Sediment. Congress*. Frankfurt a. M.
- MOURAVIEFF A. N. & BOUCKAERT J. 1973. Maillieux's (1940) *Manticoceras intumescens* (Beyrich) in the Belgian Frasnian with respect to the conodont zonation. *Geol. Palaeontol.*, 7. Marburg.
- MURRAY J. W. 1965. Stratigraphy and carbonate petrology of the Waterways formation, Judy Creek, Alberta, Canada. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 13 (2). Calgary.
- MÜLLER K. J. 1956. Zur Kenntnis der Conodonten-Fauna des europäischen Devons. 1. Die Gattung *Palmatolepis*. *Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges.*, 494. Frankfurt a. M.
- NARKIEWICZ M. 1973. Dewon pasma Góry Zamkowej w Chęcinach (praca magisterska, Inst. Geol. Podst. UW, nie publ.).
- 1978. Geneza struktury gruzłowej w górnodewońskich wapieniach okolic Olkusza i Zawiercia. *Kwart. Geol.*, 22 (4). Warszawa.
- & KRAJEWSKI M. 1975. Odciski octanowe i metapleksowe w analizie petrograficznej skał węglanowych. *Przeł. Geol.*, 1. Warszawa.
- NEHRING M. 1967. Konodonty dolnego famenu z profilu Winowno w okolicy Siewierza — Wyżyna Śląsko-Krakowska. *Biul. Inst. Geol.*, 209. Warszawa.

- OVNATANOVA N. S. 1969. Novye verkhnedevonskie konodonty centralnykh rajonov Russkoj Platformy i Timana. *Trudy VNIGNI*, 93. Moskva.
- PAINE R. T. 1970. The sediment occupied by Recent Lingulid brachiopods and some palaeoecological implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeocol.*, 7 (1). Amsterdam.
- PAJCHLOVA M. 1968. Devon. In: SOKOŁOWSKI S. (Ed.) *Budowa geologiczna Polski, t. 1. Stratygrafia, cz. 1, Prekambr i paleozoik*. Wyd. Geol. Warszawa.
- POŻARYSKI W. 1974. Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. In: POŻARYSKI W. (Ed.) *Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 1, Niż Polski*. Wyd. Geol. Warszawa.
- RABIEN A. 1956. Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde. *Abh. Hess. Landesamt. Bodenforsch.*, 16. Wiesbaden.
- RACKI G. 1976. Budowa geologiczna i wpływ górnictwa, odkrywczego na środowisko rejonu Sitkówka-Nowiny (praca magisterska, Inst. Geol. Podst. UW, nie publ.).
- RIDING R. 1976. *Girvanella* and other algae as depth indicators. *Lethaia*, 8 (2). Oslo.
- ROSZEK H. & SIEDLECKI S. 1968. On the presumably Late Silurian and Early Devonian sediments in the environs of Cracow. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, 11 (1). Warszawa.
- ROŻKOWSKA M. & FEDOROWSKI J. 1972. Genus *Disphyllum* de Fromentel (*Rugosa*) in the Devonian of Poland and its distribution. *Acta Palaeontol. Pol.*, 17 (3). Warszawa.
- RULSKI S. 1973. Budowa geologiczna podłoża mezozoiku w rejonie Siewlerza i Zawiercia (praca doktorska, Inst. Geol. Podst. UW, nie publ.).
- SANDBERG C. A. & ZIEGLER W. 1973. Refinement of standard Upper Devonian conodont zonation based on sections in Nevada and West Germany. *Geol. Palaeontol.*, 7. Marburg.
- SEDDON G. 1970. Frasnian conodonts from the Sadler Ridge-Bugle Gap Area. Canning Basin, Western Australia. *J. Geol. Soc. Australia*, 16 (2).
- SIEDLECKI S. 1954. Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, 73. Warszawa.
- SIEWNIAK A. 1973. Stratygrafia dewonu w otworze wiertniczym Solarnia IG-1 na podstawie konodontów. *Kwart. Geol.*, 17 (2). Warszawa.
- STREEL M., BLESS M., BOUCKAERT J., COEN M., COEN-AUBERT M., CONIL R., DRESEN R., DUSAR M., MOURAVIEFF N. & THOREZ J. 1974. Chief micropaleontological limits in the Belgian Upper-Devonian. *Intern. Symp. on Belgian Micropaleont. Limits*, Publ. No. 10. Namur.
- STRICKER G. D. & CAROZZI A. V. 1973. Carbonate microfacies of the Pogonip Group (Lower Ordovician) Arrow Canyon Range, Clark County, Nevada, USA. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 7 (2).
- SZULCZEWSKI M. 1968. Slump structures and turbidites in Upper Devonian limestones of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 18 (2). Warszawa.
- 1971. Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 21 (1). Warszawa.
- 1972a. Interspecific relation of some Upper Devonian polygnathid conodonts. *Acta Geol. Pol.*, 22 (3). Warszawa.
- 1972b. Stratygrafia górnego dewonu lubelskiego na podstawie konodontów (Arch. Zakł. Prac. Geol. UW, nie publ.).
- 1973. Famennian-Tournaisian neptunian dykes and their conodont fauna from Dalmia in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 23 (1). Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. 1976. Nowe dane o budowie podłoża Karpat na południe od Wadowic. *Rocz. P. T. Geol.*, 46 (3). Kraków.

- SLIWIŃSKI S. 1964. Przejawy mineralizacji kruszcowej w utworach dewońskich i triasowych obszaru siewierskiego. *Rocz. P. T. Geol.*, 34 (1—2). Kraków.
- SŁOSARZ J. & ŻAKOWA H. 1976. Dewon antykliny Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, 262. Warszawa.
- TOMAS A. 1974. Le microfaciès des calcaires avec *Nodosinella* dans la région de la dépression avant-Carpathique. *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci de la Terre*, 22 (3—4). Warszawa.
- TUCKER M. E. 1973. Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 142 (3). Stuttgart.
- 1974. Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). *Spec. Publ. Intern. Ass. Sediment.*, 1.
- & KENDALL A. C. 1973. The diagenesis and low-grade metamorphism of Devonian styliolinid-rich pelagic carbonates from West Germany: possible analogues of Recent pteropod oozes. *J. Sedim. Petrol.*, 43 (3). Menasha.
- UNRUG R. & DEMBOWSKI Z. 1971. Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu Morawsko-Sląskiego. *Rocz. P. T. Geol.*, 41 (1). Kraków.
- ZIEGLER W. 1958. Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe. *Notizbl. Hess. Landesamt Bodenforsch.*, 87. Wiesbaden.
- 1962. Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abh. Hess. Landesamt Bodenforsch.*, 38. Wiesbaden.
- 1965. Eine Verfeinerung der Conodontengliederung an der Grenze Mittel-/Oberdevon. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, 9. Krefeld.
- 1969. Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, 17. Krefeld.
- 1971. Conodont stratigraphy of the European Devonian. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 127. Boulder.
- 1972. Über devonische Conodonten-Apparate. *Geol. Palaeontol.*, SB 1. Marburg.
- (Ed.) 1973—1975. *Catalogue of conodonts*, vol. 1—2. Schweizerbart'sche Verl. Stuttgart.
- , KLAPPER G. & LINDSTRÖM M. 1964. The validity of the name *Polygnathus* (Conodonta; Devonian and Lower Carboniferous). *J. Paleont.*, 38 (2). Menasha.
- & LINDSTRÖM M. 1975. Fortschrittsbericht Conodonten. *Paläont. Z.*, 49 (4). Stuttgart.
- , SANDBERG C. A. & AUSTIN R. L. 1974. Revision of *Bispathodus* group (Conodonta) in the Upper Devonian and Lower Carboniferous. *Geol. Palaeontol.*, 8. Marburg.
- ZNOSKO J. 1966. Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. *Kwart. Geol.*, 10 (3). Warszawa.
- 1971. Rozwój poglądów na tektonikę obszaru Polski. *Rocz. P. T. Geol.*, 41 (1). Kraków.
- 1974. Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. *Biul. Inst. Geol.*, 274. Warszawa.
- ZAKOWA H. 1965. Nowa fauna górnego dewonu okolic Krakowa. *Kwart. Geol.*, 9 (3). Warszawa.
- ZBIOROWA 1975. *Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej*. Inst. Geol., Instrukcje i metody badań geol., z. 33. Warszawa.

SUMMARY

The lithological features are here described of the carbonate Upper Devonian deposits observed in numerous boreholes in the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin. Six lithostratigraphic units have been distinguished within the investigated profiles. The presence of an abundant conodont fauna made it possible to find an almost continuous sequence of standard Upper Devonian zones and to establish the occurrence of the Frasnian and Famennian stages. The facies and paleogeographical analyses have reliably assigned the area under consideration to the vast Upper Devonian carbonate shelf of southern Poland.

In southern Poland, along the north-eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin, there extends a narrow belt of Paleozoic deposits, mostly Devonian and Carboniferous in age, folded during the Variscan orogenic cycle (cf. Znosko 1974). At the present time this zone constitutes the substratum of the Mesozoic deposits of the Cracow-Silesian monocline and it crops out but at a few places (Fig. 1).

Six lithostratigraphic units have been distinguished among the investigated Upper Devonian deposits of the above mentioned area. These are, in ascending order:

Nodular limestones. Micritic marly limestones displaying nodularity, with a few thin calcarenitic intercalations (Pl. 12, Figs 1, 3—5; Pl. 13, Fig. 1). Total thickness 51 m.

Styliolina limestones and shales. Thin- and evenly-bedded limestones with marly shale intercalations. In both the lithological types tentaculitoids, mostly styliolinids occur abundantly (Pl. 13, Figs 2—4; Pls 14—15). Total thickness ranging from 42 to 46 m.

Detrital limestones. Sediments showing a predominance of calcirudites and coarse-grained calcarenites, commonly with an admixture of quartzose sand. In the lower part (= calcirudites member) the detrital limestones form a nearly homogeneous unit some tens metres thick (Pls 16—18, Text-fig. 2). The upper part (= laminated limestones and calcirudites member) contains only isolated calcirudite intercalations within the well-bedded marly micritic limestones (Pls 19—21). Thickness (without the uppermost part): 110 m.

Brown shales. Dark brown shales with a few thin micritic intercalations, unfossiliferous (Pl. 22, Figs 4—5). Total thickness unknown.

Nodular-detrital limestones. Marly limestones commonly nodular, with numerous erosional surfaces overlaid by intraformational conglomerates and calcarenites (Pl. 22, Figs 1—3; Pls 23—28; Text-figs 3—4). Thickness (without the uppermost part): ca 170 m.

Black shales and limestones. Dark grey, fine-grained calcarenites often showing parallel or cross lamination, intercalated with black fossiliferous shales (Pls 29—30). Thickness of the investigated profile: 24 m.

The distribution of the lithostratigraphic units and their thicknesses in the investigated profiles are shown in Fig. 5.

The biostratigraphic analyses are based exclusively on conodonts. The ca 4500 collected specimens are assigned to 109 form-taxa of the rank of species and subspecies belonging to 14 genera. 63 species of stratigraphic importance or interesting from the taxonomic point of view are figured on Pls 1—11. The collected conodonts allow the correlation of the profiles studied with the Ziegler's standard zonation as well as the biostratigraphic dating of the lithostratigraphic boundaries in the particular boreholes (cf. Fig. 5 and Tables 2—11). The investigated profiles represent a nearly continuous sequence of the Upper Devonian conodont zones. Discontinuities in the litho- and biostratigraphic record exist only between the

lower and upper occurrence of the brown shales unit, and between the upper and lower occurrence of the nodular-detrital limestones unit and the black shales and limestones unit, respectively. The former documentation gap corresponds to the interval ranging from the Middle *triangularis* Zone through the Middle *crepida* Zone at most; the latter occurs at the *styriacus/costatus* Zone boundary.

The correlation of the Belgian stratotypes with the studied profiles via conodont zonation reveals that the lowermost of the investigated units i.e. the nodular limestones unit is younger than the Givetian/Frasnian boundary. In turn, the black shales and limestones unit is slightly older than the upper limit of the Devonian period. The Frasnian/Famennian boundary corresponds approximately to the transition from the detrital limestones unit to the brown shales in the BK-89 profile (see Fig. 5).

A facies analysis shows that most of the lithostratigraphic units here described are generally characterized by the co-occurrence of marly micrite beds, as a rule bearing a poor benthic and abundant planctonic fauna, with detrital intercalations abounding in skeletons of diverse benthic organisms.

Basing on analogies with similar facies from the Rhenisch Schiefergebirge (Rabien 1956, Krebs 1971), Canada (Murray 1965) and the Urals (Chuvashov 1963), the former deposits may be interpreted as autochthonous sediments of the deeper shelf anaerobic abiotic conditions prevalent near the sediment/water interface. On the other hand, the detrital intercalations, generally abounding in intraclasts together with abraded and sorted remains of echinoderms, diverse calcareous algae, foraminifers, brachiopods and bryozoans, are interpreted as allochthonous sediments redeposited from shallower areas within the carbonate shelf.

Though the detrital intercalations seemingly resemble the so-called allodapic limestones or lime turbidites described by Meischner (1964) from the Rhenisch Schiefergebirge (also cf. Szulczewski 1968), the following important differences do not allow such an interpretation of the considered sediments:

1. Frequent evidences of a strong intraformational reworking;
2. Occurrence of detrital beds lacking allochthonous material;
3. Absence of horizontal grading within the individual detrital beds.

Basing on the sedimentary features of the detrital beds as well as on comparisons with similar Recent (e.g. Ball & al. 1967) and fossil (e.g. Jones & Dixon 1976) sediments, it is assumed that they have been formed under heavy storm conditions.

Two "exceptional" lithostratigraphic units deviate from the above given pattern of the Upper Devonian facies. One of them (the lower part of the detrital limestones unit) is interpreted as resulting from the local abrasion of spatially restricted parts of the basin that have been uplifted owing to the synsedimentary block tectonics, hence similarly as e.g. "Scheck" in the Alpine Liassic (Hudson & Jenkyns 1969). In turn, the depositional environment of the brown shales unit has been probably influenced by some non-actualistic phenomena, planetary in rank, possibly by a climatic Frasnian/Famennian downbreak (see e.g. McLaren 1970; Copper 1977).

As shown by the facies analysis, the area under consideration belonged to the vast Upper Devonian carbonate shelf resembling those described i.a. by Meischner (1971) from the Rhenisch Schiefergebirge, Chuvashov (1963) from the eastern part of the East-European Platform, or by Murray (1965) from Alberta in Canada. In southern Poland this shelf stretched to the east, at least to the western region of the Holy Cross Mts, as is reliably suggested by the close analogies of the facies under investigation to the sediments of the same age occurring farther east (cf. i.a. Szulczewski 1971; Kiciuła & Żakowa 1972; Jurkiewicz 1975; see also Text-fig. 6). The western slope of the shelf here described, at the same time cor-

responding to its transition into the geosynclinal trough of the Eastern Sudetes, most probably coincided with the western margin of the so-called Cieszyn Block — a rigid structural element in the substratum of the Upper Silesian Coal Basin (cf. Znosko 1974). This seems to be indicated by the facies relations in the vicinity of Ostrava, described by Dvořák (1959), the facies development of the Devonian deposits in the Solarnia IG-1 borehole (Bukowy & Siewniak-Witruk 1975 as well as by the course of the axis of the East-Sudetic geosyncline (after Dvořák 1975) that parallels the above mentioned margin of the Cieszyn Block (Text-fig. 6). The development of the carbonate Devonian and Lower Carboniferous sediments within the region of the Cieszyn Block (e.g. Dembowski & Rózkowski 1967; Konior 1968, 1969, 1971) suggests that they belong to the same carbonate shelf as those here considered. In turn, the southern closure of this shelf area may have been formed by a continental massif, the so-called Pre-Carpathian land (cf. Konior 1968; Ślaczka 1976; Text-fig. 6). The presence of that paleogeographic element would account for the occurrence of relatively large amounts of terrigenous material in the sediments under consideration, the southwards shallowing of some of the shelf facies, and the general southwards thinning of the Devonian deposits in the substratum of the Western Carpathians.

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ (EXPLANATION TO PLATES):

PLANSZA 19

Zespół wapieni detrytycznych, ogniwo wapieni laminowanych i kalcyrudytów (Detrital limestones unit, laminated limestones and calcirudite member)

- 1 — Granica wtórnych dolomitów z wapieniami (ciemna dolna część zdjęcia). W lewym górnym rogu widoczna mineralizacja siarczkowa w dolomitach; naszlif barwiony FeCl_3 (secondary dolomites/limestones boundary; limestones — dark lower part of the photo. Sulfide mineralization in dolomites at the left top; polished section stained with FeCl_3); BK-90, 519,2 m
- 2—3 Kalkarenit z intraklastami mikrytowymi, szkieletami otwornic (? *Geinitzina*) i małżoraczków; szlif (calcarenite with micritic intraclasts, skeletons of foraminifers and ostracod tests; thin section); BK-70, 195,8 m
- 4 — Całkowicie zdolomityzowana warstewka mikrytowa, występująca pierwotnie w wapieniu laminowanym; szlif (completely dolomitized micritic layer, originally occurring in laminated limestone; thin section); BK-90, 515,4 m
- 5 — Euhedralny dolomit rozsiany w biomicrycie; szlif (euhedral dolomite dispersed in biomicrite; thin section); BK-90, 538,8 m

Fig. 1 $\times 1$; fig. 2—5 $\times 45$

PLANSZA 22

- 1—3 — Zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych (Nodular-detrital limestones unit); naszlify (polished sections); $\times 1$; 1 — całkowicie zdolomityzowany mikryt marglisty z silną bioturbacją, w tym nory typu Zoophycos (completely dolomitized marly micrite showing strong bioturbation, including burrows of the Zoophycos type); WB-28, 176,8 m; 2 — nieregularne warstewki mikrytów przedzielone ciemnymi łupkami. W mikrytach widoczne nory, które często warunkują deformacje plastyczne warstewek (irregular micrite laminae with intercalated dark shales. Micrites with burrow-controlled plastic deformations of laminae); RR-34, 258,0 m; 3 — powierzchnia erozyjna w mikrycie, przykryta intraklastami lokalnego pochodzenia: kalcyrudyt oligomiktyczny. Nad kalcyrudytym widoczny ciemny margiel (erosional surface in micrite covered by intraclasts of local origin. Dark marl visible above calcirudite); RR-34, 282,4 m
- 4—5 — Łupki ilaste (Brown shales unit); 4 — wapień mikrytowy z nieregularnymi laminami wzbogaconymi w substancję organiczną; szlif (micritic limestone with irregular laminae enriched in organic substance; thin section); BK-89, 424,4 m; 5 — ławica mikrytu z bioturbacją, wśród łupków ilastych; naszlif (bioturbated micrite bed within brown shales; polished section); RR-34, 303,7 m

Fig. 1—3, 5 $\times 1$; fig. 4 $\times 9$

PLANSZA 23

Zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych (Detrital-nodular limestones unit); naszlify (polished sections); X1

- 1 — Powierzchnia erozyjna i leżący na niej kalcyrudyt oligomiktyczny z kalkarenitowym tłem skalnym. Otwory w niektórych intraklastach są fragmentami nor powstałych przed erozją mułu wapiennego (erosional surface and overlying calcirudite with calcarenitic matrix. Holes in some intraclasts represent burrows formed prior to erosion of carbonate mud); WB-39, 246,5 m
- 2 — Powierzchnia erozyjna z uziarnionym frakcjonalnie kalkarenitem przechodzącym ku górze w czarny łupek marglisty. Zauważ geopetalne wypełnienia poziomych nor poniżej powierzchni erozyjnej (erosional surface with overlying graded calcarenite passing into black marly shales to the top. Notice geopetal fillings of horizontal burrows below the erosional surface); WB-25, 283,3 m
- 3 — Częściowo zdolomityzowana ławica frakcjonalnie uziarnionego kalcyrudytu oligomiktycznego z dużą ilością kalkarenitowego tła skalnego (partly dolomitized bed of graded calcirudite with abundant calcarenitic matrix); WB-10, 218,8 m
- 4 — Ławica kalcyrudytu oligomiktycznego z mikrytowo-marglistym tłem skalnym ku górze raptownie przechodząca w łupki margliste (calcirudite with marly-micritic matrix, passing into marly shales upwards); WB-25, 296,5 m

PLANSZA 26

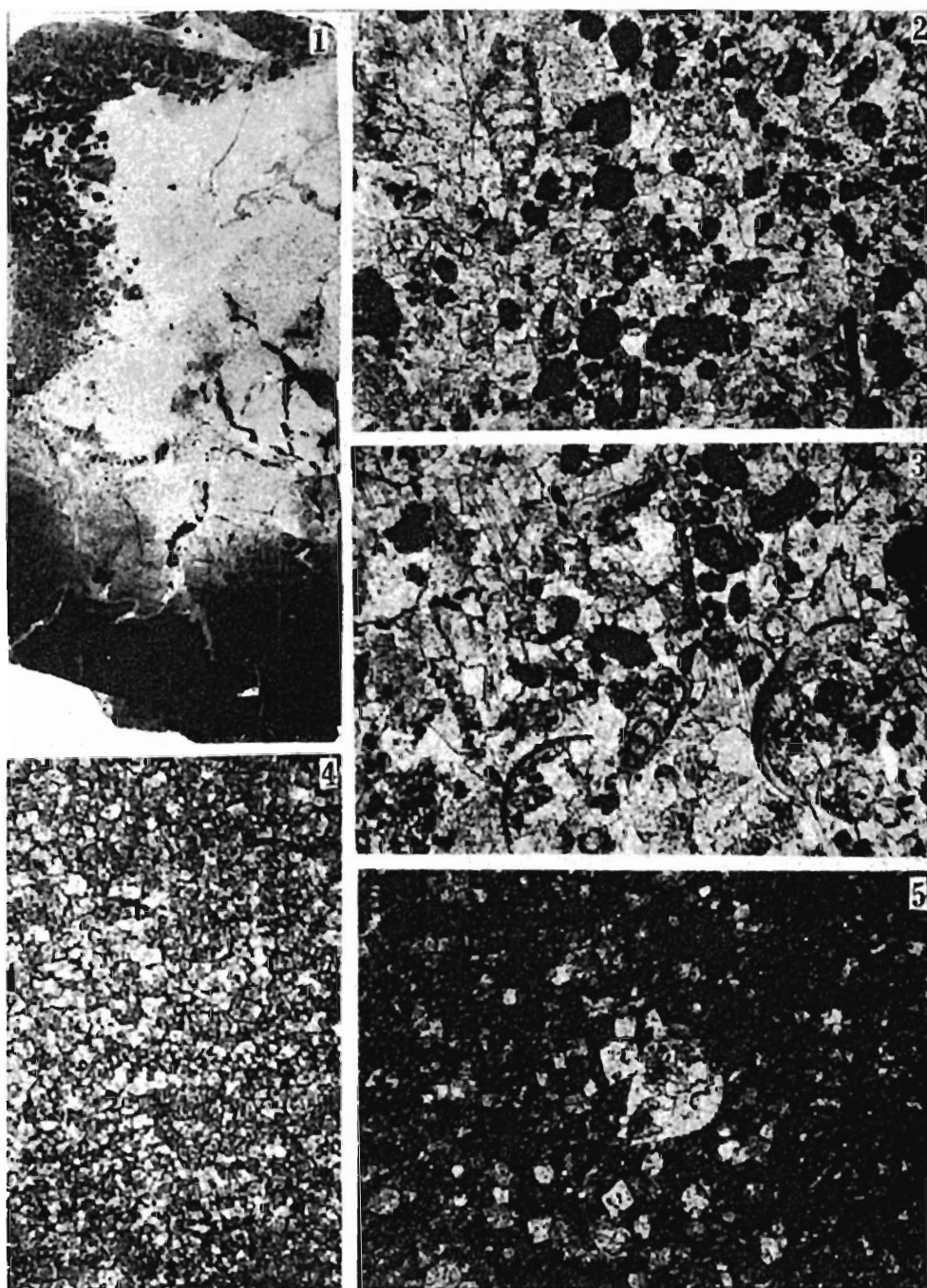
Zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych (Detrital-nodular limestones unit); szlify (thin sections); X45

- 1 — Intrabiosparenit. W prawym górnym rogu fragment glona (?) o strukturze warstwowo-komórkowej (Intrabiosparenite. Fragment of an alga (?) with laminated-cellular structure to the upper right); WB-28, 194,9 m
- 2 — Intrabiosparenit. W prawej środkowej części widoczny szkielet kamenidowego glona (intrabiosparenite. In the right centre visible a skeleton of a kamaenid alga) (Palaeobereselleae); WB-28, 194,9 m
- 3 — Fragment zoarium mszywiola (fragment of bryozoan zoarium); WB-10, 222,0 m
- 4 — Intrabiomikryt z neosparitem rozwijającym się kosztem intraklastów i tła mikrytowego. Zauważ przekrój konodonta, przypuszczalnie z gatunku (intra-biomicroite with neosparite consuming intraclasts and micritic matrix. Notice a section of conodont probably of the species) *Palmatolepis glabra*; RR-34, 276,2 m
- 5 — Przekrój skorupki małżoraczka z grupy Entomozoidae (Section of an ostracod test from Entomozoidae groups); RR-34, 286,6 m
- 6 — Biomikryt z nieoznaczalnymi szczątkami szkieletowymi (biomicroite with indeterminate skeletal remains); BK-90, 345,7 m

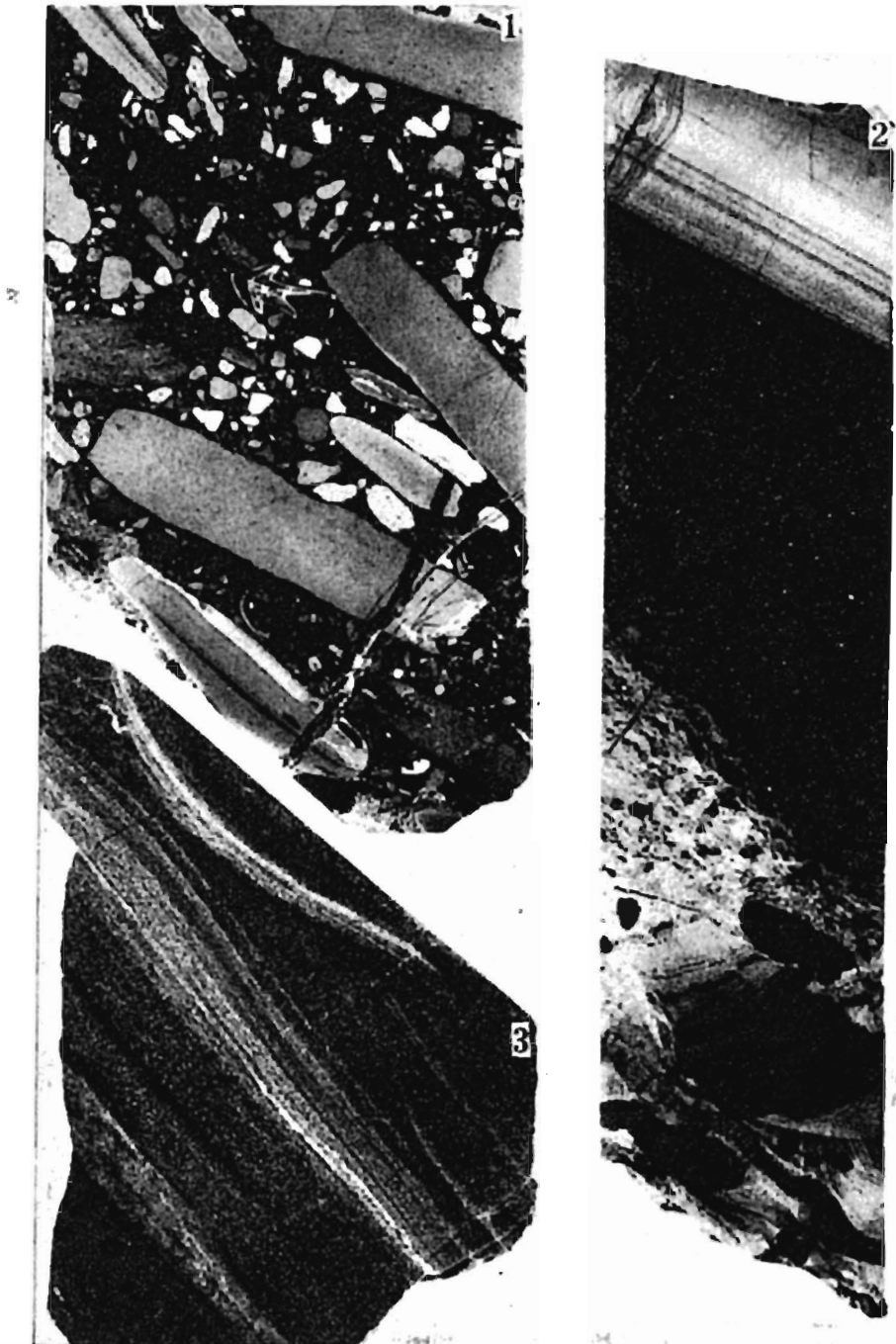
PLANSZA 28

Zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych (Nodular-detrital limestones unit); szlify (thin sections); X45

- 1 — Relikt fragmentu szkieletowego (muszla ramienionoga?) w neosparycie (relic of a skeletal fragment (brachiopod shell?) in neosparite); RR-34, 286,6 m
- 2 — Biointrasparenit z ułamkiem zoarium mszywiola (z lewej) oraz glonem kamenidowym otoczonym sparytem współosiowym (biointrasparenite with a fragment of a bryozoan zoarium to the left, and with a kamaenid alga showing syntaxial calcite overgrowth); WB-39, 244,2 m
- 3 — Biointrasparenit z silnym neomorfizmem. Zauważ powłokę mikrytową wokół fragmentu szkarłupni (biointrasparenite showing strong neomorphism. Notice an echinoderm fragment with micrite envelope); WB-39, 166,7 m
- 4 — Obwódka słupkowego neosparytu wokół ułamka muszli, tkwiącego w masie mikrytowej (shell fragment enveloped by neosparite within the micritic matrix); RR-34, 276,2 m
- 5 — Granica intraklasta mikrytowego z tłem skalnym. Granica traci ostrość ku prawej stronie wskutek rozwoju sparytu neomorficznego (micritic intraclast/matrix contact obliterated to the right owing to development of neomorphic calcite); BK-90, 371,8 m
- 6 — Kryształki dolosparytu rozsiane w dolomikrycie (dolosparite crystals dispersed in dolomicroite); WB-10, 220,5 m

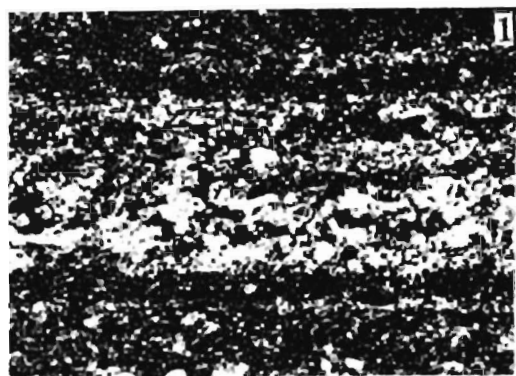


Podpis na s. 469 (Explanation on p. 469)



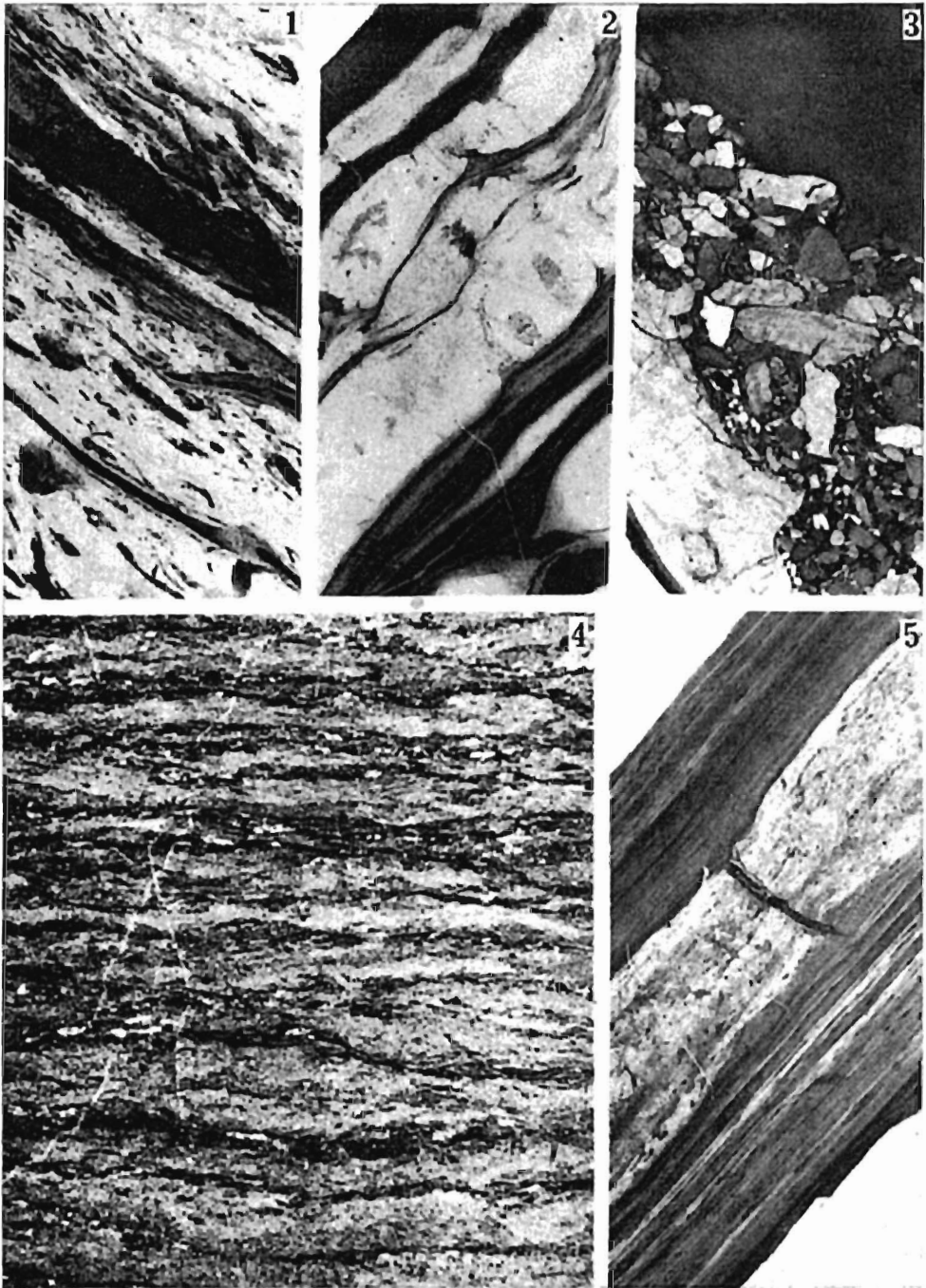
Zespól wapieni detrytycznych, ogniwo wapieni laminowanych i kalcyrudytów (Detrital limestones unit, laminated limestone and calcirudite member); naszlify (polished sections)

- 1 — Żle wysortowany kalcyrudyt z dużymi, płaskimi intraklastami (poorly sorted calcirudite with large flat intraclasts); BK-89, 233,0 m; $\times 1$
- 2 — Frakcjonalnie uziarniona ławica kalcyrudytu-kalkarenitu. Dolna krawędź okazu pokrywa się z powierzchnią erozyjną stanowiącą spąg ławicy (graded bed of calcirudite-calcarenite. Lower margin of specimen coincides with erosional surface); BK-70, 235,1 m; $\times 0,8$
- 3 — Kalkarenit z laminacją falistą (calcarenite with wavy lamination); BK-89, 338,0 m; $\times 1$

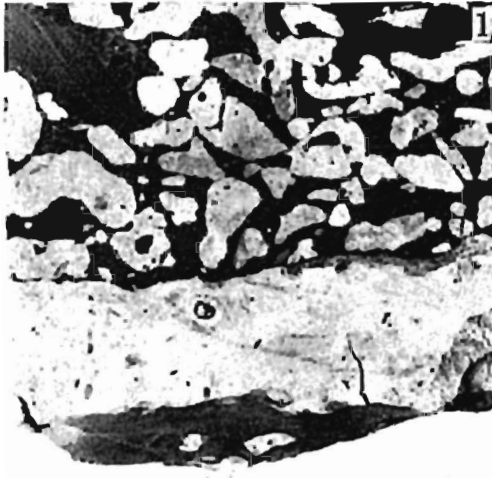


Zespół wapieni detrytycznych, ogniwo wapieni laminowanych i kalcyrudytów (Detrital limestones unit, laminated limestones and calcirudite member)

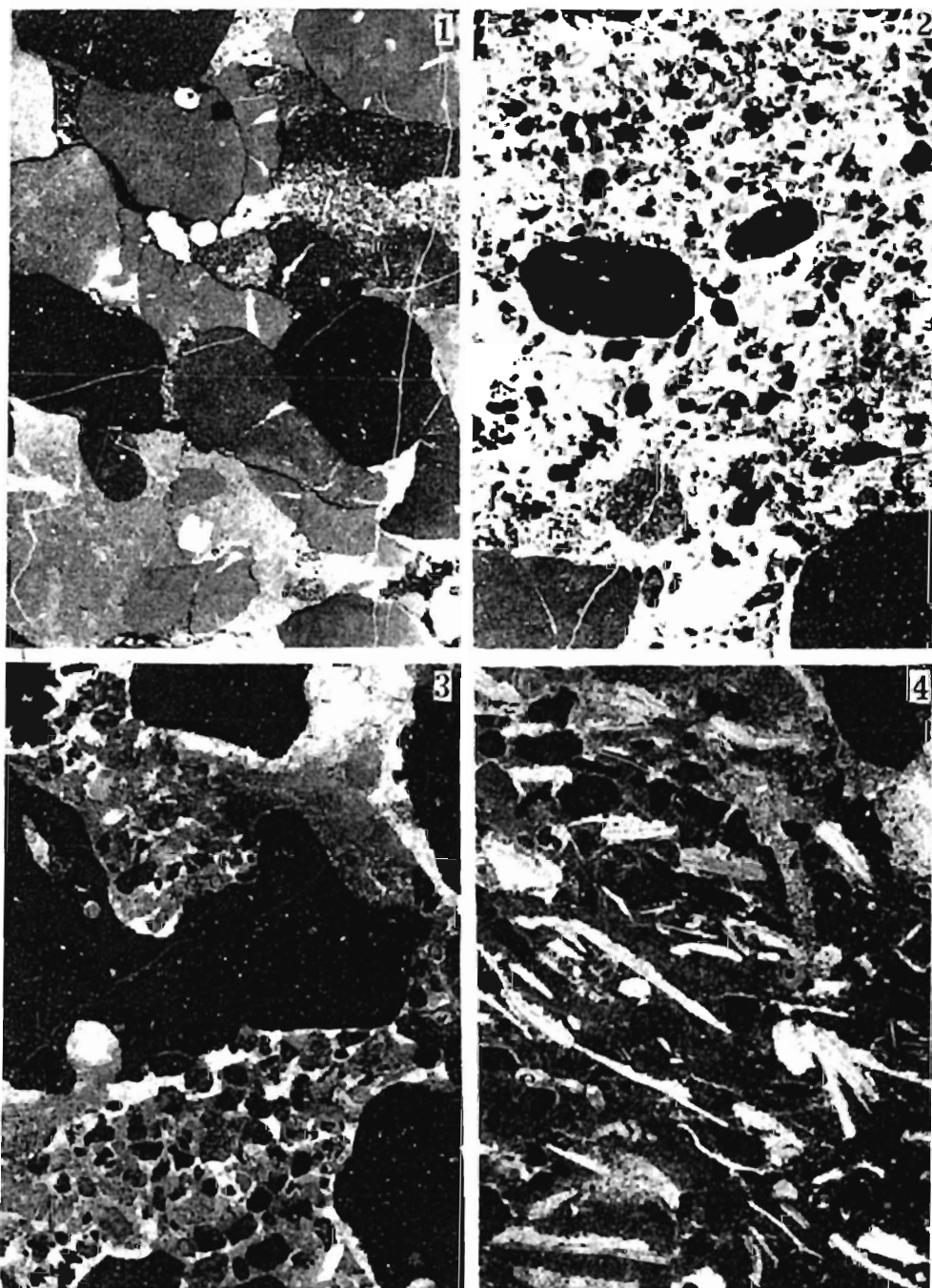
- 1 — Warstewki ziarniste w wapieniu laminowanym; szlif (grained laminae in laminated limestone; thin section); BK-70, 225,0 m; $\times 9$
- 2 — Wapień laminowany. Najjaśniejsze warstewki są lupkami marglistymi; naszlif (laminated limestone. The lightest laminae represent marly shales; polished section); BK-70, 247,2 m; $\times 1$
- 3 — Kalcyrudyt z dużymi, płaskimi intraklastami wapieni laminowanych; naszlif (calcirudite with large flat intraclasts of laminated limestones; polished section); BK-89, 232,6 m; $\times 1$



Podpis na s. 469 (Explanation on p. 469)

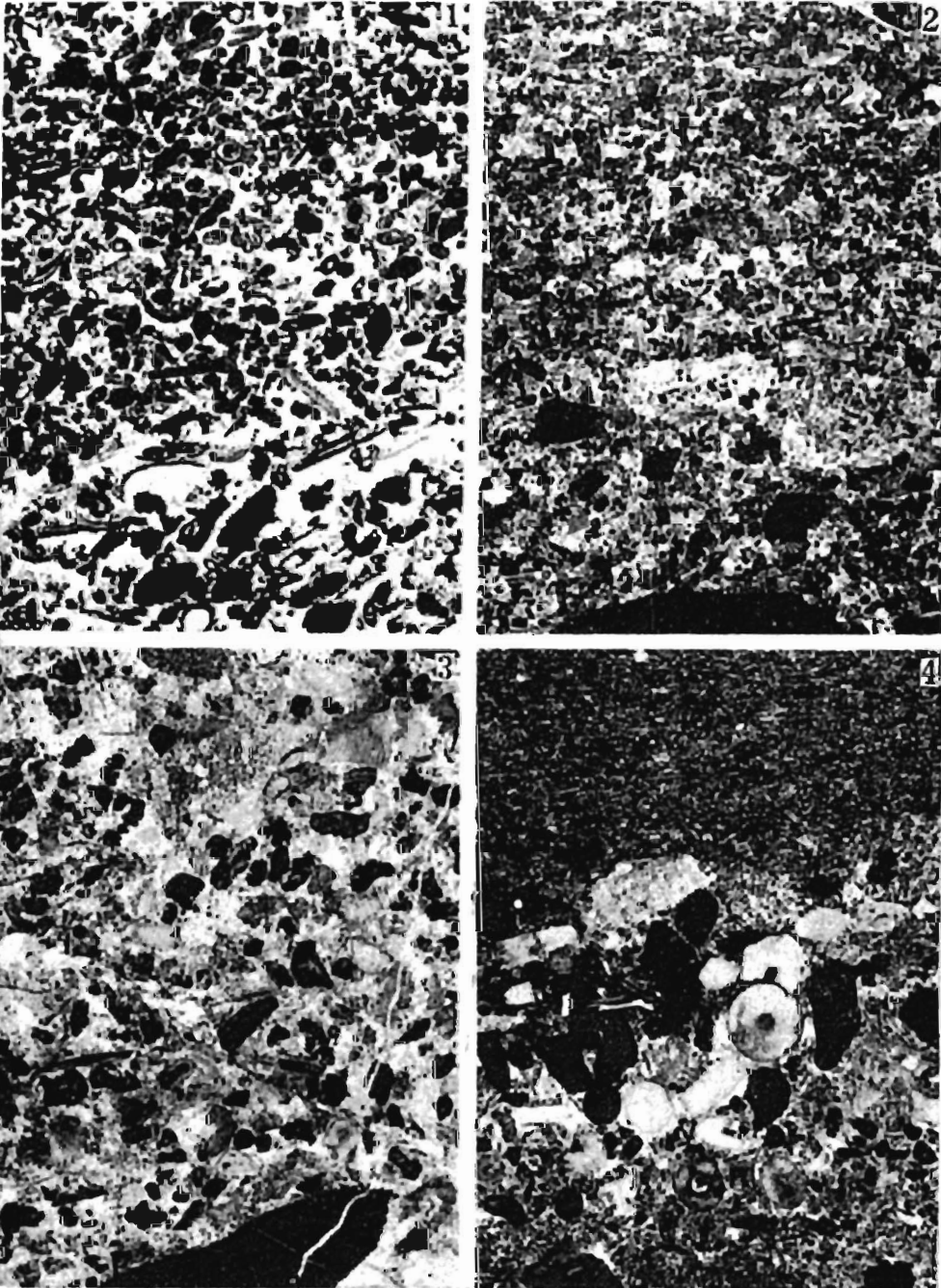


Podpis na s. 470 (Explanation on p. 470)



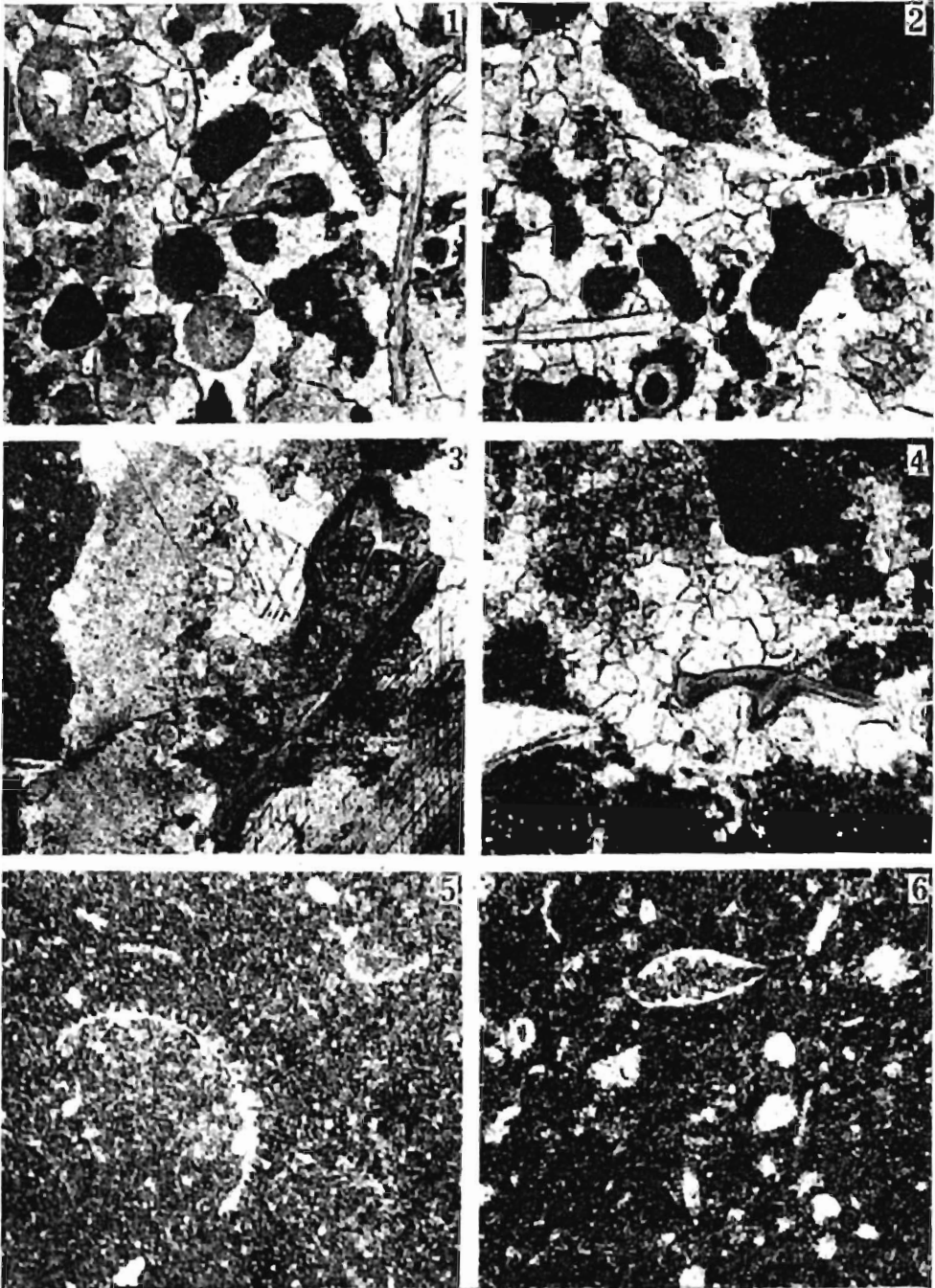
Zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych (Detrital-nodular limestones unit); szlify (thin sections)

- 1 — Kalcyrudyt polimiktyczny. Zauważ resedymentowany intraklast w lewym dolnym rogu oraz intraklast zbudowany częściowo z pelsparytu w prawym górnym rogu (calcirudite with recycled intraclast at the lower left, and intraclast built partly of pelsparite at the upper right); WB-28, 187,8 m; $\times 5$
- 2 — Biointrasparenit z dużymi pływającymi intraklastami (biointrasparenite with large floating intraclasts); WB-39, 244,2 m; $\times 6$
- 3 — Kalcyrudyt oligomiktyczny z intrabiomicarenitowym tłem skalnym (calcirudite with intrabiomicarenitic matrix); WB-28, 191,6 m; $\times 4,5$
- 4 — Biointramikryt z fragmentami muszli mięczaków (?) (biointramicrite with fragmented mollusc (?) shells); RR-34, 276,2 m; $\times 10$

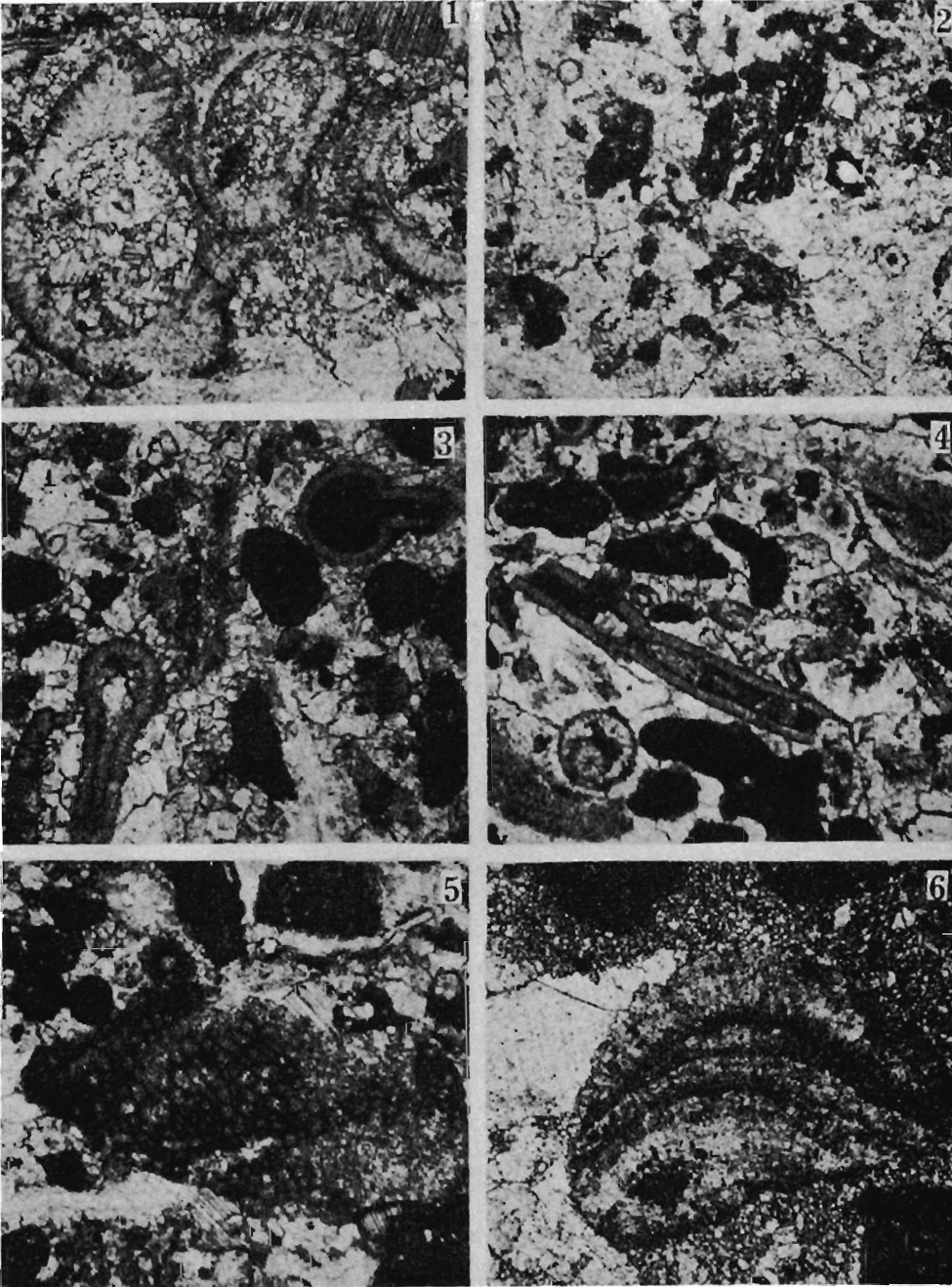


Zespół wapieni gruzlowo-detrytycznych (Nodular-detrital limestones unit); szlify (thin sections)

- 1 — Intrabiosparenit dobrze wysortowany (well-sorted intrabiosparenite); WB-28, 194,9 m; $\times 12$
- 2 — Źle wysortowany biointrasparenit (poorly sorted biointrasparenite); WB-39, 232,9 m; $\times 6$
- 3 — Biointrasparenit z dużą ilością detrytu szkarłupni (biointrasparenite with abundant echinoderm detritus); WB-39, 166,7 m; $\times 6$
- 4 — Wkładka grubszego materiału detrytycznego w obrębie drobnego kalkarenitu (intercalation of coarser detrital material in fine-grained calcarenite); WB-28, 178,6 m; $\times 4$

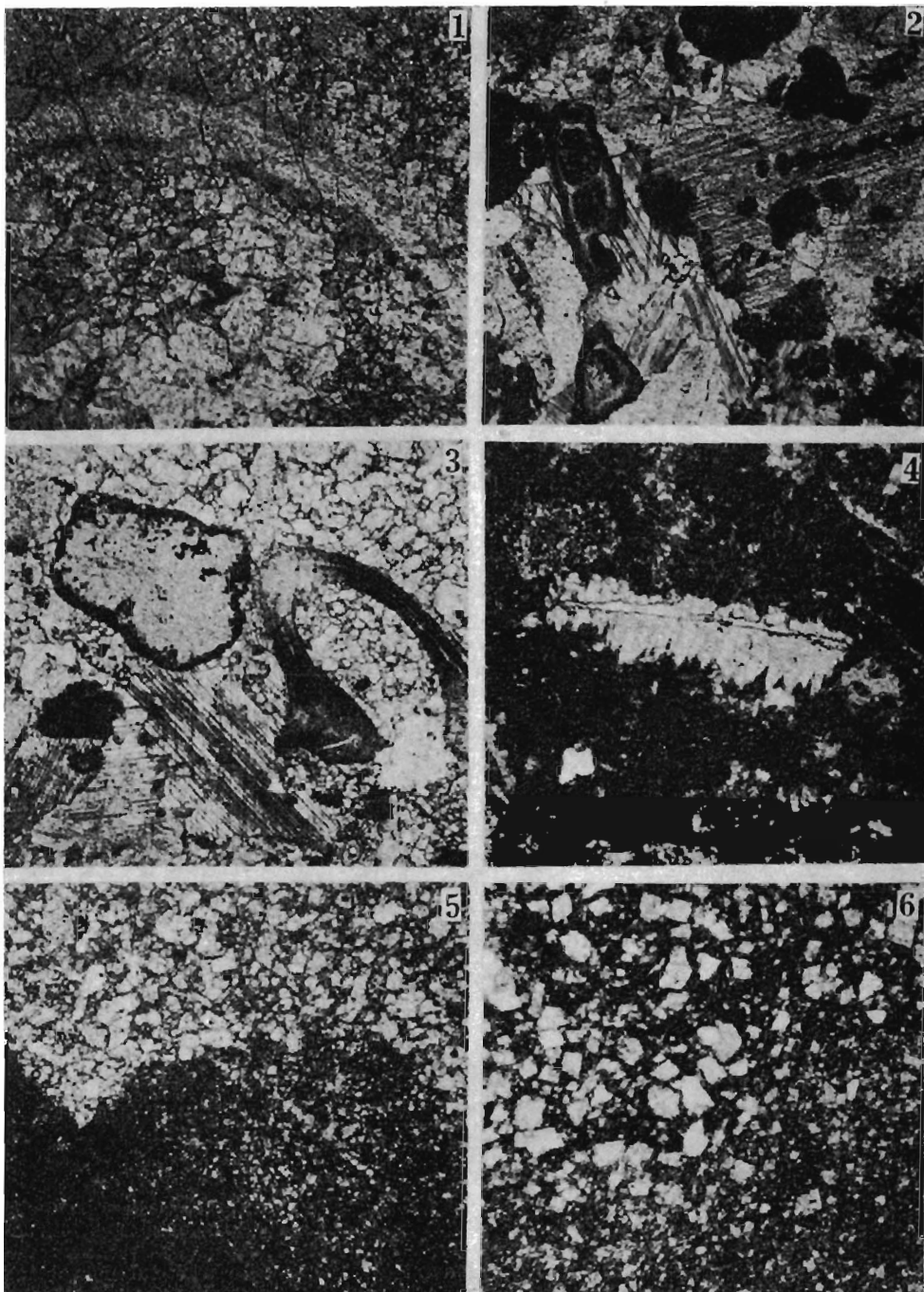


Podpis na s. 470 (Explanation on p. 470)

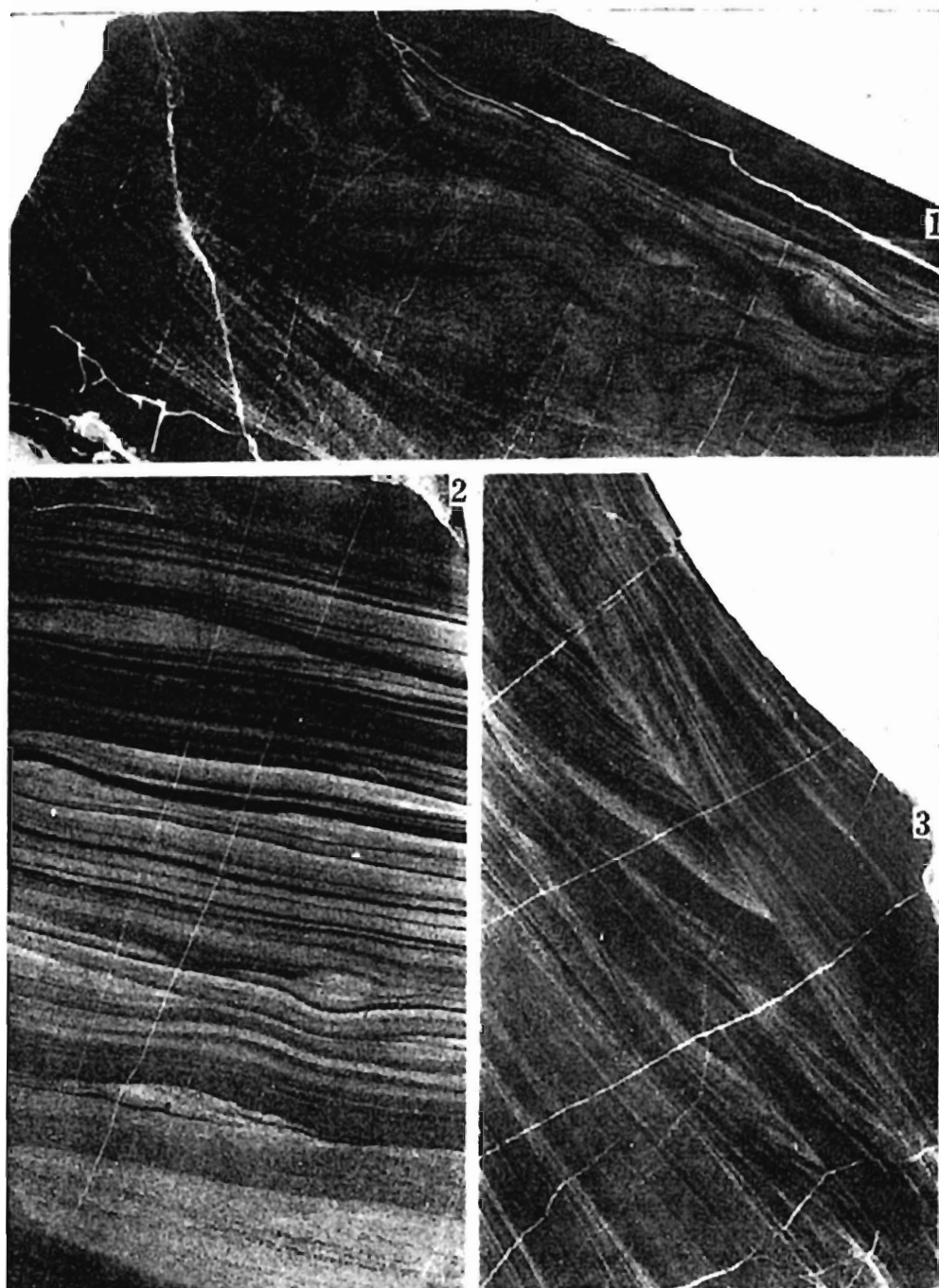


Zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych (Detrital-nodular limestones unit); szlify (thin sections); $\times 45$

- 1 — Glony z rodzaju *Umbellina* (algae of genus *Umbellina*); WB-39, 166,7 m
- 2 — Intrabiosparyt z silnym neomorfizmem. Widoczne glony z rodzaju *Girvanella* (intrabiosparite with aggrading neomorphism and algae of genus *Girvanella*); WB-39, 140,1 m
- 3—4 — Intrabiosparyt z rurkowatymi glonami (intrabiosparite with tubular algae); WB-28, 194,9 m
- 5 — Fragment szkieletu solenopory, przekrój prostopadły do osi wzrostu (fragment of *Solenopora* skeleton, section perpendicular to growth axis); WB-39, 232,9 m
- 6 — Szkielet solenopory, przekrój styczny do osi wzrostu (*Solenopora* skeleton, section tangential to growth axis); WB-10, 222,0 m

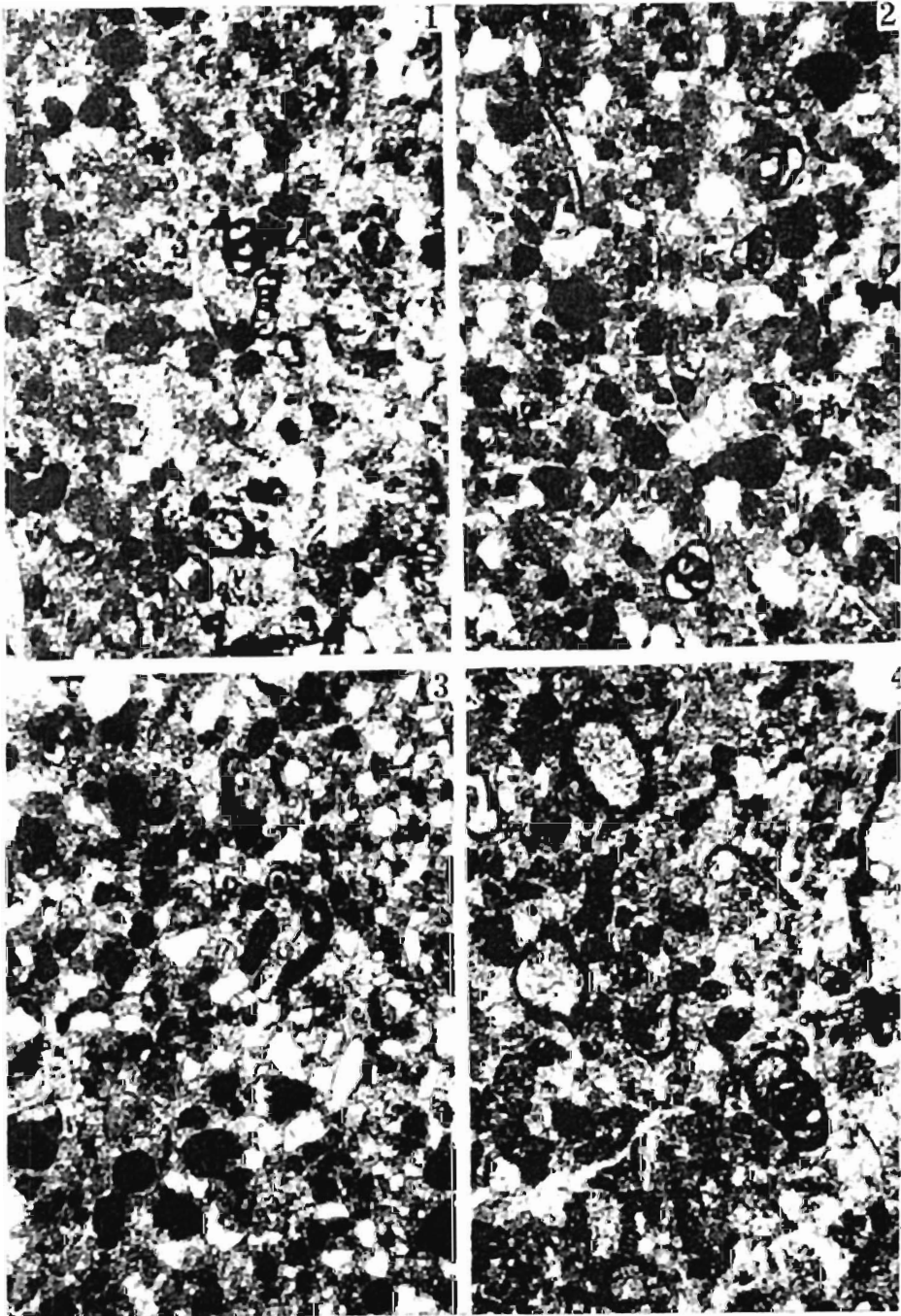


Podpis na s. 470 (Explanation on p. 470)



Zespół czarnych łupków i wapieni (Black shales and limestones unit); naszlify (polished sections); $\times 1$

- 1 — Ławica drobnego kalkarenitu z laminacją przekątną, przechodzącą ku górze w warstwowanie konwolutive (calcarenite with cross-lamination passing upwards into convolute lamination); WB-14, 272,8 m
- 2 — Laminacja w wapieniach drobnoziarnistych. Grubości lamin są w rzeczywistości ok. dwukrotnie mniejsze, gdyż przekrój nie został wykonany prostopadle do powierzchni uławicenia (lamination in fine-grained limestones. Thickness of laminae actually ca half the size shown because the section is not perpendicular to the lamination surface); WB-14, 271,9 m
- 3 — Laminacja przekątna w ławicy drobnego kalkarenitu (cross-laminated fine-grained calcarenite); WB-14, 256,8 m



Zespół czarnych łupków i wapieni (Black shales and limestones unit)
 1—4 — Kalkarenity z intraklastami, bioklastami i kwarcem detrytycznym. Wśród bioklastów pojedyncze endotyridy (calcarenites with intraclasts, bioclasts and detrital quartz. Single endotyrids among bioclasts); szlify (thin sections); 1—2, 4 — RR-8, 231,0 m; 3 — RR-8, 209,2 m; $\times 45$