

ADAM TOKIARSKI

Przewodni horyzont problematyków w wapieniu muszlowym Ziemi Lubuskiej

KEY HORIZON OF PROBLEMATICA IN THE MUSCHELKALK OF ZIEMIA LUBUSKA

STRESZCZENIE: Sześć pełnordzeniowych wierceń ujawniło w Ziemi Lubuskiej profil wapienia muszlowego jako kombinację śląskiej facji dolnego podpiętra i środkowoeuropejskiej ewaporatowej, dwucyklotemowej sedimentacji środkowego wapienia muszlowego. Problematyki „miękkiego dna”, element środkowoeuropejski sięgający także na Przedgórze Karpat, dwukrotnie poprzedzają ewaporatową sedimentację w specyficznych warunkach paleoekologicznych, zasadniczo po zaniku normalnej fauny. Ich niższy zespół na granicy obu podpięter, jako zjawisko „dwustronne” wyeksponowane od spągu i stropu, jest stratygraficznie przewodni tak, jak niżej marglista wkładka „terebratulowa” wśród wapieni piankowych. Inne granice są diachroniczne. Zespół ten może być reperem w wapieniu muszlowym monokliny przedsudeckiej, czyli w bezpośrednim nadkładzie serii perspektywnych dla gazu i ropy.

SZANSE UŚCIEŚLENIA LITOSTRATYGRAFICZNEJ DIAGNOZY I KORELACJI

Wapień muszlowy typu środkowoeuropejskiego, wzięty jako całość, jest względnie łatwy do rozpoznania na skutek zarówno jego pozycji pomiędzy pstrymi utworami podłoża i nadkładu, jak charakterystycznej litologii. Dominują szare wapień margliste cienko- i średniowarstwowane, a typową jest falista tekstura poszczególnych przewodnich kompleksów. Dla monokliny przedsudeckiej specjalnie łatwe dla litostratygraficznej diagnozy są ponadto utwory dolnego i środkowego wapienia muszlowego. W pierwszych występuje przewodnia seria falista w dolnej części, a przewodni zespół wapieni piankowych warstw gorazdeckich i karchowickich w górze. Środkowy wapień muszlowy wyróżnia się natomiast przewodnią facją ewaporatową ujętą w system cyklotemowy.

Utwory dolnego i środkowego wapienia muszlowego monokliny przedsudeckiej tworzą ważny zespół warstw w obrębie tego przewodniego

piętra (fig. 1). Rozpościera się ono na dużym obszarze tej megastruktury, a ponadto — na skutek słabości gradientu bocznych zmian facjalnych — umożliwia dalekie korelacje (Kłapciński 1958). Występując stosunkowo niegłęboko (od 296,3 m — wiercenie Otyń 1 do 1864,0 m — wiercenie Wieluń 6) pod powierzchnią na całym obszarze monokliny objętym akcją poszukiwawczą za ropą i gazem, utwory wapienia muszlowego są dla niego równocześnie reperem strukturalnym dostatecznie niskim. Jest to bowiem

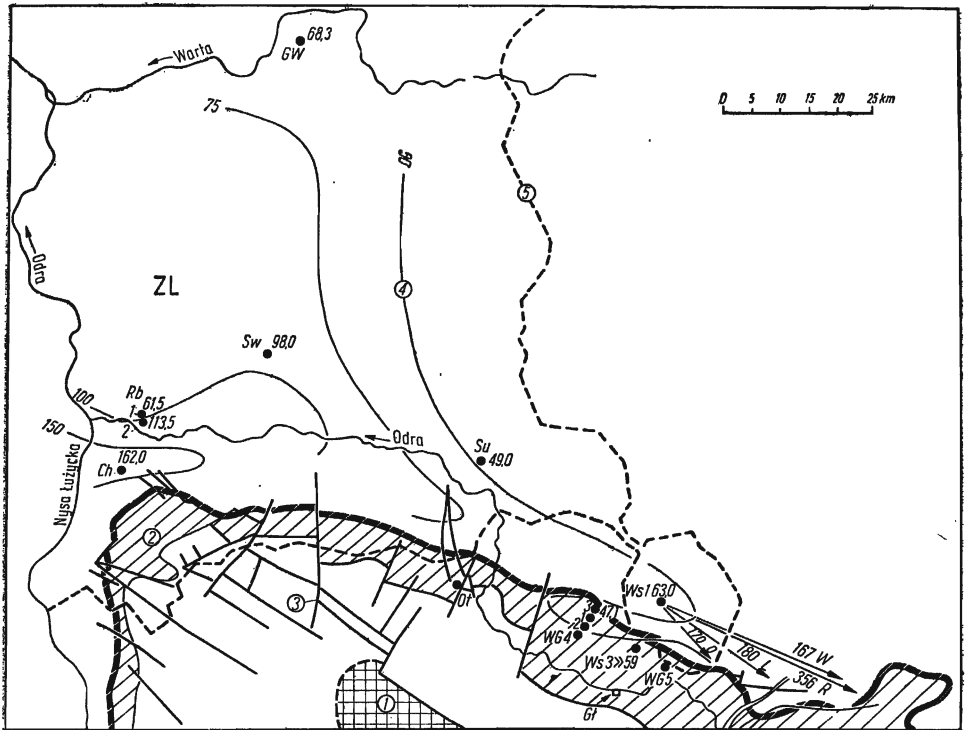


Fig. 1

Geologiczna sytuacja omawianych profili wiertniczych

Liczby w kółkach: 1 utwory przedpermskie bloku przedsudeckiego, 2 podtrzeciorzędowe wychodnie wapienia muszlowego z grubiej zaznaczoną linią stropu według J. Sokołowskiego, 1967 (pochylenie ku NE — monoklina przedsudecka, zamykanie od NW — peryklina Zar), 3 dyslokacje, 4 izopachyty środkowego wapienia muszlowego w metrach (liczby przy punktach wierceń), 5 granica Ziemi Lubuskiej; ZL Ziemia Lubuska; Gł Głogów. Wiercenia: Ch Chlebowo 1, GW Gorzów Wielkopolski IG-1, Ot Otyń 1 (nie omawiany), Rb Rybaki 1 i 2, Su Sulechów, Sw Świebodzin 1, WG Wschowa Geo 1—5, Ws Wschowa (poszukiwawczy) 1 i 3; kierunki ku wierceniom: L Leśna, O Opole, R Radzanów, W 1-KW Wieluń z podaną odległością w km

Geological situation of discussed boreholes

Numbers in circlets: 1 pre-Permian rocks of the fore-Sudetic swell, 2 sub-Tertiary outcrops of the Muschelkalk with its top line emphasized after J. Sokołowski 1967 (NE dip — fore-Sudetic Monocline, NW girdling — the Zary Pericline), 3 dislocations, 4 Middle Muschelkalk isopachs in metres (numbers at borehole points), 5 boundaries of Ziemia Lubuska; ZL Ziemia Lubuska; Gł Głogów. Boreholes: Ch Chlebowo 1, GW Gorzów Wielkopolski IG-1, Ot Otyń (not-discussed), Rb Rybaki 1 and 2, Su Sulechów, Sw Świebodzin 1, WG Wschowa Geo 1—5, Ws Wschowa (wildcat) 1 and 3; directions towards the boreholes: L Leśna, O Opole, R Radzanów, W 1-KW Wieluń with distance given in kms.

pierwszy reper idąc ku górze od będącego obiektem poszukiwań zespołu serii czerwonego spągowca, cechsztynu i pstrego piaskowca (Kasprzak & Sokołowski 1964, Sokołowska & Sokołowski 1965, Sokołowski 1967). Co prawda waga tego reперu dla rozpoznania struktur czerwonego spągowca i cechsztynu jest osłabiona w wyniku mobilizacji halotektonicznej i subhalotektonicznej tego ostatniego (Sokołowski 1967). Niemniej ta rola wapienia muszlowego monokliny jest wolna od dalszych zniekształceń wynikających dla wyższych pięter z niezgodności: labińskiej¹, kimeryjskich, austrijskiej i subhercyńskiej, poprzedzających ostateczne laramijskie ukształtowanie tej megaformy. Przy tym dla struktur piaskowca pstrego wapień muszłowy monokliny jest reperem bezpośrednio odwzorującym.

W bardziej pograżonej, północno-wschodniej strefie monokliny górna powierzchnia górnego wapienia muszlowego występuje pod pokrywą kajprową. Mimo lekkiej labińskiej niezgodności, zapewne zresztą nie wszędzie obecnej, powierzchnia ta odwzorowana sejsmiką i pracami geoelektrycznymi służy jako regionalny reper strukturalny. W południowo-zachodniej strefie natomiast wapień muszłowy jest przeważnie ścięty powierzchnią przedtrzeciorzędową aż do najwyższej części jego dolnego podpiętra (fig. 2). Tu więc górna granica nie jest reperem dla rozpozna-

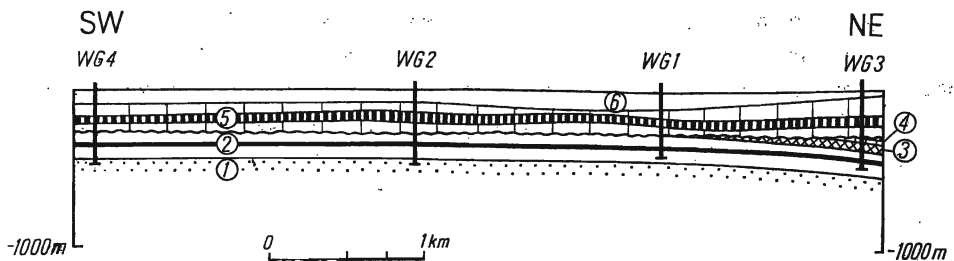


Fig. 2

Geologiczny przekrój strefy Wschowy

Liczby w kółkach: 1 piaskowiec pstry z utworami retu w górze, 2 wapień muszłowy z uwydatnieniem dolnych warstw gorazdeckich, 3 środkowy wapień muszłowy, 4 górny wapień muszłowy, 5 utwory trzeciorzędowe nad powierzchnią polaramijską, z wkładem węglowym ruszonym glacytektonicznie, 6 utwory czwartorzędowe; WG wiercenia Wschowa Geo 1-4

Geological cross section of the Wschowa Zone

Numbers in circlets: 1 Bunter with Rhetian in its top part, 2 Lower Muschelkalk with lower Gorazde beds emphasized, 3 Middle Muschelkalk, 4 Upper Muschelkalk, 5 Tertiary above the post-Laramide surface, with a coal seam moved glaciectonically, 6 Quaternary; WG boreholes Wschowa Geo 1-4

¹ Niezgodność labińska — podkajprowa — została zasygnalizowana dla monokliny przedsudeckiej w 1957 r. przez sejsmików (W. Oleszczukowa & Z. Soja. Sprawozdanie z prac III grupy sejsmicznej PGPiN w r. 1957 na monoklinie przedsudeckiej — Arch. Przem. Naft.) na podstawie odpowiedniej zbieżności refleksów. Przyjmuję za nimi jej istnienie, inaczej niż inni badacze (Kłapciński 1958, Gortyńska 1961, Gajewska 1964). Dla południowo-wschodniego przedłużenia monokliny przedsudeckiej podkajprową lukę przyjmuje i omawia S. Sliwiński (1966).

wania budowy laramijskiej i przedlaramijskiej, i dlatego nabierają znaczenia przewodnie granice w obrębie dolnego wapienia muszlowego. Te zaś muszą być wykrywane w profilach wierceń, gdyż ich pozycja wyklucza możliwość odwzorowania sejsmicznego i geoelektrycznego.

Dalsze znaczenie rozpoznania litostratygrafii dolnego i środkowego wapienia muszlowego monokliny przedsudeckiej polega na możliwości powiązania za pośrednictwem tych podpięter klasycznego śląskiego profilu z równie klasycznym środkowoeuropejskim. W tym ostatnim cyklotemowe następstwo utworów środkowego wapienia muszlowego jednoznacznie określa jego litostratygrafię, z którą poprzez monoklinę została skorelowana jego śląska sekwencja.

Wszystkie wyżej omówione cechy dolnego i środkowego wapienia muszlowego monokliny, oraz jego naszkicowana rola, zostały rozpoznane przez geologów przemysłu naftowego w latach 1957—1958, i doświadczenia te zostały rozpowszechnione w nieopublikowanych opracowaniach. Aktualne są one także i dziś. Część tych sformułowań została następnie podkreślona w publikacji I. Gajewskiej (1964).

Z biegiem czasu jednak, opierając się o powyższe rozpoznanie, badania wiertnicze całego wapienia muszlowego monokliny przedsudeckiej ograniczono do dwóch — trzech rdzeni². Zarysowało się zatem niebezpieczeństwo nieuwzględniania litostratygraficznych kompleksów przejściowych i związanych z ich miąższością wariantów korelacji oraz wynikłej stąd interpretacji strukturalnej. Waga problemu rysuje się, moim zdaniem, zwłaszcza obecnie gdy dyslokacje uwydatniły swoją zasadniczą rolę w konturowaniu złóż ropy i gazu monokliny i złoża zostały znalezione także w blokach zrzuconych poniżej konturów wodnych wyższych elementów (Kasprzak & Sokołowski 1964), oraz gdy zarysowała się możliwość znajdowania złóż w środkowym pstrym piaskowcu, a więc 150—200 metrów poniżej spągu wapienia muszlowego, w bezpośredniej z nim łączności strukturalnej (Sokołowski 1967).

Trzeba więc, moim zdaniem, zrewidować stopień obecnego uwzględniania w litostratygraficznych diagnozach miąższości kompleksów przejściowych, a także gradientów bocznych zmian grubości dla kompleksów monolitolologicznych. Tę pracę można zrobić przez nawrót do dotychczas nie opublikowanej analizy pierwszych, pełnordzeniowanych profiliów z końca lat pięćdziesiątych. Mogę przedstawić tę analizę w obecnej pracy, gdyż wykonałem ją osobiście w latach 1957—1959 dla zwartej grupy geologicznych wierceń przemysłu naftowego Wschowa Geo 1—5 na południowym krańcu Ziemi Lubuskiej koło Głogowa oraz dla porównawczego, podstawowego wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1 usytuowanego u jej północnego brzegu (fig. 1). Sprofilowałem pomiędzy spągową granicą dolnego

² Zgodnie z ustaloną, długoletnią praktyką przemysłu naftowego i instrukcją Instytutu Naftowego, rdzeniem nazywam materiał skalny wydobyty aparatem rdzeniowym z jednego marszu.

wapienia muszlowego i stropową granicą środkowego wapienia muszlowego łącznie 579,29 metrów bieżących materiału rdzeniowego przy 1113,50 m łącznej długości odnośnych odcinków profilowych, czyli przy 52% średnim uzysku. Głogowską grupę profili opisałem i zanalizowałem w zakresie mojej ówczesnej działalności jako geologa przemysłu naftowego, a z gorzowskim profilem zapoznałem się w ramach współpracy z geologami Instytutu Geologicznego.

Pięć pierwszych profili pozwoliło mi wówczas na wyczerpanie możliwości ustalenia dla monokliny przedsudeckiej maksymalnej ilości skorelowanych litostratygraficznych wydzielen w obrębie dolnego wapienia muszlowego. Profil zaś wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1 wyznaczył północny zasięg śląskiej litostratygrafii tego podpiętra.

Obok ówczesnego wdrożenia litostratygrafii dolnego wapienia muszlowego, rozpoznałem w ramach wymienionych profilowań, uzupełnionych ponadto obejrzeniem w 1962 r. profilu wiercenia Świebodzin 1, dwa zjawiska, które do dziś nie zostały zasygnalizowane w publikacjach. Pierwszym jest zdwojenie ewaporatowego cyklotemu środkowego wapienia muszlowego, homologiczne z dwoma kompleksami soli kamiennej tego podpiętra w klasycznym przekroju Wirtembergii (Bestel 1929). To wiąże litostratyfnię polskiego wapienia muszlowego ze środkowoeuropejską.

Drugą grupę faktów przedstawiają problematyki niższego zespołu pod ewaporatami środkowego wapienia muszlowego i międzyewaporatowe problematyki wyższego zespołu we wkładzie normalnomorskim. Pierwsze znajdują się w pozycji upoważniającej do traktowania ich jako wyznaczające horyzont stratygraficznej korelacji o takiej samej wadze, jak bliska im litostratygraficzna stropowa granica warstw karchowickich. Powtórzenie zaś problematyków w centrum środkowego wapienia muszlowego w takiej samej sekwencji sedimentacyjnej, to znaczy pod ewaporatami, paleoekologicznie wiąże ich sytuację z określoną fazą zmiany chemizmu środowiska. To zaś z kolei podkreśla stratygraficzną rolę problematyków niższego zespołu, występujących w kompleksie warstwowym zachowanym na dużym obszarze monokliny. Dlatego te właśnie problematyki zostały wyeksponowane w tytule obecnej pracy.

W dziesięć lat od bolesnej daty śmierci profesora Jana Samsonowicza chciałbym, aby praca ta była uważana za wykonaną w Jego kręgu, mimo że nie odbyłem studiów pod Jego bezpośrednim kierownictwem i nie mogę pretendować do odpowiedniej klasy stratygraficznej wiedzy i metodyki. Niemniej zawsze pozostaje mi w pamięci, że właśnie On nie traktował nas, geologów grupy fliszowej, jako nie przygotowanych do akcji rozpoznania wiertniczych profiliów pozakarpackiej Polski. Zachęcał nas do samodzielnych diagnoz, mobilizował do bieżącego publikowania danych oraz sformułowań i zawsze nam pomagał. Bardzo Go nam brak!

Z szeregu geologów przemysłu naftowego i Instytutu Geologicznego, którzy koleżeńsko współpracowali ze mną w rozpoznawaniu wglębnej bu-

dowy monokliny przedsudeckiej, specjalnie dziękuję dr W. Karaszewskiemu z Instytutu Geologicznego, który umożliwił mi zapoznanie się z pięknym i barwnym profilem wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1, zawierającym kluczowe dane dla dolnego i środkowego wapienia muszlowego na północnym zanurzeniu tej megafortny. Bardzo też jestem wdzięczny dr L. Tellerowi z Polskiej Akademii Nauk, którego wkład w redakcyjne ujęcie tej pracy wybiegał daleko poza normalne jego obowiązki.

LITOSTRATYGRAFICZNE KOMPLEKSY I POZYCJA PROBLEMATYKÓW

Zmodyfikowana ślaska sekwencja dolnego wapienia muszlowego

Opierając się na rdzeniowej dokumentacji dolnego i środkowego wapienia muszlowego z wierceń Wschowa Geo 1—5 i Gorzów Wielkopolski IG-1, oraz dla środkowego wapienia muszlowego z wiercenia Świebodzin 1, przedstawiam poniżej rozróżnione litostratygraficzne wydzielenia tych podpięter. Wydzielenia te są w poszczególnych elementach potwierdzone, a poza tym *nie zaprzeczone* przez materiały z innych wierceń monokliny przedsudeckiej³. Ponadto dołączam jakościową charakterystykę elektrostratygraficzną (fig. 3).

Spągowym reperem jest górna granica utworów retu. Wyznaczają ją pakiety żółtawych margli, naprzemianległe z warstwami żółtawego ziarnistego wapienia o miąższości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Oba typy skalne zawierają *Myophoria costata* Zenk. i *Gervillia socialis* Schl. Granica ta daje się jednoznacznie przeprowadzić w rdzeniu o małej stracie (fig. 4a). Na wykresie profilowania elektrycznego wyznacza ją zmniejszenie ku górze wychyleń PS i wprowadzenie ku górze regularnego rozmieszczenia maksimów oporności pozornej (Tokarski 1965a).

Dolną część dolnego wapienia muszlowego tworzą warstwy gogolińskie, a dolną część tychże — kompleks marglisty. Składają się na niego szare wapienie margliste, „płytkowe”, grubości od 5 cm do 6 m z tym, że grubsze warstwy⁴ są co 1—4 cm przekładane przez szare margle o grubości 1—3 cm. Poza tym występują tu osobne warstwy szarego marglu grubości do 350 cm, a co kilka metrów napotyka się wapień falisty w war-

³ Poza wymienionymi siedmiu profilami oglądałem również rdzenie tych podpięter w następujących profilach: Bogdaj, Chlebowo 1, Granowiec, Ostrzeszów, Rawicz 1; Rybaki 1, 2, 3, 4, 5, 7, 17; Tarchały 2, Uciechów 1; Wschowa (poszukiwawcze) 1, 2, 3; Wschowa Geo 10. Profile z 49 innych wierceń, które przebiły omawiane podpiętra, miałem możność poznać bądź z literatury (Assmann 1925, 1929; Kłapciński 1958; Gortyńska 1961; Wyczółkowski 1967), względnie ze skróconego rejestru wykonanego przez mgr M. Rybickiego, a uprzejmie udostępnionego mi przez Kierownictwo Instytutu Geologicznego.

⁴ Podawane przeze mnie górne granice grubości warstw mogą być przesadzone w przypadku, gdy strata uzysku w dokumentacji rdzeniowej spowodowała brak rozdzielających warstewek i warstw o innym typie litologicznym.

stewkach i warstwach o grubości od 1 do 30 cm, rzadziej natomiast ponad 1 metr. Wyjątkowo trafiają się pojedyncze, kilkucentymetrowe, proste warstewki białawego, pylastego wapienia „kredowatego”. Z fauny znalazłem: *Gervillia socialis* Schl., *Myophoria* sp., *Hinnites* sp. Uderza brak krynoidów typowych dla śląskiego odpowiednika tej serii, to znaczy warstw z *Pecten* i *Dadocrinus* (Assmann 1944, Siedlecki 1952). Grubość całego kompleksu wynosi od 22,3 do 32,15 metrów (fig. 5). Górna granica daje się jednoznacznie przeprowadzić w rdzeniu (fig. 4b). Elektrostratygraficznie odpowiada jej nieznaczne zmniejszenie i ujednoclenie wahań PS ku górze oraz początek zwiększonego przyrostu pozomnych oporności w tym kierunku (fig. 3).

Górną część warstw gogolińskich tworzy kompleks falisty. Występuje w nim przewaga typowego wapienia falistego w warstewkach i warstwach grubości od 3 cm do kilku metrów, miejscami mogącego dochodzić w zwartym zespole do ponad 10 m miąższości. Przegradzają go szare wapienie margliste, płytowe i margle, a także białawe wapienie, drobnooolityczne, czyli piankowe, we wkładkach od jednego do kilkudziesięciu centymetrów grubości, rzadko przekraczające 1 m. Ostatnie trzy typy skał tworzą w zbadanych profilach łącznie nie więcej niż 10% masy skalnej. Pozostałość reprezentuje wapień falisty. Typowość wapienia falistego polega na tym, że pogięte warstewki jasnoszarego marglistego wapienia, grubości od 1 milimetra do 2 centymetrów, przekładane są pogiętymi warstewkami szarego marglu grubości 1—5 mm. Miejscami wapienne warstewki kończą się wśród bifurkujących warstewek marglu. Tekstura nietypowego wapienia falistego przekracza wyżej podane normy w kierunku większej grubości warstewek wapienia i bardziej rozpowszechnionego ich rwania, aż do powstania tekstury gruzłowej. Z fauny znalazłem w kompleksie falistym jedynie *Velopecten albertii* Bronn. Kompleks ten jest odpowiednikiem trzech wapieni falistych Śląska łącznie z warstwami międzyfalistymi (Assmann 1944, Siedlecki 1952), a jego grubość wynosi od 29,4 do 56,9 m (fig. 5). Górna granica daje się jednoznacznie określić w rdzeniach o małej stracie (fig. 4c), a elektrostratygraficznie przez szybkie zmalenie ku górze wychyleń PS i zagęszczenie ku górze wskazań oporności pozornej (fig. 3).

Górną część dolnego wapienia muszlowego tworzą łącznie od dołu: dolne i górne warstwy gorazdeckie, wkładka „terebratulowa”, warstwy karchowickie i margle podewaporatowe. Za wyjątkiem ostatniego kompleksu korelacja ze śląskimi wydzieleniami jest tu wskazana przez zastosowaną nomenklaturę.

Na dolne warstwy gorazdeckie składają się, w jednakowych wzajemnych proporcjach, wapienie faliste typowe, wapienie margliste płytowe i szare margle w naprzemianległych warstewkach i warstwach grubości od 2 do 40 cm, rzadko do 1 m. Kompleks ten tworzy około połowę uzyskanej w rdzeniach masy skalnej. Przekładany jest on warstwami białawo-

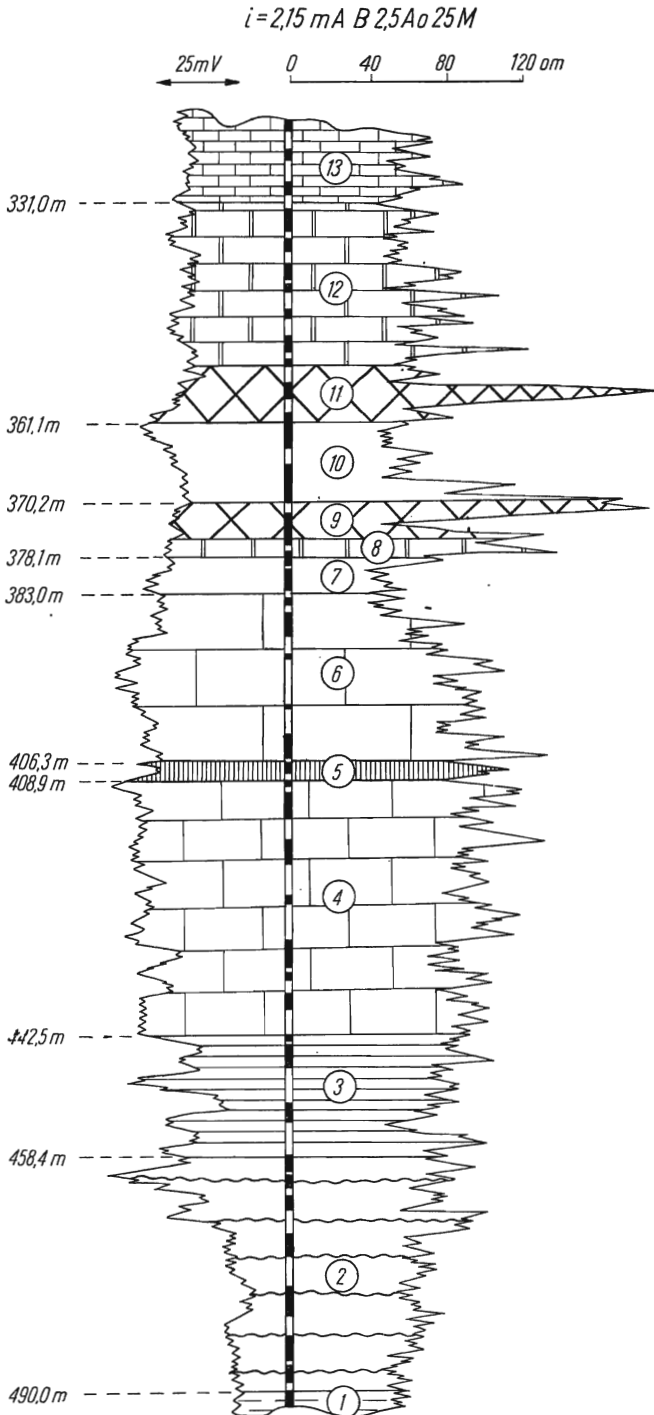


Fig. 3

wych wapieni pylastych, „kredowatych” i białych wapieni piankowych z widoczną miejscami strukturą oolityczną. Wapienie te, w warstwach o grubości od 12 do 80 cm, rzadko do 2 m, tworzą drugą połowę materiału skalnego. Z fauny znalazłem jedynie *Gervillia socialis* Schl. Miąższość wynosi 5—24,4 m (fig. 5). Górna granica daje się jednoznacznie określić w nieprzerwanym rdzeniowym profilu o małej stracie (fig. 4d). Elektrostratygraficznie odwzorowuje ją zmniejszenie i wyrównanie wahań PS ku górze przy rozszerzeniu maksimów wskazań pozornej oporności w tymże kierunku (fig. 3)⁵.

Górne warstwy gorazdeckie, tworzące 70,9—95% masy skalnej używanej w rdzeniach, wykształcone są — we wzajemnie wyrównanych proporcjach — w postaci białych wapieni pylastych, „kredowatych” oraz wapieni piankowych, naprzemianległe w warstewkach i warstwach grubości od 4 cm do 4,3 m. Rzadziej przekładane są szarymi marglistymi wapieniami płytowymi, szarymi wapieniami ziarnistymi, a także marglami, gdzieniegdzie dolomitycznymi, a bardzo rzadko wapieniami falistymi. Wszystkie te szare wkładki tworzą łącznie 5—29,1% materiału skalnego i występują w warstewkach i warstwach grubości od kilku milimetrów do 1 m, rzadko do 1,8 m. Zupełnie zaś wyjątkowo w profilu wiercenia

Fig. 3

Typ elektrostratygrafii dolnego i środkowego wapienia muszlowego Ziemi Lubuskiej
(wiercenie Wschowa (Geo 3))

Liczby w kółkach: dolny wapień muszlowy — 1 kompleks marglisty, 2 kompleks falisty, 3 dolne warstwy gorazdeckie, 4 górne warstwy gorazdeckie, 5 wkładka „terebratulowa”, 6 warstwy karchowickie, 7 margle podewaporatowe; środkowy wapień muszlowy, niższy cyklotem ewaporatowy — 8 człon magnezowo-węglanowy, 9 człon siarczanowy; wyższy cyklotem — 10 wkład normalnomorski; część ewaporatowa — 11 człon siarczanowy, 12 człon magnezowo-węglanowy, 13 utwory górnego wapienia muszlowego

A standard electrostratigraphy of the Lower and Middle Muschelkalk of the Ziemia Lubuska (borehole Wschowa Geo 3)

Numbers in circlets: Lower Muschelkalk — 1 marly complex, 2 undate complex (Wellenkalk), 3 lower Gorazde beds, 4 upper Gorazde beds, 5 „Terebratula” (n)layer, 6 Karchowice beds, 7 subevaporite marls; Middle Muschelkalk, lower evaporitic cyclothem — 8 magnesian member, 9 sulphate member; upper cyclothem — 10 normal-marine complex; evaporitic part — 11 sulphate member, 12 magnesian member, 13 Upper Muschelkalk rocks

⁵ Zmniejszenie amplitudy wahań PS w górę u dolnej granicy górnych warstw gorazdeckich jest zaskakujące ze względu na spodziewany odwrotny obraz, jaki mógłby wynikać z większej porowatości tych warstw zawierających ponad 70% wapieni piankowych.

Wschowa Geo 3 na 10 m ponad dolną granicę górnych warstw gorazdec-
kich, warstwa dolomitycznego marglu grubości 18 cm laminowana jest
gipsem. Z fauny znalazłem terebratule i przegrzebki z odróżnialnym *Pec-
ten discites* Bronn. Miąższość wynosi 10,6—34,8 m (fig. 5).

Wyróżniona przeze mnie w omawianych profilach wkładka „tere-
bratulowa” została tak nazwana, mimo nie znajdowania w niej terebra-
tul, przez analogię z wydzieleniem P. Assmanna (1925, 1929, 1944) oraz
S. Siedleckiego (1952) w obrębie facji śląskiej. Tak samo bowiem, jak na
Śląsku i w obszarze chrzanowskim, w profilach Ziemi Lubuskiej jest to
wkładka o przewadze szarego manglistego wapienia nad białym, pianko-

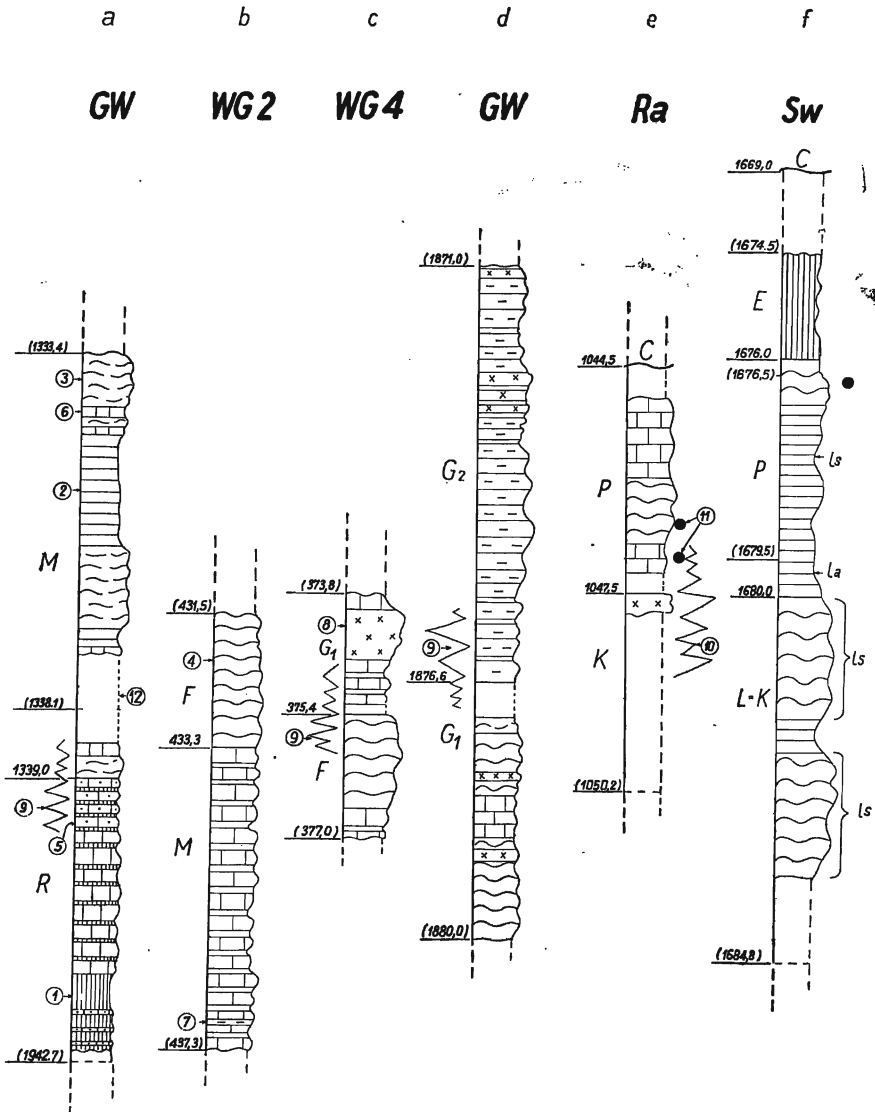


Fig. 4

wym i „kredowatym”. Rozdziela ona tu górne warstwy gorazdeckie w dole od warstw karchowickich w górze. W obu warstwach białe wapienie o przewodzie typu piankowego tworzą główną masę skały. We wkładce „terebratulowej” szare, margliste wapienie występują w gładkich ławicach grubości od 7 do 85 cm, na przemian z nielicznymi warstwami nietypowego wapienia falistego, grubości 10—23 cm, oraz z liczniejszymi warstwami białych wapieni pylastych, „kredowatych” i piankowych, z powierzchniami stylolitowymi o miąższości 8—88 cm. Z fauny znalazłem *Pecten discites* Bronn oraz nagromadzenia nieoznaczalnych skorup. Grubość całej wkładki „terebratulowej” wynosi 2—6,5 m (fig. 5). Obie granice wkładki „terebratulowej” traktowane są umownie, jako wydzielające większe nagromadzenie szarych marglistych wapieni na tle białych wapieni piankowych i „kredowatych” (tab. 1). Na standartowym wykresie elektrycznego rdzeniowania omawianych profilów w odnośnym miejscu można znaleźć krótki odcinek o wygładzonych wskazaniach PS i obniżonym wymiarze oporności pozornej. Trudno jednak byłoby rozpoznać to miejsce nie rozporządzając wskazaniem materiału rdzeniowego (fig. 3).

Fig. 4

Rdzeniowa dokumentacja litostratygraficznych granic w obrębie dolnego wapienia muszlowego Ziemi Lubuskiej i Przedgórze Karpat

Liczby w kółkach: 1 margiel dolomityczny, 2 margiel, 3 wapień gruzłowy, 4 wapień falisty, 5 wapień ziarnisty, 6 wapień płytowy, 7 wapień „kredowaty”, 8 wapień piankowy, 9 schemat wyznaczenia granicy przez PS, 10 schemat wyznaczenia granicy przez pozorne opory, 11 problematyki, 12 strata rdzenia; R ret, dolny wapień muszłowy — M kompleks marglisty, F kompleks falisty, G₁ dolne warstwy gorazdeckie, G₂ górne warstwy gorazdeckie, K warstwy karchowickie, L = K warstwy z *Lima striata* (odpowiednik warstw karchowickich), P margle podewaporatowe; E najniższa część środkowego wapienia muszlowego — C utwory keloweju; ls *Lima striata* Schl., la *Lima* cf. *angustestriata* Assm.; wiercenia Ziemi Lubuskiej: GW Gorzów Wielkopolski IG-1, WG 2, 4 Wschowa Geo 2 i 4; wiercenia Przedgórze Karpat: Ra Radzanów 1, Sw Swarzędz 9; liczby bez nawiasów — granice litostratygraficzne; liczby w nawiasach — granice interwałów rdzeniowania

Core test of lithostratigraphic boundaries in the Lower Muschelkalk in the Ziemia Lubuska and the Carpathian Foreland

Numbers in circlets: 1 dolomitic marl, 2 marl, 3 nodular limestone, 4 undate limestone (Wellenkalk), 5 granular limestone, 6 platy limestone, 7 „chalky” limestone, 8 spumous limestone (Schaumkalk), 9 PS log determined boundary, 10 apparent resistance log determined boundary, 11 problematica, 12 core loss; R Rhetian, Lower Muschelkalk — M marly complex, F undate complex (Wellenkalk), G₁ lower Gorazde beds, G₂ upper Gorazde beds, K Karchowice beds, L = K *Lima striata* beds (equivalent to Karchowice beds), P subevaporite marls; E lowermost part of the Middle Muschelkalk — C Callovian rocks; ls *Lima striata* Schl., la *Lima* cf. *angustestriata* Assm.; Ziemia Lubuska boreholes: GW Gorzów Wielkopolski IG-1, WG 2, 4 Wschowa Geo 2 and 4; Carpathian Foreland boreholes: Ra Radzanów 1, Sw Swarzędz 9; numbers without brackets — lithostratigraphical boundaries; numbers in brackets — cored sector marks

Warstwy karchowickie w granicach 53—98,70/0 są reprezentowane przez białe wapienie piankowe, oolityczne i pylaste, „kredowate” (tab. 1). Występują one w warstewkach i warstwach grubości od kilku milimetrów do 3,6 m, przy czym charakterystyczne są powierzchnie stylolitowe. Oba typy skalne w dużej mierze przekładają się wzajemnie. Gdziekolwiek są one jednakże rozgraniczone warstewkami i warstwami szarych marglistych wapieni płytowych lub szarych margli, o grubości od kilku mili-

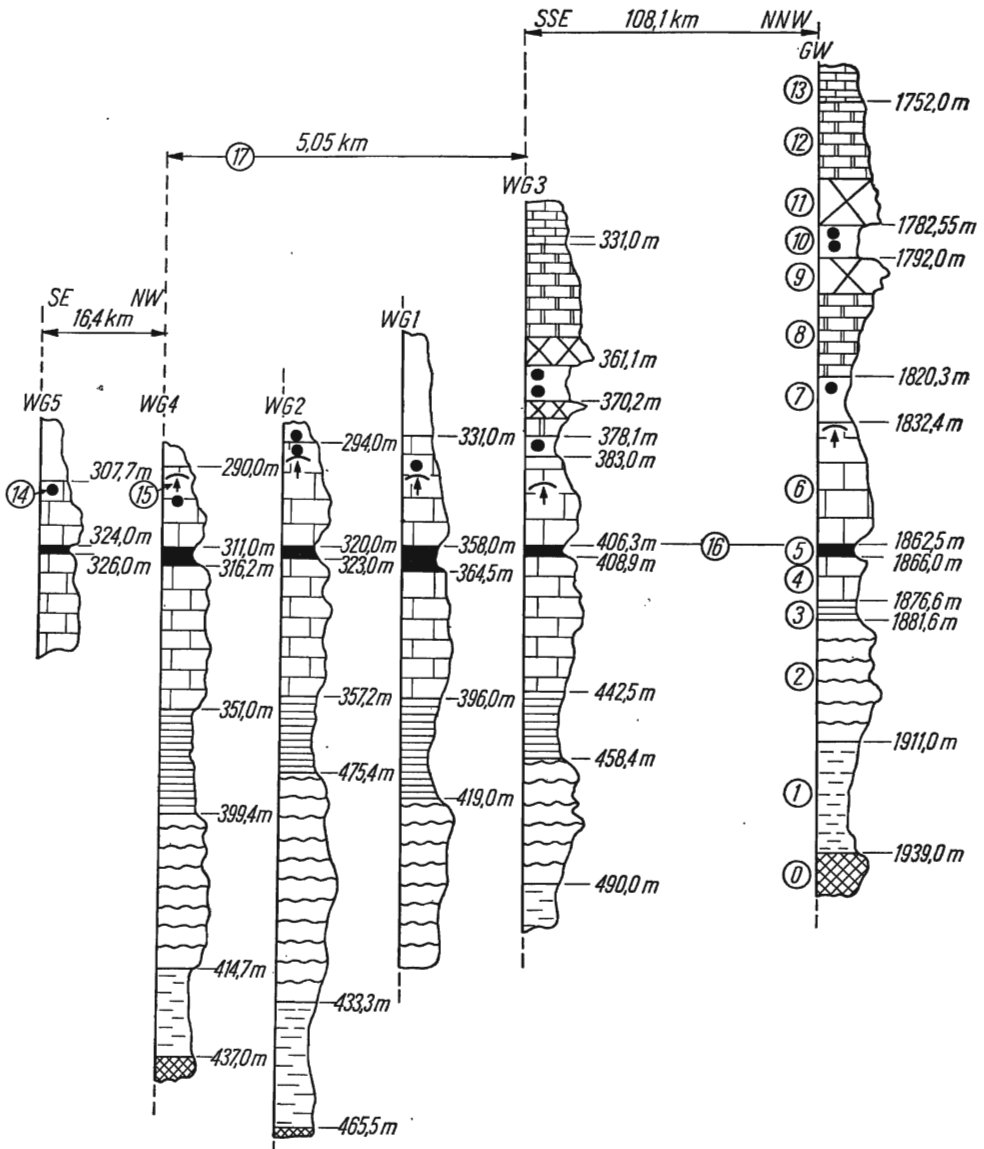


Fig. 5

metrów do 4 m, oraz nietypowymi wapieniami falistymi i gruzłowymi⁶, nie grubszymi niż 1,8 m. Z fauny znalazłem: *Terebratula ecki* Frantzen, *Terebratula* sp., *Gervillia* sp., *Myophoria* cf. *vulgaris* Bronn, *Myophoria* sp., *Pecten discites* Bronn, *Pecten* sp., *Velopecten albertii* Gldf., *Enantiostreon?*, fragmenty zwojów ślimaków, człony krynowców, kolce jeżowców, druzgot skorup i problematyki. Grubość warstw karchowickich wynosi 16,3—30,1 m (fig. 5). W dwóch z omawianych profilów — Wschowa Geo 2 i 4 — daje się ponadto wyróżnić górną partię warstw karchowickich o miąższości 16,4 m i 10 m odpowiednio na 26 i 21 metrów ich całkowitej grubości. W tych górnych partiach brak jest wapieni falistych, a warstwy szarego wapienia marglistego płytowego i marglu występują obficie i nie są cieńsze niż 80 cm (tab. 1). Stropową granicę warstw karchowickich prowadzę tam, gdzie w rdzeniach ostatecznie znikają ku górze wapienie typu piankowego. Na wykresie profilowania elektrycznego, przy górnej granicy warstw karchowickich amplitudy (PS są już niewielkie i nie

Fig. 5

Korelacja pozycji dwóch grup problematyków w dolnym i środkowym wapieniu muszlowym Ziemi Lubuskiej

Liczby w kółkach: 0 ret, dolny wapień muszlowy — 1 kompleks marglisty, 2 kompleks falisty, 3 dolne warstwy gorazdeckie, 4 górne warstwy gorazdeckie, 5 wkładka „terebratulowa”, 6 warstwy karchowickie, 7 margle podewaporatowe; środkowy wapień muszlowy, niższy cyklotem ewaporatowy — 8 człon magnezowo-węglanowy, 9 człon siarczanowy; wyższy cyklotem — 10 wkład normalnomorski; część ewaporatowa — 11 człon siarczanowy, 12 człon magnezowo-węglanowy, 13 utwory górnego wapienia muszlowego, 14 problematyki, 15 górny zasięg normalnej fauny dolnego wapienia muszlowego, 16 korelacyjny poziom stropu wkładki „terebratulowej”, 17 wskazania wzajemnej sytuacji profilów; WG 1—5 Wschowa Geo 1—5, GW Gorzów Wielkopolski IG-1

Correlated position of two problematica groups in the Lower and Middle Muschelkalk of Ziemia Lubuska

Numbers in circlets: 0 Rhetian, Lower Muschelkalk — 1 marly complex, 2 undate complex (Wellenkalk), 3 lower Gorazde beds, 4 upper Gorazde beds, 5 „Terebratula” inlayer, 6 Karchowice beds, 7 subevaporite marls; Middle Muschelkalk, lower evaporitic cyclothem — 8 magnesian member, 9 sulphate member; upper cyclothem — 10 normal-marine complex; evaporitic part — 11 sulphate member, 12 magnesian member, 13 Upper Muschelkalk, 14 problematica, 15 upper range of the normal Lower Muschelkalk fauna, 16 correlative plane of the top of the „Terebratula” inlayer, 17 mutual position data of profiles; WG 1—5 Wschowa Geo 1—5, GW Gorzów Wielkopolski IG-1

⁶ Niezależnie od lokalnych dużych grubości warstw wapieni marglistych, płytowych, falistych i margli, w obrębie warstw karchowickich omawianych profilów, w żadnym z nich nie występują one ani w takim zagęszczeniu, ani w takiej pozycji w stosunku do tła wapieni piankowych i kredowatych, żeby powstała wątpliwość co do prawidłowego wyróżnienia wkładki „terebratulowej”, chociaż jej litologia jest analogiczna.

zmieniają swego typu. Natomiast wykresy oporności pozornej stopniowo zmniejszają wysokość wskazań ku górze tych warstw, aż do osiągnięcia minimum u ich stropu, z równoczesnym wygładzeniem amplitud (fig. 3).

Wyżej występuje kompleks margli podewaporatowych (tab. 1), który składa się z margli, partiami dolomitycznych, oraz z szarych marglistych wapieni płytowych, gruzłowych lub falistych, miejscami dolomitycznych, bardziej żółtawych. Grubość warstw i warstewek jest zmienna i wynosi od 1 cm do kilku metrów. Gdzieś tam są one naprzemianległe, a czasami tworzą grubsze pakiety jednego typu. Grubość całkowita tego kompleksu wynosi 4,9—26,5 m. Wyższa cyfra odnosi się do profilu wiercenia Wschowa Geo 1, gdzie margle podewaporatowe są ścięte powierzchnią podtrzęsiorzędową (fig. 5). Kompleks ten daje obok małych amplitud PS także niskie i wyrównane wskazania oporności pozornej. Dlatego jego górna granica ku ewaporatom środkowego wapienia muszlowego z ich „prostokątnie” wyrastającymi dużymi opornościami pozornymi jest wyraźna na wykresie profilowania elektrycznego (fig. 3).

Margle podewaporatowe, pozbawione piankowych wapieni typowych dla warstw karchowickich, rozpoczynają nadległą sekwencję ewaporatową i należą zasadniczo do środkowego wapienia muszlowego⁷. Margle te w profilach Ziemi Lubuskiej wiążą jednak z dolnym wapieniem muszlowym, gdyż łączy je z warstwami karchowickimi zjawisko zanikania ku górze śladów życia organizmów dolnego wapienia muszlowego. Wskazuje na to, moim zdaniem, występowanie niższego zespołu problematyków. Poniżej wyliczam ich stanowiska (fig. 5):

1. W profilu wiercenia Wschowa Geo 1 najwyższe nagromadzenie skorup fauny napotkałem na 10 metrze poniżej stropu warstw karchowickich, a 7,5 m poniżej górnej granicy tych warstw, we wkładce wapienia typu falistego, znalazłem problematyk (pl. I, fig. 1). Jest to rozduszony wałek o widocznej długości 5 cm i szerokości 1 cm, leżący na poziomej powierzchni. Wyróżnia się on ciemniejszą barwą na tle skalnym i tak samo ciemniej zaobarwiony jest jego stropowy negatyw.

2. W profilu wiercenia Wschowa Geo 2, 1 m poniżej stropu warstw karchowickich, znalazłem problematyk w wapieniu typu falistego (pl. I, fig. 2). Są to dwie niewyraźnie okonturowane części rozduszonego wałka, leżące na wspólnej poziomej powierzchni — jeden w przedłużeniu drugiego w odległości 6 mm. Ich widoczna długość wynosi 3 i 1,2 cm, a szerokość 2 i 8 mm, przy nieregularnych bocznych konturach. Grubość wałków wynosi 2 mm, a są ciemniejszą barwą odbijają od tła skały.

Jeden metr nad stropem warstw karchowickich znalazłem w war-

⁷ J. Wyczółkowski (1957) dla profilu wiercenia 1-KIW Wieluń włącza do środkowego wapienia muszlowego utwory o analogicznej litologii i homologicznej pozycji litostratygraficznej z marglami podewaporatowymi profilów Ziemi Lubuskiej, co prawda dodając jeszcze u dołu wapienie, które należą, moim zdaniem, do warstw karchowickich.

stwie falistego wapienia z margli podewaporatowych podobny problematyk, z którego jednak nie zachował mi się ani okaz, ani opis. O 2—3 m niżej od najniższego problematyku, jeden metr rdzenia piankowego wapienia zawiera liczne skorupy terebratul, a o 50 cm pod nimi występuje *Gervillia* sp. Poniżej (8,5 m) tego stanowiska, również w wapieniu napotkałem *Terebratula ecki* Frantzen, 12 m nad spągiem warstw karchowickich znalazłem natomiast kolec jeżowca, a 70 cm pod nimi — człony krynoidów.

3. W profilu wiercenia Wschowa Geo 3 najwyżej występujący problematyk (pl. I, fig. 3) znalazłem w marglach podewaporatowych 2 m ponad górną granicą warstw karchowickich, to znaczy nad najwyższą wkładką wapienia piankowego. Jest to wałek tkwiący poziomo w środku 30-centymetrowej warstwy dolomitycznego wapienia gruzłowego, lekko zakrzywiony, spłaszczony o długości 37 mm i szerokości 10—12 mm. Z jednej strony zwężony i jakby urwany, o grubości 2 mm, swą ciemnoszarą barwą wyróżnia się na tle skalnym. Niżej, dopiero o 7,5 m pod stropem warstw karchowickich znalazłem w wapieniu kredowatym *Gervillia* sp., *Pecten* sp. i *Enantiostreon*?

4. W profilu wiercenia Wschowa Geo 4 najwyższym znalezionym przeze mnie śladem życia w dolnym wapieniu muszlowym jest kolec jeżowca tkwiący w piankowym wapieniu w obrębie warstw karchowickich, 4 m poniżej ich stropu, to znaczy poniżej najwyższej wkładki tego wapienia (fig. 5). Poniżej (50 cm) tego kolca występuje w wapieniu typu falistego nagromadzenie skorup terebratul, a jeszcze o 1,5 m niżej *Gervillia* sp.

Dopiero o 9,5 m poniżej stropu warstw karchowickich, jeszcze w obrębie dającej się wydzielić w tym profilu ich wyższej części (s. 723), znalazłem w wapieniu typu falistego najwyżej występujący tu problematyk dolnego wapienia muszlowego (pl. I, fig. 4). Jest to lekko spłaszczony wałek, nieznacznie zgięty, o widocznej długości 3,5 cm i szerokości 6 mm w części zanurzającej się ukośnie w poziomą powierzchnię pod kątem 3°. W części zaś wynurzonej, gdzie widać odstającą grubość tego wałka wynoszącą 2 mm, szerokość dochodzi do 7 mm. Barwą nie różni się on od szarego tła skały.

O 1,5 m niżej, w piankowym wapieniu znalazłem kolec jeżowca i szczątki zwojów ślimaka, a jeszcze 5,0 m niżej *Velopecten albertii* Gldf. Kolec jeżowca, zwoje ślimaka i *Myophoria* cf. *vulgaris* Bronn wykryłem także w piankowym wapieniu tuż przy spągu warstw karchowickich.

5. W profilu wiercenia Wschowa Geo 5, jako najwyższy ślad organizmów dolnego wapienia muszlowego, znalazłem problematyk (pl. I, fig. 5) 2 m poniżej stropu warstw karchowickich, to jest poniżej najwyższej wkładki wapienia piankowego, w wapieniu typu falistego (fig. 5). Jest to jakby negatyw lekko spłaszczonego wałka w postaci wgłębienia w lekko falistej powierzchni, o szerokości 5 mm i grubości około 1 mm.

Tabela (Chart) 1*

Litogram sekwencji materiału rdzeniowego od stropowej części górnych warstw gorazdeckich do spagowej części utworów środkowego wapienia muszlowego z profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1

Lithograph sequence of the core material from the topmost part of the upper Gorazde beds to the lowermost part of the Middle Muschelkalk from borehole Gorzów Wielkopolski IG-1

1	((19	= 0,2	10	((40
1	= 1	2	= 1	19
1	((14	= 0,2	10	= 1
2(x)	(10	2	= 1	4
.37	((10	= 0,2	10	= 1
1(x)	((30	17	= 1	4
.130	((25	= 2	10	= 1
.. 82	((25 IV	2	= 1	5
. 88 V	---- 1832,4	= 2	10	= 1
---- 1820,3	83 "t"	2	= 1	8
= 6 IV	((67 III	= 2	10	= 1
((16	9	2	= 1	5
= 10	= 1	= 2	3	= 1
((15	((1	2	= 25	8
((10	184	= 2	(25	= 1
((10	(15	2	90	((20
((15	3	= 2	= 1	10
((36	(97	2	44	((10 II
((4	((10	= 2	= 1	----1866,0
((32	(10	2	284	- 30 I
((13 "p"	((10,	= 2	(40	10
((15	(8	2	3	= 0,1
((20	((2	= 1	(5	4,8
((40	(10	40	112	= 0,1
((18	((3	= 10	= 0,2	4,9
((22	((27	10	3,6	= 0,1
((2	= 20	= 2	= 0,2	4,9
((68	((40	48	3	= 0,1
((12	20	= 3	= 0,2	5
((16	((140	32	3	-220
((2	(10	= 5	= 0,2	= 3
((32	10	15	3	47
((8	(80	((15	= 0,2	= 3
((25	- 12	59	3	- 27
((25	(38	= 1	= 0,2	90
((10	30	1	60	= 1
= 3	= 20	= 1	(40	38,7
((27	((10	8	320 III	= 0,3
((30	81	(35	----1862,5	55
((10	= 0,2	75	((20 II	- 67
((3	2	= 1	65	= 3
((17	= 0,2	9	((10	- 50
= 4	2	= 1	(8	1
				1

Materiał rdzeniowy nie zachował pozytywu. Jeden koniec negatywu jest ukośnie ucięty, jakby odkrojony na warstwie. W drugą stronę rowek ten biegnie prosto na długości 30 mm, aby następnie odchylić kierunek o 20° i po 14 mm dochodzi do brzegu rdzenia. Barwa negatywu jest szara jak tło skalne. W profilu tym nie znalazłem fauny w obrębie warstw karchowickich.

Omówiony problematyk zamyka całą ich grupę znaną w profilach wierceń Wschowa Geo 1—5. Wszystkie one w kształcie wałków nie wykazują nigdzie śladów przecinania skały poprzednio skonsolidowanej. Przeciwnie, dla obu „szarych” problematyków, to znaczy z profilów Wschowa Geo 4 i 5, widać ich zlewanie się z tłem skalnym; dla pierwszego w miejscu ukośnego wchodzenia w powierzchnię warstwy, a dla drugiego od miejsca jego zakręcania aż do brzegu rdzenia. Cechy te wskazują na typ „miękkiego dna” (Kaźmierczak & Pszczołkowski 1968).

6. W profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1 znalazłem problematyki (pl. I, fig. 6 i 7) jako najwyższe ślady życia w dolnym wapieniu muszlowym. Występują one w obrębie margli podewaporatowych, 3 m poniżej spągu utworów ewaporatowych środkowego wapienia muszlowego (tab. 1). Tu w wapieniu typu falistego, w pionowym przekroju rdzenia przebiega, zniżając się w dół, kanał zagięty w płaszczyźnie pionowej, długości 4,5 cm i średnicy 3 mm u góry (pl. I, fig. 7). Kanał ten, będąc w górnej części wypełniony ciemnoszarym, wyodrębniającym się wałkiem, schodzi od nierównej, wklęsłej powierzchni warstwowej w dół z pochyleniem $60-70^\circ$ i dalej do pionu, na odcinku długości 2 cm. Tu kanał przecina od góry, na długości 8 mm warstewkę jasnoszarego marglistego wapienia. Pod nią przechodzi na długości 9 mm przez grubszą (0,5—1 cm), nieregularnie ograniczoną warstewkę ciemnoszarą i znowu wchodzi na długości 3 mm w niższą warstewkę jasnoszarego marglistego

* Objaśnienia: grubości podane w centymetrach, a znaki przy nich określają: (((— wapień falisty, ((— wapień gruzowy, (— wapień płytowy, = — margiel, - — wapień „kredowaty”, .. — margiel dolomityczny, . — dolomit, (x) — gruzeł anhydrytu względnie gipsu, brak znaku — wapień piankowy; I — stropowa część górnych warstw gorazdeckich, II — wkładka „terebratulowa”, III — warstwy karchowickie, IV — margle podewaporatowe, V — spągowa część utworów środkowego wapienia muszlowego. Granice litostratigraficzne podane są w metrach; „t” — *Terebratula* sp., „p” — problematyk.

Legend: numbers denote thicknesses in centimetres and the marks mean: (((— undate limestone (Wellenkalk), ((— nodular limestone, (— platy limestone, = — marl, - — “chalky” limestone, .. — dolomitic marl, . — dolomite, (x) — anhydrite and gypsum nodule, lack of mark concerns — spumous limestone (Schaumkalk); I — topmost part of upper Gorazde beds, II — “Terebratula” inlayer, III — Karchowice beds, IV — subevaporite marls, V — lowermost part of the Middle Muschelkalk. Lithostratigraphical boundaries are given in metres; “t” — *Terebratula* sp., “p” — problematicum.

wapienia, przyjmując pozycję pionową. Do tego miejsca kanał jest wypełniony wałkiem, którego średnica wynosi 2 mm w najniższym miejscu. Warstewka ciemnoszara jest wyraźnie obniżona wzdłuż biegu kanału o 2—3 mm po stronie przeciwnej kierunkowi jego pochylenia, z wyraźnym włeczeniowym wygięciem jej spągu przy kanale po drugiej, zawieszona stronie. Po 3 mm pionowego biegu, w obrębie dolnej warstewki jasnoszarego wapienia, kanał skręca w pionowej płaszczyźnie w dół pod kątem 20° skierowując się przeciwnie względem górnej części. Na skręcie wałek kończy się obłą wypukłością. Sam kanał natomiast jest dalej pusty, a jego średnica zżęza się do 1,5 mm i po 2,5 cm obcięty jest granicą uzyskanego odcinka rdzenia. Wałek ma barwę ciemnoszara, co odróżnia go wyraźnie od jasnych warstewek skały, a nieznacznie od warstewki środkowej.

Górna wgięta powierzchnia górnej warstewki jasnoszarego wapienia wyszła w rdzeniu jako fuga międzywarstwowa, oddzielająca ją od wyższej, grubszej (0,5—1 cm) wypukłej ku dołowi warstewki wapienia, w której nie ma przedłużenia omawianego kanału. Kanał zaczyna się u góry na wklęsłej fudze międzywarstwowej jako niewyraźnie widoczny (pl. I, fig. 6) owalny wżer o długości 7 mm, szerokości 4 mm i głębokości 1 mm. Wypełnienie jego dna przechodzi, na obcętym omawianą pionową powierzchnią zakończeniu owalu, w opisany wałek wypełniający kanał. Na powierzchni fugi międzywarstwowej widać jeszcze trzy inne analogiczne owalne wżery. Dwa z nich mają dno przegłębione przy jednym zamknięciu owalu tak, jakby tam były wejścia do kanałów wnikających w skałę. Jeden zaś wżer, mniej wyraźny, przecięty tą samą pionową płaszczyzną, w której przebiega opisany kanał, także zdaje się przedłużać w tej płaszczyźnie w niewyraźny kanał pochyłony pod kątem 50° i o długości 4 cm aż do obcęcia przez spód uzyskanego odcinka rdzenia (pl. I, fig. 7). Kanał ten jest pochyłony w przeciwnym kierunku niż poprzednio opisany i obniża środkową ciemnoszara warstewkę od strony tamtego kanału o 3 mm. Na dolnej, nie fotografowanej, powierzchni warstewki przykrywającej międzywarstwową fugę z wżerami (pl. I, fig. 6) wklęsłościom tychże odpowiadają pozytywy zrosnięte z wyższą warstewką.

Całość sugeruje, że są to ślady działalności organizmów w skale już w takim stopniu skonsolidowanej, że zachowały się poczynione przez nie wżery, a jeszcze na tyle miękkiej, że organizmy te powodowały jej zaburzenia. Łączyłyby się tu więc cechy „twardego dna” z objawami typu „miękkiego dna” (Kaźmierczak & Pszczółkowski 1968).

Niżej w profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1 nie znalazłem śladów życia w marglach podewaporatowych, których grubość wynosi tu 12,1 m, a w niżej występujących warstwach karchowickich, miąższości 30 m, stwierdziłem jedynie — 20 cm pod ich stropem — nieoznaczalną terebratulę w piankowym wapieniu (tab. 1).

Porównawczy litogram sekwencji materiału rdzeniowego środkowego wapienia muszlowego z profili trzech wzorcowych wierzeń Ziemi Lubuskiej
Correlative lithograph of the core material sequence of the Middle Muschelkalk of three model borehole profiles of Ziemia Lubuska

1	2	3	2a	3a	1a	2b	3b	1b	2c	3c	2d	3d	3e
			x. 29,5	-150		.. 6,5	. 40		. 3,4	.. 5	x. 55		
			x. 2	x. 30		x 3	x. 70		x 0,3	x. 3	..x 10 a	. 5	1(x)
			x 3	5(x)		.. 1	..(200		. 10	.. 2	x 20	.. 12	..130
	(30		x. 2	..(30		x 1	. 70		x 1	. 40	. 4	.. 10	.. 82
	(30		x. 70	x 0,3		.. 17	x. 25		x 19	..10	x 1	8(x)	.. 88
	= 2		. 85	..(124,7		x 1	. 5		x 1,5	. 20	. 3	.. 10	—1820,3
((15	(28		x 0,3	x.(25		.. 10	..(40		. 5,5	x 2 b	x 3	.. 12	= 6
-160	= 30		.. 2,7	..(10		x 1	. 60		x 2,5	x.10	x. 1	.. 26	((10
(47	(30		x 0,5	x 1		.. 1	.. 10		x 0,5	..20	x 2	.. 17	
—1082,0	—331,0		.. 0,5	..(59		x 1	x 1		—361,1	x. 5	. 33	.. 3	
- 13	..300		x 1	. 140		.. 7	. 9	—1138,0	. 65	..pd"	..39	x 1	2(x)
x 15	. 105		.. 3	x. 30		x 0,3	. 27		. 8	. 6	. 4	.. 15	B
x 70	x. 5		x. 7	. 15		.. 0,7	7(x)		.. 1	x.15	.. 22	.. 20	
. 15	x 10		.. 0,5	.. 95		x 0,5	—1782,55		x 1	x.35	. 3	5(x)	
x. 65	. 3		x 0,5	. 10	.. 3	.. 18,5	= 45		.. 5	..x50 a	.. 19	.. 25	
. 20	.. 37		.. 1	.. 80	x 97 f	x 32 f	(12	22	x 0,5		x. 1	.. 5	
.. 20	x 2		x 1	..(60	. 100	.. 3	= 88	= 3	.. 1,5	. 30	—378,10	.. 20	
. 30	.. 10		.. 0,5	x 3 f		x 3	((40	(15	x 0,5	..20	..170	. 4	
	x 3		x 0,5	..(147		x. 4	30	26	.. 17,5	..pd"	. 15	((40	.. 1
	.. 7		.. 2	. 130		(2	(30	= 1	..200	..pd"	..35(x)		.. 2
	x 0,3		x 1,5	.. 40		x. 28	30	48	(70	..30x		.. 1	.. 1
	.. 29,7		.. 2,5	. 20		. 1	((110	((35	.. 30	..20x		.. 5	.. 5
	x. 42		x 0,5	x 0,1		x 1	-500	50	((235	..p"	..20x	B	.. 1
	x 0,1		.. 0,5	. 27,8		.. 10	—1792,0	—1163,0	—370,2	..30		.. 2	
	.. 39,9		x 0,5	x 0,1		x 0,5	. 20	. 55	x. 65	. 45	.. 1	.. 1	
	x 3		..23,5	. 19,9		. 1	.. 2	x.115	x 15	..14	. 5	.. 5	
	.. 4		x 1,2	x 0,1		x 0,3	..x 78	. 2	..x 30	1(x)	.. 1	.. 1	
	x 0,3		.. 1,8	. 19,9		. 1,2	x 40	x 8	.. 5	..28	.. 4	.. 4	
	.. 7,7		x 20	x 0,1		x 14	. 30	. 25	x 18	d	2(x)	.. 1	
	x 0,3		..22	. 19,9		. 11	.. 13	x. 35	. 12	.. 5	.. 5	.. 5	
	.. 24,7		. 3(x)	x 0,1		x 0,1	..x307	d	x 50	d	x. 17	. 5	.. 1
	x. 29		..20	. 12		. 9,8	. 10	..x150	. 3	..10	.. 10	.. 3	
	.. 4		x 0,5	.. 25		x 0,1	x. 10		..x 52	c	. 15	.. 1	
	x 3		.. 4,5	. 30		.. 9,9	. 10		x. 25	.. 5	.. 5	.. 5	
	.. 4		x 1	..(39		x 0,1	x. 3		.. 50	2(x)	.. 1	.. 1	
	x. 29		..29	. 166		. 10	. 10		((11	..18	.. 4	.. 4	
	x 6	((47	x 3	..(20		..(30	x. 2	B	.. 4	. 8	.. 1	.. 1	
	x. 2	=- 40	.. 1	.. 12x		. 150	. 25		x 0,15	.. 1	.. 5	.. 5	
	x 0,5	70	x 1	.. 3		.. 0,5	..x 40	c	.. 9,85	. 4	.. 1	.. 1	
	x. 21,5	((100	..13	x 1		. 3,5	x. 20		x 0,15	.. 1	.. 33	.. 33	
	x 1	—1752,0	x 1	x.104		x 0,3	. 10		x. 74,85	. 6	.. 7	.. 7	
	x. 7	=-100	.. 1	..(130		.. 1,7	x. 3		x. 5	.. 5	.. 5	.. 5	
	x 0,5	=- 35	x 0,5	. 5		x 0,3	. 7		. 10	. 5	.. 5	.. 5	2(x)
		-130											.. 37
		=- 10											

* Objaśnienia: 1-1a, b - wierzenie Świebodzin, 2-2a-d - Wachowa Czo 3, 3-3a-e - Gorzów Wielkopolski IG-1, B - koniec otworów profili; grubości podane w centymetrach, a także przy nich oznaczenia: .. - margiel dolomityczny, . - dolomit, ..(- dolomit przekładany marglem dolomitycznym, x.(- dolomit przekładany marglem dolomitycznym i anhydrytami względnie gipsami, x - anhydryt i gips jako warstwa, (x) - anhydryt i gips jako grube, x - przeważnie anhydryt margla dolomitycznego, ..12x - grube anhydryty i gipsy przeważnie anhydrytowo dolomityczne, x - grube anhydryty i gipsy przeważnie dolomitowe, x - grube anhydryty i gipsy przeważnie dolomitowe, x - dolomit laminowany gipsami, x. - margiel dolomityczny laminowany anhydrytem (lub gipsami), ((- wapień fałszywy, ((- wapień gipsowy, (- wapień płytowy, = - margiel, = - wapień „średowaty”, = - wapień „średowaty” przekładany marglem; brak znaku dotyczy wapienia płaskowego; I - stopowa część margli podewaporacyjnych, II - ewaporacyjny niższy cyklotem, III - wapień normalnomorski, IV - ewaporacyjny część wyższego cyklotemu, V - najniższa część utworów górnego wapienia muszlowego; granice litostatygraficzne podane są w metrach; a-c - korelacja warstw anhydrytu w niższym cyklotemie (c - spągowa warstwa jego członu startanowego), f - stopowa warstwa anhydrytu członu startanowego wyższego cyklotemu, "T" - *Terrivoluta* sp., "M" - *Mynochia* sp., "P" - problematyczny, "pd" - problematyczny dyskordancja; wzmianki korrelacyjne odcinki profili wierzeń ujęte są pomiędzy pionowymi liniami. Dla orientacji por. fig. 6.

Legend: 1-1a, b - borehole Świebodzin, 2-2a-d - Wachowa Czo 3, 3-3a-e - Gorzów Wielkopolski IG-1, B - the end of data for each profile; numbers denote thicknesses in centimetres and the attached marks mean: .. - dolomitic marl, . - dolomite, ..(- dolomite intercalated with dolomitic marl, x.(- dolomite intercalated with dolomitic marl and anhydrite or gypsum, x - anhydrite and gypsum bed, (x) - anhydrite and gypsum bed intercalated with dolomitic marl, ..12x - anhydrite and (or) gypsum nodules and veins interweaving dolomite, x - dolomite laminated by gypsum, x. - dolomitic marl laminated with anhydrite and gypsum, ((- false limestone (Wellenkalk), ((- nodular limestone, (- phly limestones, = - marl, = - "chalky" limestone, = - "chalky" limestone intercalated with marl; lack of sign concerns spongy limestone (Schaunkalk); I - topmost part of subevaporitic marls, II - evaporitic lower cyclothem, III - normal-marine bed, IV - evaporitic part of the upper cyclothem, V - lowermost part of the Upper Muschelkalk; lithostatigraphical boundaries are given in metres; a-c - correlated anhydrite beds in the lower cyclothem (c - lowermost bed of its sulphate member), f - top anhydrite bed of the sulphate member of the upper cyclothem, "T" - *Terrivoluta* sp., "M" - *Mynochia* sp., "P" - problematic, "pd" - discordant problematic; mutually correlated profile sections are taken within thick perpendicular lines (for orientation comp. fig. 6).

*Evaporatowa sekwencja środkowego wapienia muszlowego**Trzy wzorcowe profile*

(W profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1 utwory środkowego wapienia muszlowego, miąższości 68,3 m, były przewiercone w sposób ciągły z uzyskiem 58,9 m materiału skalnego, to jest 85% całkowitej miąższości (tab. 2). Utwory te dają się ująć w dwa cyklotemy ewaporatowe. Dolny — zaczyna się od dołu w obrębie rdzenia, którego uzysk wynosi 54% i zaznacza się pojawieniem skał dolomitycznych nad utworami wapiennymi kompleksu margli podewaporatowych. Na materiał litologiczny tego 28,3-metrowego cyklotemu uzyskany w ilości 21,49 m, to znaczy 78%, składają się przede wszystkim żółtawe, ziarniste dolomity, miejscami przypominające strukturę piankowych wapieni warstw karchowickich oraz jasnobrązowe, margliste dolomity, miejscami smugowane i przekładane brązowo-szarym marglem dolomitycznym. Te typy skał występują w cyklotemie w naprzemianległych warstewkach i warstwach grubości od kilku centymetrów do ponad 1 m z tym, że (licząc według materiału rdzeniowego) 2,1 m nad stropem margli podewaporatowych zaczyna się 4,53-metrowy odcinek profilu utworzony wyłącznie z dolomitów wymienionych typów, ale już przy 170 cm nad stropem margli podewaporatowych pojawiają się rozproszone gruzły anhydrytowe. Dopiero jednak 13,54 m nad spagową granicą cyklotemu zaczynają się wkładki anhydrytowe jako typowe dla górnego członu tego cyklotemu. Są to początkowo dwie warstwy anhydrytu grubości 50 cm i 2 cm, położone względem siebie w odstępnie 110 cm. Wyżej po dalszych 103 cm występują trzy kolejne warstwy anhydrytu grubości 40 cm, 307 cm i 78 cm, rozdzielone od siebie warstwami dolomitów i dolomitycznych margli grubości 70 cm i 83 cm (tab. 2). Nad najwyższą wkładką anhydrytu napotkano 2 cm marglu dolomitycznego, na którym leży 20 cm dolomitu. Tu przypada, w uzyskanym rdzeniu bez luk, stropowa granica niższego cyklotemu.

Dolne 13,54 m omówionych utworów odpowiada pierwszej, węglanowej fazie sedymentacji ewaporatowej, a wyższe 7,95 m — jego drugiej fazie o zaakcentowanej sedymentacji siarczanowej (fig. 6).

Wyższy cyklotem, podzielony na dolną i górną część, zaczyna się w tym profilu od dołu normalnomorskim wkładem wapieni i margli grubości 9,45 m. W obrębie materiału skalnego uzyskanego w ilości 8,85 m, to jest 94%, występuje u dołu (tab. 2) 5-metrowa partia jasnoszarego, drobnoziarnistego wapienia przypominającego pylaste, kredowate wapienie warstw gorazdeckich i karchowickich. Wyżej idzie 1,10 m ciemnoszarego, marglistego wapienia o teksturze gruzłowej. W jego obrębie, 40 cm od góry, napotkano pierwsze problematyki wyższego zepołu (pl. II, fig. 2). Nad nim jest 30 cm jasnoszarego, ziarnistego wapienia nieco przypomina-

jącego wapien piankowy, a wyżej 30 cm szarego marglistego wapienia płytowego, z drugim problematykiem wyższego zespołu u góry (pl. II, fig. 1). Kolejno wyżej występuje: 30 cm jasnoszarego ziarnistego wapienia, 40 cm szarego marglistego wapienia o nietypowej teksturze falistej, 88 cm ciemnoszarego marglu w centymetrowych warstewkach przekładanych milimetrowymi warstewkami marglistego wapienia, 12 cm marglistego wapienia płytowego, i wreszcie 45 cm ciemnoszarego marglu,

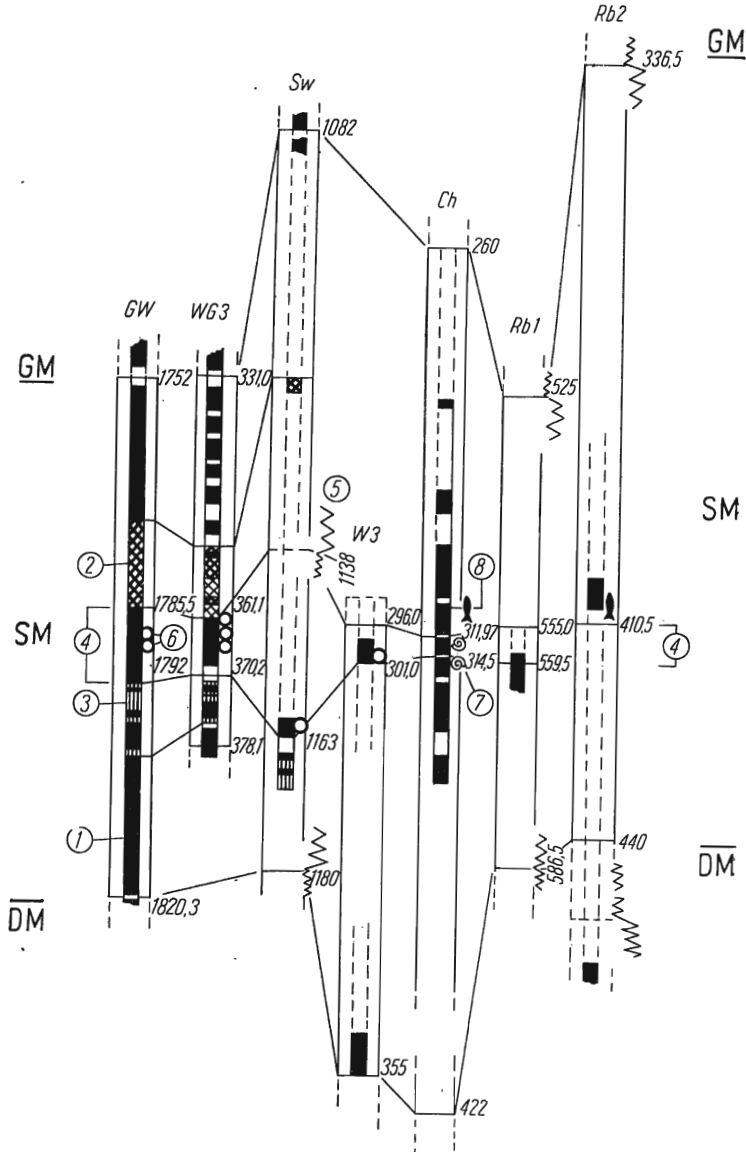


Fig. 6

w obrębie którego w najniższych 10 cm występują klastyczne dajki ciemniejszego mułowcowego materiału. Wyżej, z tolerancją 35-centymetrowej luki w rdzeniowaniu, występuje już najniższy gruzeł anhydrytowy w dolomicie z górnej, ewaporatowej części wyższego cyklotemu.

Drugi problematyk wyższego zespołu (pl. II, fig. 1) z wkładu normalnomorskiego jest reprezentowany przez zgięty w półkole wałek długości 10,5 cm, ułożony na poziomej warstwowej powierzchni. Jego średnica wynosi 4 mm na jednym, obłym końcu i zwiększa się do 9 mm w odległości 12 mm od drugiego końca, który zwężony jest w szpic. Wałek ten, o barwie ciemnoszarej w stosunku do tła skalnego, leży nieco spłaszczony w płytkim wyżłobieniu powierzchni warstwowej, które daje się prześledzić w przedłużeniu obu końców wałka, i przy tym rozszerza się w przedłużeniu szerszego końca wałka. Kształt i proporcje wałka oraz stosunek do tła skalnego są, moim zdaniem, homologiczne z problematykiem niższego zespołu (pl. I, fig. 7) stwierdzonym w marglach podewaporatowych tego profilu. Różnica polega jedynie na tym, że ten ostatni związany jest z kanałem jako śladem penetrowania osadu w dół od powierzchni warstwowej, podczas gdy ten z wyższego zespołu (pl. II, fig. 1) jest prawdopodobnie wynikiem pełzania organizmu albo po niezupewnie skonsolidowanym „miękkim dnie”, albo wzdłuż jeszcze „miękkiej” fugi międzywarstwowej. Z nadkładu skały nie uzyskano w rdzeniu tego kawałka.

Ponadto inne formy towarzyszące problematykowi niższego zespołu z margli podewaporatowych w tym profilu, a mianowicie wżery na po-

Fig. 6

Schemat udokumentowania dwucyklotemowej sekwencji środkowego wapienia muszlowego w profilach Ziemi Lubuskiej

Liczby w kółkach: 1 gęstość rdzeniowania, 2 odróżnienie członu siarczanowego w wyższym cyklotemie, 3 odróżnienie poszczególnych warstw i ławic anhydrytu w niższym cyklotemie, 4 wkład normalnomorski, 5 wyznaczenie granic pozornymi opornościami, 6 problematyki i omawiane wydrążenia, 7 druzgot skorup fauny, 8 łuski ryb; DM, SM, GM dolny, środkowy i górny wapień muszlowy; GW Gorzów Wielkopolski IG-1, WG 3 Wschowa Geo 3, Sw Świebodzin 1, W 3 Wschowa (poszukiwawczy) 3, Ch Chlebowo 1, Rb1, 2 Rybaki 1 i 2

A synopsis of data concerning the bicyclothemal sequence of the Middle Muschelkalk from Ziemia Lubuska

Numbers in circlets: 1 coring density, 2 emphasized sulphate member in the upper cyclothem, 3 emphasized single anhydrite beds in the sulphate members of the lower cyclothem, 4 normal-marine inlayer, 5 lithostratigraphical boundaries marked by apparent resistance log, 6 problematica and discutible borings, 7 shell detritus, 8 fish scales; DM, SM, GM Lower, Middle and Upper Muschelkalk; GW Gorzów Wielkopolski IG-1, WG 3 Wschowa Geo 3, Sw Świebodzin 1, W 3 Wschowa (wildcat) 3, Ch Chlebowo 1, Rb1, Rybaki 1 and 2

wierzchni warstwowej (pl. I, fig. 6), także występują w opisywanym wklądzie normalnomorskim. Są to sygnalizowane pierwsze problematyki wyższego zespołu (pl. II, fig. 2), występujące o 1 m niżej od omówionego drugiego. Tu na warstwowej powierzchni gruzłowego wapienia, w częściowo przedstawionym na fotografii kole o średnicy 9,5 cm wyciętym przez rdzeń, znajduje się 20 rozmaicie zorientowanych owalnych zagłębień o długościach 8—20 mm i 3—10 mm, z przemieszczeniem maksimum szerokości w stronę bardziej zagłębioną. Dna tych zagłębień, od strony węższej obniżone jedynie około 1 mm, a miejscami prawie niezauważalne, schodzą ku stronie szerszej do około 1,5—2,5 mm poniżej powierzchni warstwowej. Temu pochyleniu dna towarzyszą asymetrycznie „stopnie”, półowalne od strony płytkiej, a kończące się kręgiem o średnicy 1—2 mm w najgłębszej części. U jednej z form o długości 12 mm naliczyłem siedem takich stopni wysokości ułamka milimetra.

Taka wewnętrzna budowa omawianych zagłębień świadczy, moim zdaniem, że są to rzeczywiście wżery. Można też przypuszczać, że podobne owalne wżery z margli podewaporatowych (s. 728) tego profilu (pl. I, fig. 6) albo na skutek miękkości osadu nie osiągnęły formy schodowej, albo straciły ją w wyniku diagenety. Z drugiej strony u tych niższych problematyków widać związek wżerów z kanałami prowadzącymi w dół skały, o czym u wyższych można tylko przypuszczać, że ma miejsce w najgłębszych partiach ich dna. Uzyskana w rdzeniu dolna granica warstwy gruzłowego wapienia, pokrywająca powierzchnię z wżerami wkładu normalnomorskiego, ma zrosnięte pozytywy wżerów z charakterystycznymi pręgami odpowiadającymi omówionym stopniom.

Grupa pierwszych problematyków wyższego zespołu z wkładu normalnomorskiego i jego drugiego problematyku mówią łącznie o podobnej genezie jak dla problematyków niższego zespołu z margli podewaporatowych tego profilu, a mianowicie o połączeniu cech określających „miękkie dno” z objawami „twardego dna” (s. 728), przy większym jednak zaakcentowaniu tych ostatnich dla wyższego zespołu.

Ewaporatowa, górna część wyższego cyklotemu środkowego wapienia muszłowego posiada w omawianym profilu miąższość 30,55 m, a uzysk wynosił 27,52 m, czyli 90,00%. Utwory te charakteryzują się taką samą litologią warstewek i warstw dolomitu oraz marglu dolomitycznego i takimi samymi miąższościami (tab. 2), jakie podałem dla niższego cyklotemu (s. 729). Jedynie zespołów wyłącznie dolomitowych jest tutaj trzy. Pierwszy o grubości 3,22 m występuje 8,17 m powyżej spągu tej części cyklotemu, drugi o miąższości 3,4 m znajduje się o 1,48 m powyżej pierwszego, a trzeci o grubości 4,5 m przebiega 1,8 m nad drugim. W niższych 15,24 m powyższej sekwencji, obok dolomitów i margli dolomitycznych, występują gruzły i laminy anhydrytu oraz gipsu, które miejscami tworzą 60% skały, mimo że nigdzie nie są one tu ujęte w warstewki o grubości większej niż kilka centymetrów (tab. 2). Gruzły anhydrytu dochodzą na-

tomiast do średnicy kilku centymetrów, będąc gdzieś tam rozmieszczone w płaszczyźnie warstwowej. Jest to niższy człon ewaporatowej części wyższego cyklotemu z zaakcentowanym udziałem siarczanów.

Wyższy człon składa się z węglanów i posiada charakter inwersyjny. Przejawia się to obecnością nad trzecim zespołem dolomitycznym 4,9-metrowego zespołu wapieni o warstewkach grubości do kilkudziesięciu centymetrów, naprzemianległych z marglami, a miejscami bez przeławień. Wapienie te, jasnoszare typu kredowatego, robią wrażenie sedymentu powstałego z udziałem strącania chemicznego i bardzo odróżniają się od nadległych, grubofalistych i gruzłowych, szarych marglistych wapieni górnego wapienia muszlowego. Dlatego umownie włączyłem je do wyższego cyklotemu jako ewaporaty środkowego wapienia muszlowego, tworzące najwyższą partię jego inwersyjnego członu.

W ten sposób sekwencja ewaporatowych części cyklotemu środkowego wapienia muszlowego byłaby w omawianym profilu symetryczna (fig. 6). Charakteryzuje ją przesunięcie członów o zaakcentowanej sedimentacji siarczanowej u dolnego cyklotemu w górę, a u górnego w dół, ku wapienno-marglistemu wkładowi normalnomorskiemu. Znalazło to też odbicie na wykresie profilowania elektrycznego, zobrazowanego dla wzorcowego pod tym względem wiercenia Wschowa Geo 3 (fig. 3). Wkład normalnomorski pokazuje minimum oporności pozornych, obramowanych od dołu i góry prostokątnymi wzniosami ku dużym opornościom charakteryzującym anhydryty i gipsy. Mniej zaś ostry, kaskadowy spadek wyznacza górną granicę wyższego cyklotemu w ujęciu przedstawionym w tej pracy, to znaczy łącznie ze stropowym kompleksem wapiennym. Pozwala na to usytuowanie tej granicy, mimo braku 3,4 m skały między tymi utworami i serią górnego wapienia muszlowego (fig. 6).

W profilu wiercenia Wschowa Geo 3, usytuowanym 108 km na SSE od wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1 (fig. 1), utwory środkowego wapienia muszlowego (tab. 2) o grubości 47,1 m były rdzeniowane w sposób ciągły z uzyskiem 25,49 m materiału skalnego, to znaczy 54,1%. Także i tu widoczne są w tych utworach dwa ewaporatowe cyklotemy.

Dolny zaczyna się u dołu w obrębie rdzenia wyjątego ze stratą 20 cm. Tu nad ciemnoszarym dolomitycznym marglem, traktowanym jako najwyższa, 175-centymetrowa warstwa margli podewaporatowych, jest taki sam dolomityczny margiel z tym, że zawiera on na poziomych powierzchniach blaszki gipsu. Blaszki te występują na przyjętej spągowej granicy. Powyżej (3—5 cm) tej granicy 2-centymetrowa warstewka marglu zawiera krzemienie. Nad spągową granicą niższego ewaporatowego cyklotemu, dolomitycznego marglu jest 20 cm. Łącznie z nim utwory cyklotemu mają wyznaczoną elektrostratygraficznie grubość 9,9 m przy uzysku 5,52 m materiału skalnego, co daje 54,0%. W skład materiału skalnego wchodzi warstwy dolomitycznego marglu grubości 4—75 cm, dolomitu 3—40 cm oraz anhydrytu 1—30 cm. Ponadto występują nagro-

madzenia igieł anhydrytowych i blaszek gipsowych na warstwowych powierzchniach dolomitycznych margli i dolomitów. W dolnych 363 cm tego materiału występuje tylko jedna warstwa anhydrytu grubości 20 cm w odległości 97—117 cm od dołu; poza tym jest tu wkładka wapienia typu falistego grubości 11 cm, w odległości 75—86 cm od góry (tab. 2). Dolna partia niższego cyklotemu jest więc bardziej węglanowa, analogicznie jak to ma miejsce w profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1.

Górna część tego cyklotemu, o bardziej zaakcentowanym efekcie sedymentacji siarczanowej, zaczyna się od dołu warstwą anhydrytu grubości 25 cm. Wyżej występuje 32 cm dolomitu, po którym pojawiają się dwie następne warstwy anhydrytu, grubości 18 cm i 30 cm, rozdzielone 5-centymetrowym dolomitycznym marglem i przykryte 65-centymetrowym dolomitycznym marglem, laminowanym powierzchniami pokrytymi kryształkami anhydrytu. Powierzchnie te przecinają skałę w odstępach milimetrycznych tak, że ilość anhydrytu można szacować na około 30%. Jest to najwyższa warstwa niższego cyklotemu uzyskana w tym profilu (tab. 2).

Dolna część wyższego cyklotemu, czyli odpowiednik wkładu normalnomorskiego z profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1, zaczyna się w profilu wiercenia Wschowa Geo 3 u dołu, z tolerancją 2-metrowej luki w materiale rdzeniowym, ławicą jasnoszarego marglistego płytowego wapienia grubości 235 cm. Wapień ten otwiera sekwencję wkładu normalnomorskiego o całkowitej grubości 9,1 m przy uzysku 6,35 m materiału skalnego, czyli 69,8%. Wymieniona wyżej ławica wapienia posiada, w odległości 10 cm od góry, kawerny o średnicy kilku milimetrów rozmieszczone w sytuacji jakby warstwowej z upadem 3°. Kawerny te nie zawierają żadnych śladów wskazujących na ich organiczne pochodzenie. Zastanawiające jest jednak, moim zdaniem, że występują one w takiej samej pozycji w cyklotemowej sekwencji środkowego wapienia muszlowego, jak wżery z wkładu normalnomorskiego w profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1.

Wyżej, w profilu wiercenia Wschowa Geo 3, uzyskano w materiale skalnym (przy tolerancji 2,1-metrowej luki uzysku) kolejno: 30 cm dolomitu, 70 cm marglistego szarego wapienia, 2 m dolomitu, 25 cm dolomitycznego marglu przewarstwowanego trzema warstewkami gipsu grubości od 0,5 do 1 cm, 8 cm białego wapienia kredowatego, i wreszcie 65 cm dolomitu pod górną granicą wkładu normalnomorskiego. W środkowym dolomicie grubości 2 m, w odległości 0—15 cm i 50—100 cm pod jego stropem, oraz w najwyższym dolomicie grubości 65 cm, w odległości 0—20 cm poniżej jego stropu, występują również próżnie o kilkumilimetrycznych średnicach, rozmieszczone w poziomych płaszczyznach warstwowych. Niektóre z tych próżni wypełnione są gipsem, a inne są puste. Te ostatnie znajdują się nie tylko przy ścianach rdzenia, ale także w jego wnętrzu. Jeżeli więc był tu ługowany gips po jego syngenetycznej sedy-

mentacji, to nie spowodowała tego płuczka wiertnicza, lecz miało to miejsce w czasie geologicznym. Obserwowane zjawiska mogą jednak również być wynikiem częściowego tylko zapełniania gipsem kavern o nie wykluczonej genezie organicznej. W takim zaś przypadku występowanie śladów życia we wkładzie normalnomorskim tego profilu w kilku poziomach byłoby odpowiednikiem *dwóch* poziomów z problematykami we wkładzie normalnomorskim w profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1 (tab. 2 i fig. 6).

Z górnej, ewaporatowej części wyższego cyklotemu profilu wiercenia Wschowa Geo 3, o grubości 30,1 m, uzyskano 13,57 m materiału skalnego, to znaczy 45⁰/₀. Warstewki i warstwy anhydrytu mają tu grubość 1—32 cm, dolomitu 1—150 cm, a dolomitycznego marglu 1—104 cm. Ponadto występują milimetrowe laminy anhydrytowe i gipsowe, rozmieszczone w centymetrowych odległościach w dolomicie i dolomitycznym marglu, a także jedna 2-centymetrowa warstewka szarego marglistego wapienia (tab. 2).

W dolnych 371,5 cm uzyskanego materiału, w którym zaakcentowana jest bardziej sedymentacja siarczanowa, występuje łącznie 49 cm anhydrytu w warstewkach i warstwach. Wśród nich najgrubsza (stropowa) mierzy 32 cm. Warstewki i warstwy dolomitu oraz dolomitycznego marglu, poza jedną ławicą dolomitu miąższości 150 cm, nie przekraczają grubości 30 cm. Warstwy te są ponadto laminowane gipsem i spąg najniższej z nich określa granicę w stosunku do niższego kompleksu identyfikowanego z wkładem normalnomorskim. Stropową granicę dolnej, bardziej siarczanowej, partii w stosunku do wyższej, bardziej węglanowej, wyznacza strop 32-centymetrowej warstwy anhydrytu. W dolnej partii wyższego cyklotemu, mimo uwydatnienia efektów zaakcentowanej sedymentacji siarczanowej, występuje jednak wspomniana 2-centymetrowa warstewka wapienia, w odległości 42—44 cm od góry.

Wyższą, bardziej węglanową partię tego cyklotemu, w którym występuje tylko 56,1 cm anhydrytu, reprezentuje w tym profilu 9,86 m materiału skalnego. Wkładki anhydrytu mają tu grubość 0,3—10 cm, dolomitu 3—105 cm, natomiast dolomitycznego marglu 0,7—300 cm. Dolomit, a zwłaszcza dolomityczny margiel, jest tu przeważnie laminowany gipsem za wyjątkiem najwyższych 405 cm. Stropową granicę cyklotemu i zarazem granicę przyjętą za strop środkowego wapienia muszlowego wyznacza w tym profilu z tolerancją 2,4-metrowej straty rdzenia, spąg szarych marglistych wapieni występujących nad dolomitycznym marglem (fig. 6). Nie niżej niż 6,3 m nad tą granicą występuje druzgot terebratul jako pierwsza od dołu fauna górnego wapienia muszlowego (tab. 2).

W całości profil środkowego wapienia muszlowego z wiercenia Wschowa Geo 3 w przedstawionym ujęciu obrazuje, moim zdaniem, analogię z profilem tych utworów z wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1, mimo mniejszej ilości wapieni i margli w partii uważanej za odpowied-

nik wkładu normalnomorskiego. Bardziej siarczanowe partie obu cyklotemów są bowiem w obu profilach jednakowo umiejscowione pod i nad wkładem normalnomorskim. Przez to z kolei w obu profilach uwydatnia się odwrócona gałąź wyższego cyklotemu pod dolną granicą górnego wapienia muszlowego. Analogię sugerują też wydrążenia występujące w obu profilach w węglanowych utworach wkładu normalnomorskiego. Powiązanie tych wydrążeń z działalnością organizmów w profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1 jest jednak wyraźne, podczas gdy w profilu wiercenia Wschowa Geo 3 tylko możliwe.

Profil wiercenia Świebodzin 1 usytuowany jest 58 km na S od profilu Gorzów Wielkopolski IG-1 i 72 km na NW od profilu Wschowa Geo 3 (fig. 1). Wiercenie Świebodzin 1 nie było w pełni rdzeniowane i utwory środkowego wapienia muszlowego, przebite na długości 98 m, zostały udokumentowane jedynie przez 10,84 m materiału skalnego, czyli w 11%. Szczęśliwym jednak trafem profil ten, znajdujący się w centrum Ziemi Lubuskiej, jest reprezentatywny w kontekście z obu wyżej analizowanymi. Przy homologicznym z nimi, wyraźnym wykresie profilowania elektrycznego, profil wiercenia Świebodzin 1 dał dostateczne rdzeniowe udokumentowanie wkładu normalnomorskiego, występującego pomiędzy spagową i stropową partią ewaporatową. Ponadto, zarówno dolna granica wkładu normalnomorskiego jak i stropowa granica środkowego wapienia muszlowego występują w profilu Świebodzin 1 w obrębie rdzeniowanych marszów (tab. 2 i fig. 6).

Wyznaczona elektrostratygraficznie dolna granica utworów środkowego wapienia muszlowego jest być może uskokowa, gdyż tylko 48 m pod nią, w pierwszym klu dołowi rdzeniu, uzyskano spagową granicę serii falistej dolnego wapienia muszlowego. Dziesięć metrów nad przyjętą granicą otrzymano materiał rdzeniowy niższego cyklotemu w ilości 4,4 m, przylegający od dołu do przebiegającej w obrębie tego samego marszu dolnej granicy wkładu normalnomorskiego. Do tego ostatniego należą najwyższe 2 m tegoż rdzenia (przy tolerancji 3,2-metrowej straty uzysku). W niższych 4,4 m występuje kolejno od dołu: 2 m anhydrytu, 35 cm dolomitu laminowanego gipsem, 25 cm dolomitu, 8 cm anhydrytu, 2 cm dolomitu, 115 cm anhydrytu i 55 cm dolomitu. Wygląda, że w materiale tym uwydatnia się tak samo, jak w dwóch poprzednio opisanych profilach, efekt zaakcentowania siarczanowej sedymentacji wyższej partii niższego cyklotemu, nawet dwiema najwyższymi przewodnimi warstwami anhydrytu. Trzecia, niższa warstwa łącznie z całą niższą, bardziej węglanową, partią cyklotemu, nie została uzyskana w rdzeniu (tab. 2 i fig. 6).

Z wkładu normalnomorskiego uzyskano w profilu wiercenia Świebodzin 1 tylko 2 m materiału skalnego z tego samego marszu, w którym występuje niższe 4,4 m należące do stropowej partii niższego cyklotemu. Jakkolwiek wkład normalnomorski wydaje się, według profilowania elektrycznego, mieć tu grubość aż 25 m, to jednak litologia jego najniż-

szych 2 m może być dla niego reprezentatywna. Jest to, poczynając od dołu (tab. 2): 50 cm białego wapienia typu piankowego, 35 cm szarego marglistego wapienia typu grubofalistego, 48 cm białego wapienia typu piankowego, 1 cm ciemnoszarego marglu, 26 cm białego wapienia typu piankowego z wyraźnymi drobnymi ooidami, 15 cm szarego marglistego wapienia płytowego, 3 cm ciemnoszarego marglu i 22 cm białego wapienia typu piankowego, lekko dolomitycznego. W drugiej od dołu warstwie, w odległości 10—13 cm od góry, występują na śródwarstwowej powierzchni okrągłe jamki o średnicy do 5 mm i głębokości do kilku milimetrów. Litostratygraficzna pozycja tych jamek, tak jak w profilu wiercenia Wschowa Geo 3, wskazuje na podobieństwo sytuacji w stosunku do wkładu normalnomorskiego z profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1.

Z górnej, ewaporatowej części wyższego cyklotemu o elektrostratygraficznie określonej grubości 56 m, uzyskano w profilu wiercenia Świebodzin 1 jedynie 4,48 m materiału rdzeniowego (tab. 2). Niższe 2 m pochodzą z interwału usytuowanego od 16,3 do 23,4 m powyżej stropowej granicy wkładu normalnomorskiego. Poczynając od dołu, jest to: 1 m piaszczystego dolomitu, 97 cm anhydrytu i 3 cm dolomitycznego marglu. Materiał ten, z uwagi na grubą warstwę anhydrytu, może należeć do dolnego, bardziej siarczanowego członu wyższego cyklotemu i zawierać jego stropową przewodnią warstwę anhydrytu.

Wyższe 2,48 m materiału uzyskano w rdzeniu, w obrębie którego została przeze mnie przyjęta górna granica środkowego wapienia muszlowego. W rdzeniu tym, poczynając od dołu, występuje: 30 cm dolomitu, 20 cm dolomitycznego marglu, 20 cm dolomitu, 65 cm dolomitu laminowanego gipsem, 15 cm dolomitu, 85 cm anhydrytu laminowanego w górze dolomitem i 13 cm białego, pylastego wapienia typu „kredowatego”. Dopiero nad tym wapieniem, w analogii z warunkami profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1, przyjmuję stropową granicę środkowego wapienia muszlowego. Wapień ten bowiem robi wrażenie sedimentu chemicznego.

Nad określoną granicą, ku górze tego samego rdzenia, jest jeszcze: 47 cm szarego marglistego wapienia i ponownie 55 cm białego wapienia typu „kredowatego”, w którym jednakże już na 20—25 cm od dołu występują liczne trochity o średnicy 2 mm. W bezpośrednio zaś wyższym rdzeniu, wydobytym ze stratą 1,8 m, jest od dołu 105 cm białego wapienia typu „kredowatego”, z obłymi myoforiami, a nad nim 15 cm szarego marglistego wapienia typu falistego (tab. 2).

W materiale z najwyższej części środkowego wapienia muszlowego z profilu wiercenia Świebodzin 1, warstwa anhydrytu o grubości 85 cm nie znajduje swego odpowiednika w profilach wierceń Gorzów Wielkopolski IG-1 i Wschowa Geo 3. W tych ostatnich rzadkie anhydrytowe wkładki tej partii wyższego cyklotemu nie przekraczają grubości 10 cm. Z drugiej jednak strony w profilu wiercenia Świebodzin 1 kredowaty wa-

wapień o typie sedymentacji chemicznej, przyjęty jako najwyższa warstwa sekwencji ewaporatowej, i taki sam wapień występujący wyżej, ale już z trochitami i myoforiami, podścielony jest wapieniem marglistym i nakryty wapieniem falistym. Potwierdza to koncepcję odwróconej gałęzi cyklotemu najwyższej części środkowego wapienia muszlowego, która przechodzi ku górze w sedymentację normalnomorską górnego wapienia muszlowego. Jest to zjawisko analogiczne z odnośnymi odcinkami profilów z wierceń Wschowa Geo 3 i Gorzów Wielkopolski IG-1, przy jednocześnie uderzającym powtórzeniu szczegółów z tego ostatniego (tab. 2).

Porównawcze fragmenty sekwencji ewaporatowej

Ewaporatowe, dolomityczne i anhydrytowe utwory środkowego wapienia muszlowego monokliny przedsudeckiej są litostratygraficznie wyraźnie zlokalizowane pomiędzy piankowymi wapieniami warstw karchowickich i wapiennymi utworami górnego wapienia muszlowego. Zostały one przewiercone i rozpoznane w szeregu wierceń (Kłapciński 1958, Gortyńska 1961, Senkowiczowa & Szyperko-Sliwczyńska 1961, Gajewska 1964, Sokołowski 1967, Wyczółkowski 1967). Nie sygnalizowano dotychczas zdwojenia cyklotemowej sekwencji utworów. Otóż na południu, sądząc według wykonanych przez P. Assmanna (1925, 1929) szczegółowych opisów pełnordzeniowych profilów wierceń Opole i Leśna oraz opracowanego przez J. Kłapcińskiego (1958) profilu Wiszni Małej, zdwojenia takiego nie widać. Poza tym w profilach Opola i Leśnej występuje u dołu środkowego wapienia muszlowego dolomit krynoidowy, oraz jego przypuszczalny odpowiednik — dolomit diploporowy facji śląskiej. Według badań diplopor z wierceń okolic Chrzanowa, przeprowadzonych przez C. Pastwę-Leszczyńską i S. Śliwińskiego (1960), może on należeć w dolnej części do dolnego wapienia muszlowego. Konfrontacja jednak szczegółowych opisów pełnordzeniowego profilu wiercenia 1-KW Wieluń, odległego od profilu Leśnej o 40 km ku NNE (fig. 1), przedstawionych dla wapienia muszlowego przez J. Wyczółkowskiego (1967), a dla kajpru przez W. Grodzicką-Szymanko (1967), pozwala mi przyjąć, inaczej niż ci badacze, ścinanie przez utwory kajpru skał wapienia muszlowego aż do najniższej części wyższego cyklotemu jego środkowego podpiętra. To ostatnie miałyby w tym profilu, moim zdaniem, zdwojoną sekwencję ewaporatową z zachowanymi począwszy od góry: 6,2 m węglanowych utworów z gruzłami anhydrytów i ubogą fauną najniższej partii ewaporatowej wyższego cyklotemu, 16,5 m wapieni z fauną wkładu normalnomorskiego, 32,9 m dolomityczno-anhydrytowych ewaporatowych utworów niższego cyklotemu i 16,1 m margli podewaporatowych z fauną, występujących nad piankowymi wapieniami warstw karchowickich.

Dla całego obszaru monokliny przedsudeckiej, na północ od równo-

Tabela (Chart) 3*

Porównawczy litogram sekwencji materiału rdzeniowego środkowego wapienia muszlowego z uzupełniających czterech wierceń Ziemi Lubuskiej
 Correlative lithograph sequence of the core material of the Middle Muschelkalk from four complementary boreholes of Ziemia Lubuska

1	2	1a	3	4	2a	1b	3a
		.. 5				(14 „d”	x30
		x 1				..201	
		.. 2				x.. 30	
		x 2				.. 40	
		..135				x.. 30	
		x.. 15 „r”				.. 30	B
		x 3				x 1	
		.. 4		..119		..274	
x 50		x 1		x 1		x.. 10	
.. 50x		.. 2		.. 29		..385	
x.. 60		x 1		x 1			
.. 40		.. 24		.. 19			
x..130		x 1		x 1			II
x 6		.. 4		.. 29 II			
x.. 64		x 10 IV		x 1			
.. 20		.. 2		..100		. 5	
x 1		x 8		..100 „r”		x.. 55	
.. 19		.. 70				.. 13 II	
x 1		x 3				x 27	
.. 29		.. 15				..300	
x 1		2(x)				.. 65	
.. 27		.. 70				x.. 35	
x 2		(10	IV			—355,0	—422,0
.. 50	IV	.. 10		—410,5			
x 1		x 8	—555,0				
.. 79	—296,0	..119		I		I	I
x 6	(10	—311,9					
.. 6	(120	(3		B	B	B	B
x 1	=(10	= 10					
..134	((2	x 25					
x 15	=(8 III	= 5 III	III				
.. 48	=35	(35 „d”					
x 2	-15	= 13					
.. 50	90	x 11					
x 50 „r”	=20	= 1					
.. 40	(55 „p”	—314,50					
x 1	((15	. 18	110				
.. 14	-30	.. 7	—559,5				
x 10	—301,0	x.. 5	.. 45				
.. 1		.. 10 II	x.. 45				
x 2		..130	.. 20				
.. 39	II	x..110	x 45 II				
x 3		.. 85	x..105				

* Objasnienia: 1-1a, b - wiercenia Chlebowa 1; 2-2a - Wschowa 3 (poszukiwawczy); 3-3a - Rybak 1; 4 - Rybak 2; B - koniec odwzorowań profili; Cyfry oznaczają grubości podane w centymetrach, a znaki przy nich określają: .. - dolomit, .. - margiel dolomitowa, x - dolomit laminowany gipsem, x.. - margiel dolomitowy przekładany anhydrytem i gipsem, ..50x - margiel dolomitowy przekładany gipsami: anhydryt i gips jako warstwa, (x) - anhydryt i gips jako grudki, ((- wapień gruby, (- - wapień płytki, - - margiel, - - wapień „brodawy”, -(- wapień płytki przekładany margiem; brak znaku odnosi się do wapienia planktonowego; I - margle podewaporacyjne (brak dokumentacji rdzeniowej), II - ewaporacyjny niższy cyklotem, III - wódz normalnomorski, IV - ewaporacyjna wyższa część wyższego cyklotemu. Granice litostratigraficzne podane są w metrach, „d” - druzgot skorup, „r” - łuska ryby, „p” - problematyczny. Wzajemnie korelowane odcinki profili wierceń ujęte są grubymi pionowymi liniami. Dla orientacji porównaj fig. 6.

Legend: 1 - 1a, b - borehole Chlebowa 1; 2 - 2a - Wschowa 3 (wells); 3 - 3a - Rybak 1; 4 - Rybak 2; B - the end of data for each profile; numbers denote thicknesses in centimeters and the marks mean: .. - dolomite, .. - dolomite marl, x - dolomite laminated by gypsum, x.. - dolomitic marl with anhydrite and gypsum intercalations, ..50x - anhydrite and (or) gypsum nodules and veins interweaving dolomitic marl, x - anhydrite and gypsum bed, (x) - anhydrite and gypsum nodules, ((- platy limestone, - - marl, - - "chalky" limestone, -(- platy limestone intercalated with marl; number without mark refers to sponge limestone (Schauwolkalk); I - subevaporitic marl (lack of cores), II - lower evaporitic cyclothem, III - normal-marine complex, IV - evaporitic part of the upper cyclothem. Lithostratigraphical boundaries are given in metres. "d" - shell detritus, "r" - fish scale, "p" - problematicum. Mutually correlated profile sections are shown in thick perpendicular lines (comp. also fig. 6).

leźnika wiercenia 1-KW Wieluń, zasygnalizowane — moim zdaniem — tym profilem zdwojenie utworów środkowego wapienia muszlowego o sekwencji cyklotemowej typu środkowoeuropejskiego (Bestel 1929) mogło ujść uwadze w warunkach przeważnie skałowego rdzeniowania. Brak o tym wzmianki także w pracy H. Senkowiczowej (1963), w której przedstawiony jest stan wiertniczego rozpoznania wapienia muszlowego Brandenburgii i Meklemburgii. Dlatego fakty, które napotkałem we wzorcowych trzech profilach Ziemi Lubuskiej, usytuowanych południkowo na długości 95 km, z których skrajny południowy profil (wiercenie Wschowa Geo 3) znajduje się o 55 km na północ od równoleżnika wiercenia 1-KW Wieluń — zdają się mieć szersze znaczenie⁸. Skłania mnie to do zamieszczenia niżej danych dotyczących dalszych czterech profili wierceń Ziemi Lubuskiej.

Opisując ich rdzenie, już po wzajemnym skorelowaniu i zinterpretowaniu trzech wzorcowych profili, znalazłem motywy jeżeli nie potwierdzające koncepcji cyklotemowego zdwojenia, to w każdym razie nie przeczące jej. Dyskusja nad litostratygraficzną pozycją odnośnych fragmentów dokumentacji wymaga ich opisywania od góry ku dołowi (tab. 3 i fig. 6).

W profilu wiercenia Wschowa 3 (poszukiwawczy), położonym 10 km ku SE od wiercenia Wschowa Geo 3, bezpośrednio pod utworami trzeciorzędowymi uzyskano z przewierconego 5-metrowego odcinka 3,1 m materiału rdzeniowego. U samej góry występuje 10 cm szarego marglistego wapienia, z poziomą powierzchnią stylolitową powleczoną brunatnym marglem. Niżej idzie: 20 cm szarego marglistego wapienia gruzłowego, 10 cm szarego marglistego wapienia płytowego przekładanego poziomo co 1—2 cm warstewkami ciemnoszarego marglu grubości 1 cm, 2 cm szarego marglistego wapienia gruzłowego, 8 cm szarego marglistego wapienia płytowego przekładanego marglem jak wyżej, a pod nim 35 cm ciemnoszarego marglu. Dalej ku dołowi jest 15 cm jasnoszarego pylastego wapienia typu „kredowatego”, 90 cm białego wapienia piankowego z widocznymi ooidami, 20 cm ciemnoszarego marglu, 55 cm szarego wapienia marglistego płytowego, 15 cm szarego marglistego wapienia gruzłowego i 30 cm białego pylastego wapienia typu „kredowatego”. W tym zespole warstw na 32 cm od dołu stwierdziłem na śródwarstwowej powierzchni gruzłowego wapienia okrągłe jamki o średnicy do 4 mm i głębokości do 2 mm. Prawdopodobnie są to wżery typu przedstawionych problematyków.

Niżej tego rdzeniowanego odcinka, 60 m profilu odpowiada, według elektrycznego profilowania, serii wysokooporowej, zapewne z anhydry-

⁸ W pracach A. Kleczkowskiego (1959) i H. Senkowiczowej (1961) podane są interesujące przykłady zdwojenia sekwencji wapień-dolomit środkowego wapienia muszlowego. Problem tego zdwojenia w sensie podanym w obecnej pracy miałem możliwość uzgodnić z dr H. Senkowiczową w ramach dyskusji nad jej nieopublikowaną pracą doktorską.

tami. Wydobyto tu z interwału znajdującego się 6—11 m od dołu pełny rdzeń dolomitu laminowanego w stropie gipsem, a w spągu z gruzłami gipsu. Ponadto na 73—100 cm od góry tego rdzenia dolomit jest rozdzielony 27-centymetrową warstwą anhydrytu (tab. 3).

Poniżej tych 60 m karotaż elektryczny wykazał obecność piankowych wapieni warstw karchowickich i gorazdeckich, co potwierdził materiał rdzeniowy uzyskany 44 m niżej.

Górne 3 m omówionego materiału, ze względu na obecność „kredowatych” i piankowych wapieni nawiązujących do typu sedymentacji dolnego wapienia muszlowego oraz z uwagi na występowanie przypuszczalnych wżerów, można uważać — moim zdaniem — za należące do wkładu normalnomorskiego. W takim zaś przypadku, jeżeli z następnych ku dołowi 60 m profilu odliczyć na margle podewaporatowe tylko najniższe nierdzeniowane 6 m, czemu nie przeczy wykres profilowania elektrycznego, to pozostałe 54 m mogą reprezentować utwory ewaporatowe niższego cyklotemu. Jest to jednak miąższość większa niż stwierdzona w utworach z wzorcowych wierceń. Niemniej uważam taką różnicę za możliwą do przyjęcia ze względu na ewaporatowy typ sedymentacji, jak również z uwagi na fakt, że w obrębie trzech wzorcowych wierceń ewaporatowa część wyższego cyklotemu wykazuje różnice podobnego rzędu (30,55 m — wiercenie Gorzów Wielkopolski IG-1, 56 m — wiercenie Świebodzin 1).

Profil wiercenia Chlebowo 1 usytuowany jest o 85 km lku WNW od punktu Wschowa Geo 3 (fig. 1). Górna, ewaporatowa część wyższego cyklotemu środkowego wapienia muszlowego w tym wierceniu posiada 51,97 m. Górna granica z nadległym górnym wapieniem muszlowym określona została na podstawie pojawienia się w materiale płuczkowym pierwszych od góry gipsów. Dolną granicę ustalono w obrębie rdzenia. Z tej części profilu uzyskano łącznie 22,97 m materiału rdzeniowego, to znaczy 44% (tab. 3 i fig. 6). Jest to żółtawo-szary dolomityczny margiel przekładany co kilka centymetrów warstewkami gipsu grubymi do kilku centymetrów. Na 6 m powyżej przyjętej spągowej granicy znalazłem w dolomitycznym marglu łuski ryb, a 1,3—1,4 m nad tą granicą przebiega wśród dolomitycznego marglu warstwa szarego marglistego, dolomitycznego wapienia grubości 10 cm.

Niżej (tab. 3) wydobyty został w tym profilu materiał skalny wkładu normalnomorskiego w ilości 103 cm, co — przy maksymalnie dopuszczalnej stracie rdzenia w odnośnym miejscu — wskazuje na 253-centymetrową grubość całego wkładu. Jest to od góry: 3 cm szarego wapienia ziarnistego, 10 cm szarego marglu, 25 cm gipsu, 5 cm szarego marglu, 35 cm żółtawo-szarego ziarnistego wapienia dolomitycznego, na 3—5 cm od dołu ze skorupami nieoznaczalnej fauny małżów lub ślimaków, 13 cm szarego marglu, 11 cm gipsu i 1 cm szarego marglu występującego nad 18 cm żółtawego dolomitu marglistego, należącego już — według mego ujęcia — do stropowej części niższego cyklotemu.

Dolną granicę dla niższego cyklotemu środkowego wapienia muszłowego w profilu wiercenia Chlebowo 1 o grubości 107,5 m wyznacza wykres profilowania elektrycznego (fig. 6). Tenże wykres pozwala także na wyróżnienie niżej, w nie rdzeniowanej partii profilu, 30 m margli podewaporatowych występujących nad piankowymi wapieniami warstw karchowickich i gorazdeckich. Materiał skalny z tego cyklotemu został wydobyty tylko dla jego najwyższych 17 m, w ilości 13 m bieżących rdzeni. Jest to na przemian żółtawo-szary dolomityczny margiel laminowany gipsem, w poziomych warstwach grubości od 5 cm do 3,85 m (tab. 3). Stropową warstwę tworzy tu 18 cm żółtawo-szarego marglistego dolomitu, a 2,85—2,97 m licząc od góry występuje 14-centymetrowa warstwa szarego ziarnistego wapienia z nieoznaczalnymi skorupami małżów lub ślimaków.

Pozycja wkładu normalnomorskiego w tym profilu, mimo jego małej grubości, jest wyeksponowana występowaniem śladów fauny, która znajduje się zarówno o 6 m powyżej jego stropu, jak i 2,85—2,97 m poniżej jego spągu. Te dwa stanowiska śladów fauny są więc także związane z wkładem normalnomorskim przez bliskość w sekwencji cyklotemowej. Zarówno bowiem w materiale nadległym w stosunku do tego wkładu, jak i niżej leżącym, dolomityczne margle przeważają nad gipsem. Brak tu zatem analogii z wzorcowymi profilami, gdzie duże ilości siarczanów są charakterystyczne dla wyższej partii niższego cyklotemu i niższej partii utworów ewaporatowych wyższego cyklotemu. W profilu wiercenia Chlebowo 1 brak jest jednak rdzeniowego materiału z najwyższych 20 m i najniższych 77 m środkowego wapienia muszłowego. Nie jest zatem wykluczone, że te właśnie partie zawierają jeszcze mniej siarczanów niż odcinki profilu udokumentowane rdzeniami. W takim przypadku analogia z wzorcowymi profilami byłaby zachowana.

Łączna miąższość całego środkowego wapienia muszłowego w profilu wiercenia Chlebowo 1 wynosiłaby 162 m, z czego na dolny cyklotem przypada około 108 m, czyli więcej aniżeli w profilu wiercenia Wschowa 3 (poszukiwawczy). Jeżeli nie zachodzi tutaj przypadek zdwojenia dyslokacyjnego, to wymiar ten byłby większy niż podawany dla profili tego podpiętra z obszarów środkowej Europy, w których występuje sól (120 m w północno-zachodniej Meklemburgii — Senkowiczowa 1963). Niemniej jest to ten sam rząd liczb, a dla osadów ewaporatowych kontrasty miąższościowe są cechą charakterystyczną.

Wiercenie Rybaki 1 było wykonane w odległości 10 km na N od profilu wiercenia Chlebowo 1 (fig. 1). Tu pod górnym wapieniem muszłowym, wyróżnionym w części nierdzeniowanej jedynie na podstawie wykresu profilowania elektrycznego, została wyznaczona, również bez dokumentacji rdzeniowej, wysokooporowa ewaporatowa część wyższego cyklotemu środkowego wapienia muszłowego o grubości 30 m (fig. 6). Pod nim daje się wyróżnić, zaznaczony mniejszymi opornościami pozornymi,

4,5-metrowy wkład normalnomorski. Uzyskano z niego 1,1 m skały pochodzącej z dna dolnej granicy przebiegającej w 4-metrowym rdzeniu wydobytym bez straty (tab. 3). Odcinek ten reprezentowany jest przez jasnoszary wapień typu piankowego o upadzie 15° . W niższych 2,9 m, które uważam za należące do niższego cyklotemu, występuje od góry: 45 cm żółtawo-szarego dolomitycznego marglu, 45 cm takiegoż marglu przekładanego co 5 cm laminami gipsu, 20 cm jasnożółtawo-szarego dolomitu, 45 cm anhydrytu, 35 cm żółtawo-szarego dolomitycznego marglu przekładanego 1-centymetrowymi warstewkami anhydrytu co 2—5 cm, 70 cm szarego dolomitycznego marglu przekładanego centymetrowymi warstewkami anhydrytu co 10—20 cm i 30 cm zailonego anhydrytu. Całość wykazuje upad 15° . Niżej nie rdzeniowano, a zaznaczającą się elektrostratygraficznie najbliższą granicą jest strop niskooporowych margli podewaporatowych. Wypada ona 27 m poniżej górnej granicy niższego cyklotemu.

Mimo braku rdzeni z ewaporatowej części wyższego cyklotemu oraz mimo znikomej ilości materiału dla środkowego wapienia muszlowego w ogóle, w profilu wiercenia Rybaki 1 widać analogię z trzema wzorcowymi wierceniami. W przypuszczalnym wkładzie normalnomorskim występuje bowiem piankowy wapień typu sedymentacji dolnego wapienia muszlowego jako charakterystyczny efekt jej nawrotu. Niższy zaś cyklotem wykazuje tu „normalną” miąższość dwudziestu kilku metrów, odliczając nawet kilkanaście metrów na margle podewaporatowe, co mieści się w zakresie liczbowym wzorcowych profiliów. Ponadto duża ilość siarczanów dolnego cyklotemu występuje bezpośrednio pod przypuszczalnym wkładem normalnomorskim.

Profil wiercenia Rybaki 2 znajduje się 650 m na S od punktu Rybaki 1 (fig. 1). Tu na odcinku długości 113,5 m, pod nie rdzeniowanymi skałami górnego wapienia muszlowego, a nad piankowymi wapieniami warstw karchowickich, których obecność w profilu została potwierdzona o 5 m dalej w dół materiałem rdzeniowym, wykres elektrycznego profilowania pokazuje obecność wysokooporowych utworów środkowego wapienia muszlowego, łącznie z przypuszczalnymi marglami podewaporatowymi. Wykres elektrycznego profilowania tych 113,5 m uniemożliwia oddzielenie zarówno około dziesięciu metrów margli podewaporatowych, jak i wyróżnienie środkowego niskooporowego wkładu normalnomorskiego. Jedyne rdzenie zostało tu pobrane od 68 m do 74 m poniżej górnej granicy całości z uzyskiem 4 m. W rdzeniu tym napotkano od góry (tab. 3): 2,0 m żółtawo-szarego dolomitycznego marglu przekładanego centymetrowymi warstewkami gipsu co 5—30 cm, 1 m dolomitycznego marglu bez wkładek gipsowych i 1 m jasnoszarego marglistego dolomitu z łuskami *Gyrolepis albertii* Ag. 40 cm od góry. Całość zapada pod kątem 15° .

Litologiczna sekwencja, prowadząca od węglanów z siarczanami w górze, przez węglany bez siarczanów do węglanów z fauną w dole, może

wskazywać na pozycję tego rdzenia tuż nad stropem wkładu normalno-morskiego. Mogą też na to wskazywać łuski ryb, które w analogicznej litostratygraficznej pozycji zostały znalezione także w profilu wiercenia Chlebowo 1 (fig. 6). Przeciw takiej pozycji przemawiałaby zbyt duża grubość ewaporatowej części wyższego cyklotemu. Wynosiłaby ona, po uwzględnieniu upadu, nie mniej niż 75 m, to jest najwięcej ze wszystkich omówionych wyżej profilów. Jeżeli nie wchodzi tu w grę zdwojenie dyslokacyjne, byłaby to grubość zaskakująca, nie sygnalizowana ze środkowej Europy, ale ostatecznie możliwa.

OZYNNIK KONTROLI LITOSTRATYGRAFICZNEJ, PALEONTOLOGICZNEJ I FACJALNEJ

Rola problematyków w korelacji profilów

Optymalizacja porównań dla dolnego wapienia muszlowego

Dla profilów dolnego wapienia muszlowego monokliny przedsudeckiej dostosowany został w tej pracy zmodyfikowany śląski podział litostratygraficzny z jego omówionymi wyraźnymi granicami. Niemniej, nawet w zestawieniu profilów wierceń Wschowa Geo 1—5 i Gorzów Wielkopolski IG-1, użytych jako wzorcowe (fig. 5), widać wyraźną zmienność w miąższościach poszczególnych wydzielen. Dobierając różne warianty podstawowego horyzontu korelacyjnego szukałem takiej granicy litostratygraficznej, według której zorientowane profile dałyby minimum odchyleń dla innych granic. Tego rodzaju optymalną pozycję otrzymałem posługując się stropem wkładki „terebratulowej”, która jest łatwa do opuszczenia nie tylko w ramach profilowania, lecz nawet przy posługiwaniu się wykresami geofizyki wiertniczej i prawdopodobnie w związku z tym nie jest uwzględniana dla monokliny przedsudeckiej przez niektórych badaczy (Gortyńska 1961, Gajewska 1964). Z drugiej jednak strony stanowi ona efekt sedymentacji marglistego wapienia płytowego i falistego w środku ponad 50-metrowego profilu piankowych wapieni warstw gorazdeckich i karchowickich. Jest to więc jednorazowa interwencja sedymentacji kontrastowo innego typu, przerywającej tok monotonnej depozycji typu oolitycznego. Narzuca się wniosek, że taka jednorazowa, krótka zmiana typu sedymentacji, po której nastąpił nawrót poprzedniej, była wywołana *jedną* przyczyną i miała miejsce *jednocześnie*, jakkolwiek w jednym miejscu zaznacza się słabiej, a w drugim silniej. Pod tym względem byłaby ona homologiczna z centralnymi partiami cyklotemów ewaporatowych jako zjawisko wyeksponowane „dwustronnie”, to znaczy od spągu i stropu. Natomiast inne granice typu „jednostronnej” zmiany w pionie, powodującej nowy, dłużej działający typ sedymentacji, mogą

odpowiadać zmiennemu od profilu do profilu frontowi stabilizacji efektu, a więc przebiegać diachronicznie. Rozumiem, że z tego punktu widzenia zwrócili uwagę na korelacyjną rolę wkładki „terebratulowej” monokliny przedsudeckiej J. Kłapciński (1958), T. Kasprzak i J. Sokołowski (1964) oraz J. Sokołowski (1967).

Po zestawieniu profilów wierceń Wschowa Geo 1—4, z potraktowaniem stropu wkładki „terebratulowej” jako przewodniej granicy, otrzymuje się dla spągu górnych warstw gorazdeckich maksymalną różnicę hipsometrii wynoszącą 2,8 m, a dla spągu dolnych warstw gorazdeckich różnica ta dochodzi do 12,3 m. Dla dolnej granicy serii falistej równa się ona 29,6 m, a dla spągu serii marglistej, to znaczy dla stropu utworów retu 19,45 m bez nie doprowadzonych do tej granicy profilów wierceń Wschowa Geo 1 i 3 (fig. 5).

Dolączywszy zaś do tego zestawienia profil wiercenia Wschowa Geo 5, usytuowany o 16 km na południowy zachód od punktu Wschowa Geo 3 (fig. 1), i licząc w górę od stropu wkładki „terebratulowej”, otrzymuje się dla górnej granicy warstw karchowickich jako maksimum deniwelacji liczbę 10,7 m. Dla stropu zaś margli podewaporatowych, czyli dla stropu utworów dolnego wapienia muszlowego nie mniej niż 25,3 m. Liczba ta jest przyjęta jako minimalna dlatego, że najniższy z mierzonych odstępów stropu margli podewaporatowych od stropu wkładki „terebratulowej” w profilu wiercenia Wschowa Geo 3 wynosi 28,2 m, podczas gdy najwyższy wymiar dotyczy profilu wiercenia Wschowa Geo 1 i wynosi 53,5 m. W tym ostatnim margle podewaporatowe nie mają pierwotnego stropu i są ścięte powierzchnią przedtrzeciorzędową (fig. 5). Widocznie początek ewaporatowej sedimentacji środkowego wapienia muszlowego był tu diachroniczny.

W bardziej zapewne wyrównanym czasie pojawiły się przed tą sedimentacją problematyki, a mianowicie z maksymalną deniwelacją 13,8 m w stosunku do stropu wkładki „terebratulowej”. Jest to więc liczba tego samego rzędu co dla stropu warstw karchowickich. Problematyki niższego zespołu w profilach wierceń Wschowa Geo 1, 4 i 5 występują w obrębie warstw karchowickich, w profilu wiercenia Wschowa Geo 2 po obu stronach stropu tych warstw, a w profilu wiercenia Wschowa Geo 3 w marglach podewaporatowych. Gdyby występowanie problematyków wiązać z poziomem biostratygraficznym, to litostratygraficzny strop warstw karchowickich musiałby być traktowany jako diachroniczny.

Włączając do rozważań profil wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1, daje się zauważyć, że amplituda dla stropu warstw karchowickich wzrasta z 10,7 m do 13,8 m, a dla problematyków niższego zespołu z 13,8 m do 27,7 m. Dla stropu margli podewaporatowych nie wzrasta ona w stosunku do rejonu Wschowy, gdyż w profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1 wynosi 42,2 m, a więc mniej niż maksymalna wartość z profilu wiercenia Wschowa Geo 1. Wzrost deniwelacji od stropu wkładki „tere-

bratulowej” w profilu wiercenia (Gorzów Wielkopolski IG-1 wynika z *powiększenia* odnośnych rozstawów.

Uwzględniając profil wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1, przy porównywaniu zakresu zmian odległości poszczególnych litostratygraficznych granic od stropu wkładki „terebratulowej” w dół, otrzymuje się większe zmiany odnośnych liczb. I tak: dla spągu górnych warstw gorazdeckich wartość wzrasta z 2,8 m do 25,9 m, dla spągu dolnych warstw gorazdeckich z 12,3 m do 45,3 m, dla spągu serii falistej z 29,6 m do 64,5 m, a dla spągu serii marglistej — to znaczy dla stropu utworów retu z 19,45 m do 68,95 m. Wszystkie te zwiększenia amplitud wynikają przy tym ze *zmniejszenia* odpowiednich litostratygraficznych rozstawów w analizowanym profilu.

Widać z tego, że zmienność hipsometrii występowania problematyków niższego zespołu mieści się w zakresie zmienności sytuacji innych granic ponad stropem wkładki „terebratulowej”, lecz zasadniczo jest mniejsza niż wahania trzech granic poniżej tego stropu. Co prawda najwyższa z tych granic, to znaczy spąg górnych warstw gorazdeckich, ma zmienność mniejszą o 1,8 m od amplitudy pozycji problematyków niższego zespołu. Jednak, po włączeniu do rozważań profilu gorzowskiego, następuje większy skok, z 2,8 m na 25,9 m, gdy dla problematyków ma miejsce zmiana z 13,8 m na 27,7 m. Myślę więc, że można dyskutować nad propozycją traktowania problematyków niższego zespołu jako rozmieszczonych w jednym poziomie biostratygraficznym. Były to poziom predysponowany paleoekologicznie i ogólnie związany z zanikiem ku górze bentonicznej fauny dolnego wapienia muszlowego na tle nadchodzącego reżimu ewaporatowego. Poziom ten przecinałby się zarówno z granicą zaniku normalnomorskiej fauny, jak i z górną granicą (korzystnej dla rozwoju tej fauny facji piankowej, oolitowej.

Ewaporatowe kryteria dla środkowego wapienia muszlowego

Północny obszar monokliny przedsudeckiej (fig. 1) posiada grubý profil środkowego wapienia muszlowego, zawierający anhydryty i gipsy. Różni się on wyraźnie w tym względzie od niesiarczanowych względnie uboższych w siarczany profilów tego podpiętra południowego obszaru, gdzie ponadto interferuje w dolnej części ślaski dolomit diploporowy.

Dla północnego ewaporatowego typu kryteria wzajemnej pionowej odległości granic litostratygraficznych tracą na znaczeniu jako element dla korelacji. Na pierwszy plan wysuwa się tu bowiem porównywanie pozycji odnośnych odcinków profilowych w systemie cyklotemowym, podobnie jak to jest stosowane dla litostratygraficznej korelacji utworów

cechsztynu (Richter-Bernburg 1955)⁹. Natomiast zmiana miąższości prawidłowo skorelowanych kompleksów litostratygraficznych, obok bocznych zmian ewaporatowej litologii, ma tu znaczenie dla rozpoznania form dna ówczesnego basenu, względnie jego ruchów konsedymencyjnych.

W północnym obszarze monokliny przedsudeckiej, w profilach Ziemi Lubuskiej, a także z możliwością zasięgu na inne tereny tej megaformy i poza nią (Kleczkowski 1959, Senkowiczowa 1961, Wyczółkowski 1967), zaznaczyło się występowanie dwóch ewaporatowych cyklotemów środkowego wapienia muszlowego z siarczanami jako wskaźnikami maksimum stężenia roztworów. Fakt ten wiąże polskie profile tego podpiętra z wzorcowymi profilami środkowej Europy, gdzie w Wirtembergii ze zdwojeniem tym związane są dwa kompleksy eksploatowanej soli kamiennej (Bestel 1929). Efektem i dowodem zdwojenia jest widoczny w omawianych w tej pracy profilach wkład normalnomorski, gruby od 2,53 do 25 m. Siarczany albo w nim wcale nie występują, bądź trafiają się podrzędnie. Wapienie natomiast i margle albo tworzą wyłączny materiał skalny, bądź też dominują miejscami nad współwystępującymi dolomitami i dolomitycznymi marglami. Tam natomiast, gdzie wapienie i margle występują podrzędnie, to jednak swoją obecnością podkreślają maksimum wpływów normalnomorskich.

Wapienie występują w towarzystwie skał dolomitycznych oraz siarczanów do kilku metrów poniżej granicy spągowej i powyżej stropowej wkładu normalnomorskiego. Granice te przyjęto w miejscach ostatniego ku górze pod wkładem i pierwszego od dołu nad nim pojawienia się anhydrytów i gipsów. Jeżeli zaś przyjąć je odpowiednio w miejscu pierwszego ku górze i ostatniego od dołu występowania wapieni, to w tak rozsuniętych granicach wkład normalnomorski także zachowa swoją selektywną pozycję w stosunku do podłoża i nadkładu. W takim przypadku w profilu wiercenia Chlebowo 1 miałby on 6,9 m grubości (s. 740).

W drugiej sytuacji wapien w profilach wierceń Gorzów Wielkopolski IG-1 i Świebodzin 1 został przeze mnie potraktowany jako najwyższa warstwa odwrotnej, górnej gałęzi wyższego cyklotemu, a to ze względu na swoją pylastą, „kredowatą” litologię, sugerującą ewaporatowe pochodzenie. Przy tym wyżej leżące wapienie tego samego typu w profilu drugiego z wymienionych wierceń uznano już jako należące do górnego wapienia muszlowego; są one przeławiczone z marglistymi i falistymi wapieniami o typie sedymencji detrytycznej oraz zawierają faunę.

⁹ G. Richter-Bernburg widzi homologię genezy utworów „szarego” ewaporatowego środkowego wapienia muszlowego środkowej Europy z trzema niższymi cyklotemami cechsztynu w odróżnieniu od „pstrych” ewaporatowych utworów czerwonego spągowca, cyklotemu Aller i kajpru z całej permsko-triasowej sedymencyjnej sekwencji środkowej Europy. Uważa on także ewaporatowe utwory retu Niemiec za typ „pstry” z interferencją pustyni. Dla monokliny przedsudeckiej starałem się wykazać (Tokarski 1965a), że dwucyklotemowa sekwencja ewaporatowych utworów górnego retu jest „szara” w rozumieniu niemieckiego badacza, to znaczy powiązana z wpływami normalnomorskimi.

Litologicznie wapienie tworzące wkład normalnomorski, bądź wchodzące w jego skład obok margli, dolomitów i dolomitycznych margli, wykształcone są, poza wapieniami szarymi, ziarnistymi, marglistymi, pływotowymi i falistymi oraz białymi pylastymi, być może ewaporatowymi, także w postaci białych oolitycznych typu piankowego. Te ostatnie wyraźnie sugerują normalnomorskie pochodzenie, i rzeczywiście w profilu wiercenia Chlebowo 1 znalazłem w nich detryt skorup (s. 740). Poza tym cały ten litologiczny zestaw skał wapiennych nawiązuje do składu wyższej części warstw karchowickich i margli podewaporatowych tak, jakby warunki ich sedymentacji powtórzyły się w czasie powstawania wkładu normalnomorskiego. W takim ujęciu margle podewaporatowe rzeczywiście tworzyłyby najniższy człon niższego cyklotemu środkowego wapienia muszlowego, homologicznie jak wkład normalnomorski stanowi najniższy człon wyższego cyklotemu. Tylko więc konwencjonalnie dolna granica utworów środkowego wapienia muszlowego została poprowadzona w stropie margli podewaporatowych ze względu na większą łatwość jej wyznaczenia litostratygraficznego i elektrostratygraficznego. Granica ta wydaje się być przy tym bardziej diachroniczna niż górna granica warstw karchowickich, która więc także i z tego powodu powinna być traktowana jako górna granica utworów dolnego wapienia muszlowego.

Ewaporatowe utwory obu cyklotemów, mimo szczupłości przedstawionej dokumentacji, wskazują na nasilenie efektów siarczanowej sedymentacji, symetrycznie w stosunku do wkładu normalnomorskiego, a mianowicie w wyższej części niższego cyklotemu i niższej wyższego. W pierwszym z tych położań nie jest nawet wykluczone, że powtarzają się na większym obszarze przynajmniej trzy, te same warstwy anhydrytu o grubości od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 3 m (tab. 2 i fig. 6).

Całość naszkicowanej litostratygrafii i międzyprofilowej korelacji utworów środkowego wapienia muszlowego Ziemi Lubuskiej została rozpoznana w dwóch wzorcowych wierceniach: Gorzów Wielkopolski IG-1 i Wschowa Geo 3, a potwierdzona trzecim wzorcowym profilem wiercenia Świebodzin 1 usytuowanym pomiędzy dwoma poprzednimi (fig. 1, 5 i 6). Dotyczy to nawet możliwości występowania w tym ostatnim otworze dwóch wyższych z trzech grubych ławic anhydrytu w górnej części niższego cyklotemu, przy braku materiału dla rozpoznania niższej od tych ławic części profilu (s. 736).

Niektóre zaś elementy całości ujęcia zostały w moim rozpoznaniu uchwycone jeszcze w czterech innych profilach, a to: Wschowa 3 (poszukiwawczy), Chlebowo oraz Rybaki 1 i Rybaki 2. Szereg innych profili wierceń z monokliny przedsudeckiej, usytuowanych w położeniu bardziej północnym niż pełnordzeniowy profil Leśnej należący jeszcze do śląskiego typu środkowego wapienia muszlowego (Assmann 1929),

jest mi znanych z autopsji, bądź z opisu (por. uwaga na s. 716). Profile te nie przeczą ujęciu sformułowanemu w tej pracy.

Przestrzenna kontrola obrazu zmian miąższościowych utworów środkowego wapienia muszłowego Ziemi Lubuskiej została przeze mnie dokonana przy pomocy izopachyt w oparciu o dane z omówionych trzech wzorcowych wierceń i czterech pomocniczych (fig. 1). W ujęciu tym widać dwa wskazania dużych całkowitych miąższości środkowego wapienia muszłowego (ponad 100 m) w zachodniej części obszaru. Są to profile Chlebowo 1 (162 m) oraz Rybaki 2 (115,5 m). W nawiązaniu do wcześniej wykonanej analizy zmian miąższościowych w obrębie ewaporatowej sekwencji górnego retu (Tokarski 1965a) uważam, że analogicznie do zbliżonej do równoleżnikowego kierunku wyciągniętej ku WNW ówczesnej strefy wielkopolskiego basenu sedymentacyjnego, w ujęciu Z. R. Olewicza (1959), mogłaby przebiegać w środkowym wapieniu muszłowym także i osiowa strefa tego basenu, pogłębiając się ku zachodowi, gdzie wartość 61,5 m z profilu wiercenia Rybaki 1 mogłaby mówić o możliwości lokalnych podniesień. Profil zaś środkowego wapienia muszłowego z wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1 o całkowitej miąższości 68,3 m mógłby, podobnie jak dla górnego retu, wyznaczać północne obrzeżenie tej strefy. Natomiast profil wiercenia Wschowa Geo 3, o miąższości 47,1 m, zdaje się być usytuowany w podobnej jak dla górnego retu strefie środkowego podniesienia dna, rozdzielającego podłużnie omawianą strefę¹⁰. Na północ od tego profilu wiercenie Świebodzin 1 przebiegałoby główną osiową strefę o łącznej grubości 98 m utworów środkowego wapienia muszłowego. Na południu zaś wiercenie Wschowa 3 (poszukiwawczy) ujawniło 59 m utworów tego podpiętra bez doliczania ewaporatowych utworów wyższego cyklotemu, ściętych powierzchnią przedtrzeciorzędową. Tędy mogłaby przebiegać południowa, równoległa, wtórna rynna basenu sedymentacyjnego, podobnie jak dla górnego retu.

Poszczególne wydzielenia środkowego wapienia muszłowego omawianych profili dałyby podobny obraz przebiegu ich izopachyt, z wyjątkiem większej miąższości ewaporatów niższego cyklotemu w profilu Gorzowa (28,3 m) niż Świebodzina (17 m) oraz, być może, rządzonych innymi prawami zmian miąższości wkładu normalnomorskiego (tab. 2 i 3 oraz fig. 6) z jego przesadnie wielką 25-metrową grubością w profilu Świebodzina, a nadmiernie małą — 2,53 m w profilu Chlebowo, jeżeli nie przyjmować jej w wymiarze 6,9 m (s. 746).

Na tle wyżej przedstawionych faktów, przesłanek i sugestii charakterystyczne jest występowanie problematyków tworzących wyższy zespół

¹⁰ W profilu wiercenia poszukiwawczego Wschowa 1, usytuowanego o 10,6 km ku ENE od punktu Wschowa Geo 3, można było — w oparciu o elektrostratygrafię i jeden rdzeń — dość dokładnie wyznaczyć 63-metrową miąższość całego wapienia środkowego. Byłaby to wartość bliska izopachycie profilu Wschowa Geo 3, i być może, również dotycząca rozważanego podniesienia dna.

w czterech profilach środkowego wapienia muszlowego Ziemi Lubuskiej, w jego wkładzie normalnomorskim. W niższym zespole problematyki zostały znalezione w najwyższych utworach dolnego wapienia muszlowego (wliczając w to margle podewaporatowe) w dwóch z tych samych profiliów co i wyższe, a ponadto w czterech innych. Na problematyki te w obu zespołach natrafiono wszędzie tam, gdzie tylko profile były dostatecznie rdzeniowane. Ponadto we wkładzie normalnomorskim znaleziono je w warunkach środowiska homologicznych do środowiska niższego zespołu. Dane te uważam za dalsze potwierdzenie przedstawionej w tej pracy korelacji litostratygraficznej.

Z drugiej strony, mimo możliwej diachroniczności stropu warstw karchowickich w stosunku do pozycji niższego zespołu problematyków, wyklesponowała się w omówionych warunkach stratygraficzna rola tych ostatnich, które w profilach o innej litologii i innym układzie występowania fauny mogłyby ująć uwagę jako element banalny i niejasny.

Co więcej, okoliczności powtórzonego występowania problematyków, powiązanego ze zdwojeniem cyklotemowej sekwencji utworów ewaporatowych, każą zwrócić uwagę na możliwość ich genetycznego powiązania z takim właśnie przebiegiem sedymentacji.

Powtarzana pozycja problematyków w zdwojonej sekwencji cyklotemowej

Problematykom stropowej części warstw karchowickich Ziemi Lubuskiej oraz margli podewaporatowych tego obszaru z jednej strony, a problematykom wkładu normalnomorskiego z drugiej, towarzyszy w obu zespołach zanik iku górze normalnomorskiej oolitycznej facji piankowych wapieni, a także bentonicznej fauny oraz pojawienie się od góry facji ewaporatowej. Wspólne powtarzanie tych wszystkich czterech elementów sugeruje ich przyczynowe związki. W tym jako główny motyw zarysowują się podyktowane klimatem oceanograficzne warunki powracającego stężenia soli, a zanik oolitów i zanik fauny zdają się być pochodnymi tych zmian. Problematyki zaś mogłyby odpowiadać chwilowemu opanowaniu całego akwenu przez organizmy bardziej euryhaliczne niż normalnomorski bentos, w wyniku wielkiego przeredzenia tego ostatniego na skutek jego wymierania. Te euryhaliczne organizmy zostawiałyby ślady ich życia typu „miękkiego dna” (Kaźmierczak & Pszczołkowski 1968), to znaczy drażenia wapiennego mułu nie zdiagenezowanego względnie słabo zdiagenezowanego. Następnie także i one mogły masowo ginąć po przekroczeniu przez stężenie soli ich możliwości życia. Zjawisko to występowałoby w profilach dwa razy, podobnie jak zanik oolitów i fauny na skutek nawrotu warunków ewaporatowych.

W odróżnieniu jednak od zaniku oolitów i fauny, zjawisko względnie obfitowania problematyków w niższym zespole miałyby oceanograficznie, a więc klimatycznie umotywowaną nie tylko górną granicę, ale także i dolną. Byłoby więc ono „dwustronnie” wyeksponowane, od dołu i góry. Pod tym względem niższy zespół problematyków można potraktować jako zjawisko stratygraficznie przewodnie w stosunku do wymienionych zmian wyeksponowanych jedynie „jednostronnie” — od góry. Homologiczne warunki jedno- i dwustronnego ograniczenia omówiłem dla wkładki „terebratulowej”, motywując jej predyspozycję jako przewodniego elementu litostratygraficznego właśnie na skutek jej dwustronnego wyeksponowania (s. 743).

Z kolei więc także dwustronność ograniczenia stanowisk problematyków obu zespołów jest rozumiana jako wynikająca ze zmian natury klimatycznej i oceanograficznej, to znaczy ze zmian postępujących dla całego zbiornika frontem bardzo wyrównanym pod względem czasowym. Dlatego problematyki niższego zespołu, jako efekty zjawisk związanych bezpośrednio z tym frontem, dostarczają — moim zdaniem — więcej motywów dla traktowania ich jako przewodniego horyzontu stratygraficznego, aniżeli diachroniczne zanikanie ku górze oolitów, czyli litostratygraficzna górna granica warstw karchowickich, a także nie zanikanie fauny, której jedno stanowisko w profilu wiercenia Wschowa Geo 4 znajduje się powyżej problematyku (s. 725).

W tych warunkach uważam, że nie ma potrzeby przyjmować dla problematyków obu zespołów specjalnej przerwy w sedymentacji predysponującej zjawiska „miękkiego dna”. Byłoby to bowiem wprowadzanie do rozważań dodatkowego czynnika o genezie nie powiązanej z nadchodzeniem ewaporatowej sedymentacji. Poza tym dla niższego zespołu problematyków trudno przypuszczać, aby takie zjawisko *sedymentacyjne* przebiegało diachronicznie w stosunku do również sedymentacyjnego zjawiska zanikania oolitowej facji. Byłoby ono bowiem genetycznie bliższe temu ostatniemu, niż warunkom nadchodzącej dopiero sedymentacji ewaporatowej. Dlatego uważam, że zjawiska penetrowania nie zestalonych lub słabo zestalonych osadów, omawiane w tej pracy jako stanowiska problematyków, mogą być traktowane jedynie jako wywołane zachowaniem się organizmów w wyniku wzrostu stężenia soli w akwencie¹¹.

¹¹ Prof. O. Pazdrowa zwróciła mi w dyskusji uwagę, że organizmy te mogły zagrzebywać się w osadzie w poszukiwaniu bardziej normalnomorskiego zasolenia w stosunku do panującego nad dnem morza. Mogło to mieć miejsce jedynie tak długo, zanim przez dyfuzję i spływanie nie nastąpiła właściwa grawitacyjna stratyfikacja, obejmująca także osady pod dnem morza. Doc. S. W. Alexandrowicz z kolei sugerował mi w dyskusji możliwość powszechnego żerowania chwilowo przetrwałych organizmów euryhalicznych w mule dna bogatym w substancję organiczną, w wyniku masowej śmierci organizmów stenohalicznych, wywołanej na krótko przed tym przez wzrost stężenia soli.

*Zmienność facji na peryferii śląskiego typu wapienia muszlowego**Północna interferencja z warunkami sedymentacyjnymi środkowej Europy.*

Typowy dla litostratygrafii górnej części dolnego wapienia muszlowego i dolnej części środkowego, dolomit diploporowy Górnego Śląska z ladyńskimi diploporami w jego wyższej partii (Pastwa-Leszczyńska & Sliwiński 1960) jest elementem śródziemnomorskim, wprowadzonym do basenu środkowoeuropejskiego przez ówczesną cieśninę Bramy Morawskiej (Bubnoff 1935, Senkowiczowa 1962, Senkowiczowa & Szyperko-Sliwczynska 1961). Sięga on ku północy po równoleżnik wiercenia Leśna, a ku północnemu zachodowi po południk wiercenia Opole (s. 738), jeżeli w tym ostatnim profilu krynoidowy dolomit traktować jako odpowiednik diploporowego (Assmann 1925, 1929). Także zespół warstw gorazdeckich, wkładki „terebratulowej” i warstw karchowickich z zasadniczym typem piankowego, oolitycznego wapienia i względnie obfitą bentoniczną fauną, może być traktowany jako obrazujący śląską fację. Zespół ten sięga ku północy aż do Ziemi Lubuskiej dając możliwość korelacji tamtejszych profiliw ze śląskimi.

Stratotyp wykazuje już jednak na obszarze Ziemi Lubuskiej cechy związane z peryferią jego zasięgu. Mianowicie od zwartego systemu piankowych i „kredowatych” wapieni przegrodzonych jedynie cienką wkładką „terebratulową” dają się u dołu odseparować dolne warstwy garazdecokie. Zawierają one obok białych wapieni piankowych i „kredowatych” także szare margliste wapienie faliste i gruzłowe jako elementy typowe dla wapienia muszlowego całej środkowej Europy, a w paragenezie z nimi margliste wapienie płytowe i margle. W górnej zaś części warstw karchowickich zaznaczają się w niektórych profilach Ziemi Lubuskiej obfitsze domieszki wapieni falistych, gruzłowych, płytowych i margli.

Zmiany te odzwierciedlają się także w stosunkach miąższościowych (fig. 5). I tak: górne warstwy gorazdecokie wykazują wprawdzie w przekroju wierceń Wschowa Geo 1—4 (fig. 2) wyrównaną miąższość (31,5—34,8 m), ale w odległym o 108 km ku WNW profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1 spada ona aż do 10,6 m. Natomiast warstwy karchowickie charakteryzują się już dla grupy wierceń Wschowa Geo 1—5 miąższością zmienną (od 16,3 m do 27 m), która wzrasta tylko do 30,1 m w profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1. Zwiększenie grubości w tym kierunku mogło być wywołane konsedymentacyjnymi ruchami dna omawianej części basenu. To lokalnie przeciwdziałałoby północnemu zanikaniu facji piankowego wapienia. Rozumiuję zatem, w ślad za moją dyskusją przeprowadzoną poprzednio dla rety (Tokarski 1965a), a także opierając się na syntetycznym poglądzie J. Sokołowskiego (1967), że również dla dolnego wapienia muszlowego przebiegała przez obszar dzisiej-

szej Ziemi Lubuskiej osiowa strefa basenu wielkopolskiego (Olewicz 1959). Kierunek jej byłby WNW, zbliżony do równoleżnikowego.

Wyżej omówiony przypadek jest ilustracją widocznych w wapieniu muszlowym Ziemi Lubuskiej efektów interferencji wpływów południowych, alpejskich ze środkowoeuropejskimi. Pierwsze widać w profilowej i przestrzennej modyfikacji śląskiego stratotypu warstw gorazdeckich i karchowickich rozdzielonych wkładką „terebratulową”. Drugie dają o sobie znać możliwym lokalnym współdziałaniem obniżania dna z jednej strony, a sedymentacją piankowego, oolitycznego wapienia warstw karchowickich, a przede wszystkim zdwojoną ewaporatową sekwencją utworów środkowego wapienia muszlowego z drugiej. Z interferencji tych dwóch wpływów wynika, moim zdaniem, rola dolnego i środkowego wapienia muszlowego Ziemi Lubuskiej w powiązaniu śląskiej litostratygrafii ze środkowoeuropejską.

W to wszystko wkomponowały się dwa zespoły problematyków z ich wyżej umotywowanym stratygraficznym znaczeniem. Przy tym ze względu na ich rozważaną możliwą genetyczną zależność od nadchodzenia warunków ewaporatowych, należy te problematyki, moim zdaniem, uważać za element związany ze środkowoeuropejskimi warunkami rozwoju basenu sedymentacyjnego środkowego wapienia muszlowego.

Przekraczanie przez problematyki wschodniej granicy facji

Wschodnia, ostro zaznaczona granica śląskiej facji dolnego wapienia muszlowego została w obrębie Przedgórze Karpat wyznaczona przez wiercenia obszaru Buska i Mielca z bardzo krętym przebiegiem, ogólnie ku południowemu wschodowi (fig. 7). Poprzednio starałem się wykazać, że po południowo-zachodniej, śląskiej stronie tej granicy w dolnym wapieniu muszlowym występują niższe warstwy gogolińskie, margliste i wyższe, faliste oraz nad nimi warstwy gorazdeckie, terebratulowe i karchowickie. Ostatnie trzy kompleksy nawet lokalnie byłyby, wzorem Górnego Śląska, zmienione w profilu Mielca na dolomit typu kruszczońskiego (Tokarski 1962, 1965b).

Po drugiej, świętokrzyskiej stronie tej granicy facjalnej udało mi się wydzielić zespoły litostratygraficzne wyróżnione przez H. Senkowiczową (1957) dla odsłoneń na peryferii Gór Świętokrzyskich. Zespoły te, według tej autorki, odpowiadają śląskim — od dołu: warstwy wolicie — niższym marglistym warstwom gogolińskim, a warstwy faliste — górnym falistym warstwom gogolińskim z tym, że dla jednej i drugiej pary wydzieleni konwencjonalna różnica nazw zbiega się z prawie identyczną litologią. Dopiero wyżej warstwy łukowskie H. Senkowiczowej (1957) z ich skalistym wapieniem mają inną litologię niż ich śląski odpowiednik, czyli piankowe wapienie warstw gorazdeckich. Podobnie od warstw terebratu-

lowych i karchowickich facji śląskiej różni się ich świętokrzyski odpowiednik, czyli gruzłowe i faliste wapienie warstw z *Lima striata*.

Środkowy wapień muszłowy po śląskiej stronie został rozpoznany w facji ewaporatowej z siarczanami, bez zaznaczonego zdwojenia. Poza tym występuje on tu zaledwie w kilku profilach na skutek regionalnego głębokiego ścinania przez powierzchnie transgresji kajpru-retyku i keloweju-malmu (Tokarski 1962, 1965b).

W dwóch profilach usytuowanych po obu stronach tej ostrej granicy facjalnej wykryłem problematyki analogicznego typu, jak w profilach Ziemi Lubuskiej i w analogicznej z nimi pozycji stratygraficznej. Znalazłem je mianowicie po śląskiej stronie nad piankowym wapieniem warstw karchowickich, a po świętokrzyskiej nad gruzłowym i falistym wapieniem warstw z *Lima striata*. Tak samo też, jak z reguły dla Ziemi Lubuskiej, w obu tych profilach problematyki zostały znalezione ponad najwyższymi stanowiskami bentonicznej fauny dolnego wapienia muszłowego. Zapewne też ta pozycja problematyków oznacza miejsce poniżej ewaporatowych utworów środkowego wapienia muszłowego, czego jednak

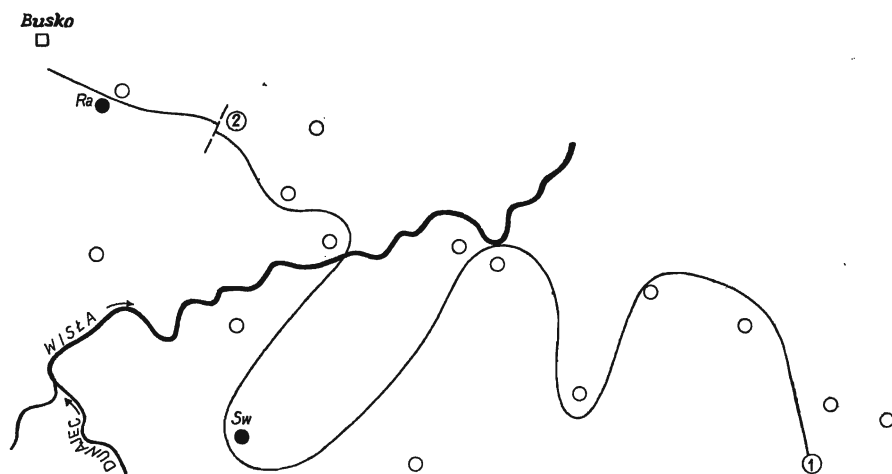


Fig. 7

Przebieg facjalnej granicy w dolnym wapieniu muszłowym we wglębnej budowie Przedgórzia Karpat (według pracy autora z r. 1965b, z uproszczeniem)

Liczby w kółkach: 1 granica między facją śląską po SW, a świętokrzyską po NE, 2 dyslokacja przesuwająca prawdopodobnie poziomo granicę facjalną; wiercenia z problematykami: Ra Radzanów 1, Sw Swarzędz 9; puste kółka — inne wiercenia dokumentujące przebieg granicy facjalnej

Facial boundary course in the Lower Muschelkalk in the subsurface of the Carpathian Foreland (after A. Tokarski 1965b, simplified)

Numbers in circlets: 1 facial boundary between the Silesian facies to the SW and the Holy Cross facies to the NE, 2 dislocation supposed to have horizontally shifted the facial boundary; boreholes with problematica: Ra Radzanów 1, Sw Swarzędz 9; empty circlets — other boreholes establishing the facial boundary course as drawn

nie widać na skutek ścięcia stropu dolnego wapienia muszlowego przez powierzchnie transgresji utworów keloweju.

W profilu wiercenia Radzanów 1 koło Buska (fig. 4e i 7), pod transgredującym jasnoszarym, oolitycznym wapieniem z *Patoceras* sp., a nad białym piankowym wapieniem warstw karchowickich przebito 3 m poziomo leżących szarych marglistych i falistych wapieni. W wapieniach tych, czyli w litostratygraficznym odpowiedniku margli podewaporatowych Ziemi Lubuskiej, 1,9 m niżej od ich górnej granicy, znalazłem problematyk (pl. III, fig. 3). Ma on kształt prostego wałka umieszczonego na poziomej powierzchni warstwowej, o długości 27 mm, obciętego z dwóch końców rdzenia. Szerokość jego wynosi 4 mm, a grubość górnej połowy jego przekroju wystającej nad warstwę mierzy 1,5 mm. Barwę ma szarą, taką samą jak tło skalne. Na falistej powierzchni warstwowej omawianego wapienia, 40 cm niżej, znalazłem wżery (pl. II, fig. 4). Są to trzy jamki o średnicy 3—4 mm, głębokie 1—2,5 mm; w jednej z nich występuje ślad stopnia wbudowanego asymetrycznie wewnątrz jamki tak, jak to ma miejsce dla wżerów z wkładu normalnomorskiego z profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1 (pl. III, fig. 2).

Na południowy wschód (13 km) od wiercenia Radzanów 1, w profilu wiercenia Swarzów 9 koło Dąbrowy Tarnowskiej (fig. 7), stwierdzono pod transgredującym jasnoszarym kelowejskim wapieniem z *Proplanulites* sp., o upadzie 10°, a nad gruzłowo-falistymi wapieniami warstw z „*Lima striata*”, 11 m utworów wapienia muszlowego (fig. 4), o pochyleniu 15°. Z tego górne 7 m to dolomityczny margiel, być może przedstawiający zachowaną przed ścięciem spagową część środkowego wapienia muszlowego. Niższe zaś 4 m przedstawiają szary margiel sugerujący litostratygraficzną analogię z marglami podewaporatowymi profilów Ziemi Lubuskiej. Jego najwyższa warstwa, przy uwzględnieniu 95 cm straty rdzenia, o miąższości 55 cm, jest przekładana nieregularnie (co 1—4 cm) falistymi, poziomymi warstewkami marglistego wapienia grubości do 3 cm. Górna powierzchnia najwyższej z tych warstewek, tworząca jednocześnie strop całej warstwy, wykazuje liczne nieregularne i owalne zagłębienia o osiach 4—7 mm, nie głębsze niż 1 mm, o charakterystycznie pionowych ściankach (pl. II, fig. 5). Zagłębienia te sugerują analogię z wżerami z profilu Radzanowa (pl. II, fig. 4) i z profilów Ziemi Lubuskiej (pl. I, fig. 6; pl. II, fig. 2). W marglu występującym 1,25 m niżej znalazłem formę *Pecten* aff. *discites* Bronn, a jeszcze o 20 cm poniżej *Lima* cf. *angustestriata* Assmann¹².

Z tych danych dotyczących wschodniej granicy śląskiej facji dolnego wapienia muszlowego i wskazujących na sytuację problematyków homologiczną z profilami Ziemi Lubuskiej wynika, że problematyki sięgają poza obręb facji śląskiej. Popiera to wysuniętą tezę odnoszącą się do pro-

¹² Formę tę uprzejmie oznaczył mgr inż. L. Cimaszewski.

blematyków jako elementu związanego genetycznie nie ze śląską facją, ale środkowoeuropejskimi warunkami sedymentacji głównej części basenu dolnego i środkowego wapienia muszlowego. Problematyki te odgrywają rolę prekursorów ewaporatowych warunków sedymentacji środkowego podpiętra.

KORZYSTNA POZYCJA PROBLEMATYKÓW DLA KORELACJI PROFILÓW WIERTCEN

W pracy tej starałem się wykazać, że problematyki niższego zespołu stwierdzone w kilku profilach wapienia muszlowego Ziemi Lubuskiej stanowią udokumentowany biostratygraficznie przewodni poziom. Starałem się też udowodnić, że problematyki te są elementem związanym z warunkami ewaporatowej sedymentacji *głównego*, środkowoeuropejskiego basenu środkowego wapienia muszlowego i w związku z tym mają one szersze znaczenie korelacyjne niż stratotypy regionalnych facji. Ich współwystępowanie ze śląską facją monokliny przedsudeckiej byłoby wynikiem rozszerzania wpływów środkowoeuropejskich na obszar śląski. Byłoby to więc zjawisko ukierunkowane odwrotnie niż zaakcentowane tendencje dalekiego północno-zachodniego zasięgu śląskiej, piankowej facji oolitycznych wapieni warstw gorazdeckich i karchowickich, aż do profilu wiercenia Gorzów Wielkopolski IG-1.

W takich zaś warunkach problematyki mogą mieć szersze znaczenie dla korelacji profilów wiertniczych, a szczególnie dotyczy to problematyków niższego zespołu, ze względu na typowe dla dużych obszarów ścinanie wapienia muszlowego przez późniejsze transgresje aż do dolnego podpiętra włącznie. Problematyki są stosunkowo łatwe do znalezienia i łatwo też rozpoznać ich właściwą stratygraficzną pozycję. Tego typu ślady życia są pospolite w utworach wapienia muszlowego, zwłaszcza w wapieniach o gruzłowej i falistej teksturze. Jednak problematyki niższego zespołu były zasadniczo przede mną wszędzie znajdowane tylko w jednym horyzoncie (fig. 5), nie grubszym niż 2 m (wiercenie Wschowa Geo 2), w wapieniach i marglach o teksturze gruzłowej i falistej. Ponadto pod nimi jest ogólnie przynajmniej ponad 1 m utworów pozbawionych fauny, a przeważnie także pozbawionych tekstur gruzłowych i falistych. Są to albo margliste wapienie typu płytowego, albo margle.

W system ten są włączone piankowe wapienie w tych profilach, w których na skutek diachronizmu górna granica warstw karchowickich Ziemi Lubuskiej przebiega nad problematykami niższego zespołu. Jednak i w tych przypadkach ma miejsce ograniczenie od dołu horyzontu problematyków przez kilka metrów utworów pozbawionych fauny i zawierających dużo marglistych wapieni i margli. Dopiero niżej, przeważnie razem ze zmianą litologii całości, widać w profilach bentoniczną faunę, powtarzającą się dalej ku dołowi. Dla facji śląskiej ta litologiczna zmiana

oznacza większe zmasowanie piankowych wapieni warstw karchowickich. Dla facji zaś świętokrzyskiej jest to nagłe zagęszczenie wapieni typu fałistego i gruzłowego począwszy od górnej granicy warstw z *Lima striata*, nad którymi można wydzielić margle podewaporatowe.

Wyjątkiem jest występowanie nad problematykiem niższego zespołu w profilu wiercenia Wschowa Geo 4 fauny, nawet z kolcem jeżowca. Jest to jednak, moim zdaniem, wyjątek potwierdzający regułę większej stratygraficznej stabilności niższego zespołu problematyków, niż lokalnie zmiennego stropu facji oolitycznej i związanej z nią występowania normalnomorskiego bentosu. Dlatego uważam, że — poza podobnymi przypadkami — znajdowanie normalnej fauny w profilu dolnego wapienia muszlowego o ponad metr poniżej pozycji problematyku może służyć dla kontroli stratygraficznej diagnozy, a mianowicie dla upewnienia się, że znaleziony problematyk należy rzeczywiście do przewodniego niższego zespołu¹³.

Myślę, że potwierdzenie tezy tej pracy znaleziskami z innych profili i możliwe ugruntowanie rozpoznania przewodniej roli niższego zespołu problematyków na większych obszarach Polski pozwoliłoby na szybką diagnozę stratygraficzną nawiercanych odcinków profilu dolnego wapienia muszlowego. Umożliwiłoby to kierować dalszym rdzeniowaniem tak, aby uchwycić najbardziej charakterystyczne litostratygraficzne granice, ważne dla celów poszukiwawczych, wskazanych we wstępnym omówieniu problematyki tej pracy.

*Katedra Geologii Złóż Ropy i Gazu
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, Al. Mickiewicza 30
Kraków, w styczniu 1969 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ASSMANN P. 1925. Die Tiefbohrung Oppeln. — Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 46. Berlin.
- 1929. Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. — *Ibidem*, Bd. 50.
- 1944. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias, T. III der Muschelkalk. — Abh. Reichsamt Bodenforsch., N. F., H. 208. Berlin.
- BESTEL G. 1929. Das Steinsalz im Germanischen Mittleren Muschelkalk. — Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 50. Berlin.
- BUBNOFF S. 1935. Geologie von Europa, Bd. 2, T. 2. Borntraeger. Berlin.

¹³ Charakterystyczne jest, że po znalezieniu omawianych problematyków tego zespołu we wskazanej sytuacji w profilach wierceń Wschowa Geo 1 i 2 oraz potwierdzeniu ich pozycji w profilu wiercenia Wschowa Geo 3, *szukałem* ich według wskazówek sugerowanych przez te profile w następnych sześciu profilach, łącznie z Radzanowem i Swarzowem. Znalazłem je zaś w tak podobnych warunkach, że i odbiegające dane profilu wiercenia Wschowa Geo 4 mogły zostać wkomponowane w całość obrazu.

- GAJEWSKA I. 1964. Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej (Roethian, Muschelkalk and Keuper in the western and central parts of the Fore-Sudetic Monocline). — *Kwartalnik Geol.*, t. 8. Warszawa.
- GORTYŃSKA S. 1961. Wstępne wyniki wiercenia Sulechów (Preliminary results of drilling at Sulechów — Western Poland). — *Przegląd Geol.*, nr 6. Warszawa.
- GRODZIŃKA-SZYMANIKO W. 1967. Stratygrafia osadów kajpru w otworze wiertniczym 1-KW Wieluń (The stratigraphy of Keuper deposits in the 1-KW borehole at Wieluń). — *Biul. Inst. Geol.* 205. Warszawa.
- KASPRZAK T. & SOKOŁOWSKI J. 1964. Zarys budowy obszaru przedsudeckiego. — *Geofiz. i Geolog. Naftowa*, nr 3—5. Kraków.
- KAZMIERCZAK J. & PSZCZÓLKOWSKI A. 1968. Nieciągłości sedimentacyjne w dolnym kimerydzie południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Sedimentary discontinuities in the Lower Kimmeridgian of the Holy Cross Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 18, no. 3. (Warszawa).
- KLECZKOWSKI A. 1959. Wapień muszlowy północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na zachód od Skarżyska-Kamiennej (The Muschelkalk on the northern border of the Holy Cross Mts. West of Skarżysko-Kamienna). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 29. Kraków.
- KLAPCZYŃSKI J. 1958. Trias na północny wschód od wału przedsudeckiego (The Triassic north-east of the Fore-Sudetic Swell). — *Ibidem*, t. 28.
- OLEWICZ Z. R. 1959. Baseny sedimentacyjne i strukturalne ziem Polski (The sedimentary and structural basins on the Polish territory). — *Prace Inst. Naft., Ser. A i B*, nr 63. Wydawn. Górn.-Hutn. Katowice.
- PASTWA-JESZCZYŃSKA C. & ŚLIWIŃSKI S. 1960. Występowanie glonów (Dasycladaceae) w dolomitach kruszonośnych okolic Chrzanowa (Algae — Dasycladaceae — from ore-bearing dolomites in the vicinity of Chrzanów). — *Kwartalnik Geol.*, t. 4. Warszawa.
- RICHTER-BERNBURG G. 1955. Über Salinare Sedimentation. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 105. Hannover.
- SENKOWICZOWA H. 1957. Wapień muszlowy na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich między Czarną Nidą a Chmielnikiem (The Muschelkalk on the southern slope of the Święty Krzyż Mts. between Czarna Nida and Chmielnik). — *Biul. Inst. Geol.* 122. Warszawa.
- 1961. Ret i wapień muszlowy na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (The Röt and Muschelkalk in the western marginal area of the Święty Krzyż Mountains). — *Ibidem*, 167.
- 1962. Wpływy fauny alpejskiej w osadach retu i wapienia muszlowego na obszarze Polski (Alpine fauna in the Röt and Muschelkalk sediments of Poland). *Księga Pam. ku czci Prof. J. Samsonowicza*. Wydawn. Geol. Warszawa.
- 1963. Zagadnienia stratygrafii triasu w Meklemburgii i południowo-wschodniej Brandenburgii. — *Geologia za granicą*, nr 3 (15), *Inst. Geol.* Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. & SZYPERKO-ŚLIWOCZYŃSKA A. 1961. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 8. Trias (Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems. Fasc. 8. Triassic). *Inst. Geol.* Warszawa.
- SIEDLECKI S. 1952. Utwory geologiczne obszaru między Chrzanowem a Kwaczą (Geologičeskie obrazowanija učasťka meźdu Chšanovom i Kvačaloj). — *Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 60. Warszawa.
- SOKOŁOWSKA J. & SOKOŁOWSKI J. 1965. Perspektywy odkrycia złóż gazu

- w utworach czerwonego spągowca w Polsce (The possibilities of gas exploration in Lower Permian in Poland). — *Geofiz. i Geolog. Naftowa*, nr 10—12. Kraków.
- SOKOŁOWSKI J. 1967. Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przed-sudeckiego (Geology and structure of the Sudetic-Foreland). — *Geologia Sudetica*, t. 3. Warszawa.
- SLIWIŃSKI S. 1966. O geologicznych elementach problemu genezy dolomitu kruszonośnego. — *Spraw. Pos. Komis. Geol. PAN*. Kraków.
- TOKARSKI A. 1962. Struktura Niwisk (La structure de Niwiska). — *Prace Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, nr 13. Kraków.
- 1965a. O stratygrafii salinarnego retu monokliny przedsudeckiej (Stratigraphy of the salinary Röt of the fore-sudetic monocline). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 15, no. 2. Warszawa.
- 1965b. Udział wapienia muszlowego w budowie Przedgórzia Karpat (Muschelkalk in the subsurface geology of the Polish Carpathian Foreland). — *Ibidem*.
- WYCZÓLKOWSKI J. 1967. Uwagi o stratygrafii piaskowca pstrego i wapienia muszlowego w otworze wiertniczym 1—KW Wieluń (Remarks on the stratigraphy of the Buntsandstein and Muschelkalk in the 1-KW borehole at Wieluń). — *Biul. Inst. Geol.* 205. Warszawa.

SUMMARY

ABSTRACT: An analysis of borehole materials from the NW of the Fore-Sudetic monocline reveals the connections of the Silesian stratotype of the Lower Muschelkalk bearing Alpine influences, with the Middle-European two-cyclothem sulphatic evaporite facies of the Middle Muschelkalk. Two groups of "soft ground" problematica twice precede the setting in of evaporite sedimentation to which they are paleoecologically related. The lower problematica are stratigraphic markers, also in the subsurface of the Carpathian Foreland, similarly as is the "Terebratula" inlayer lower down. Other lithostratigraphic boundaries are more diachronic. The above are hints in the study of the Muschelkalk deposits pierced directly above perspective gas and oil complexes within the Fore-Sudetic monocline.

MODIFIED SILESIA LITHOSTRATIGRAPHY AND THE LOWER GROUP OF PROBLEMATICA

During 1957—59 the writer examined five full-cored boreholes profiles from the Lower and Middle Muschelkalk at Wschowa (Geo 1—5) situated 12—18 km to the NE, NNW and NW of Głogów on the Odra, as well as a corresponding section of the borehole profile Gorzów Wielkopolski IG-1, 122 km NNW of Głogów (fig. 1). All these boreholes are in the NW part of the Laramide Fore-Sudetic monocline dipping gently to the NE (fig. 2). Within this major unit the Muschelkalk deposits have been pierced between 296.3 and 1,864 m below the surface (Kasprzak & Sokołowski 1964, Sokołowski 1967).

The lithostratigraphy of the Lower Muschelkalk has been here established according to the Silesian stratotype with its Alpine influences (Assmann 1925, 1929, 1944; Bubnoff 1935; Pastwa-Leszczynska & Sliwiński 1960; Senkowiczowa 1962; Siedlecki 1952; Sliwiński 1966) but with modifications due to the northernmost reach of the Muschelkalk (figs. 3, 4a—d and 5).

The marly and Wellenkalk beds of the lower part of this sequence differ one from the other in that grey marly platy limestones and marls preponderate in the marly beds, while in the Wellenkalk beds there is a predominance of similarly grey and marly but crumpled undate and nodular limestones. The typical Silesian arrangement persists in the upper part of the Lower Muschelkalk where it is represented by the upper Gorazde beds at the bottom and the Karchowice beds at the top. A marly-limestone "Terebratula" inlayer separates the two last named complexes but unfortunately the writer has not succeeded to find there any terebratules (chart 1). The lower Gorazde beds have also been distinguished as a passage complex within the area here considered. White, spumous or "chalky" limestones alternate there with grey marly platy undate and nodular limestones or marls. Here and there, a decrease is noted in the amount of the spumous and "chalky" limestones of the upper part of the Karchowice beds (chart 1) which is, however, lithostratigraphically unseparable. Sub-*evaporite* marls consist solely of grey marly platy untypical undate and nodular limestones, also of locally dolomitic marls.

The problematica of the lower group have been found by the writer in every one of the six borehole profiles worked out by him (pl. I, figs. 1—7), at least 9.5 m below the top of the Karchowice beds and not more than 9.1 m above their top in the sub-*evaporite* marls. In one of the profiles they occur twice, 2 m apart (fig. 5). They are rather of a soft ground type (Kazmierczak & Pszczołkowski 1968).

The lithostratigraphic limits in the Lower Muschelkalk from the profiles here considered, are distinctly diachronic. An exception is the "Terebratula" inlayer resulting from the "bilaterally emphasized" brief simultaneous period of marly-limestone sedimentation that broke up the monotony of the long-lasting deposition of oolites. The same synchronous pattern seems to exist in the lower group of problematica, not withstanding their oblique orientation to the top of the Karchowice beds (fig. 5). But for one exception in the profile of the borehole Wschowa Geo-4, these problematica are preceded by the complete extinction of all fauna a few metres down. The disappearance of the fauna prior to the appearance of the problematica with their relative abundance and their extinction soon followed by *evaporite* sedimentation, is, in the writer's opinion, genetically influenced by the setting in of *evaporite* conditions in the basin, i.e. by a simultaneous climatically influenced impact bringing about the concentration of the salt in the basin. This would perhaps be a more synchronous event than the extinction of oolitic sedimentation possibly connected with secondary non-synchronous sedimentary symptoms. The extinction of the normal fauna might, likewise, be less simultaneous, although the fact of the persistence of the fauna above the position of the problematica, in one of the profiles here considered is the weak point of the above concept.

DOUBLED MIDDLE-EUROPEAN EVAPORITE SEQUENCE AND THE UPPER GROUP OF PROBLEMATICA

A succession of two cyclothem with sulphatic *evaporites*, likewise the doubled salt-bearing sequence of the Middle Muschelkalk of Central Europe (Bestel 1929) has been found by the writer in the borehole profiles of Ziemia Lubuska (charts 2, 3 and fig. 6). The calcium carbonate rocks either wholly build up the normal marine inlayer or are predominant along with magnesium-carbonate rocks, sporadically also with sulphate products. Moreover, chalky limestones are intercalated in the calcium-magnesium carbonate member, possibly indicating the chemical calcium carbonate sedimentation in the reversed branch of the upper cyclothem (Richter-

-Bernburg 1955). They pass as intercalations into the Upper Muschelkalk sequence, too, where they contain a benthonic fauna.

The re-occurrence in the normal-marine inlayer of the sedimentary conditions of the upper Karchowice beds and of the sub-evaporite marls is very characteristic. There is also a re-appearance of the problematica, most likely under the same genetic conditions, as epigons of the normal fauna and fore-runners of evaporite sedimentation. This means that the lithostratigraphic bottom boundary of the Middle Muschelkalk is a conventional one. Another characteristic feature is the symmetric position of the sulphate members of the two cyclothems, both at the bottom and the top of the normal-marine inlayer, markedly emphasizing its position on the apparent-resistance log (fig. 3).

The above data have been established on two full-cored borehole profiles: Gorzów Wielkopolski IG-1 and Wschowa Geo 3, also on the incompletely cored profile of Świebodzin 1 (chart 2 and fig. 6). Moreover, they are indicated by certain elements controlled by the writer in poorly cored profiles in the boreholes of Wschowa 3 (wildcat) near Głogów, Chlebowo 1, and Rybaki 1, 2 (chart 3 and fig. 1, 6). Fourteen other corresponding sections of the borehole profiles have also been examined by the writer throughout the Fore-Sudetic monocline, while 49 more sections are known to him either from published descriptions (Assmann 1925, 1929; Gortyńska 1961; Gnodzicka-Szymanko 1967; Kłapciński 1959; Wyczółkowski 1967), or from the Abridged Register drawn up by the Geological Institute of Poland. Observations made either on cored material or obtained by geophysical measurements of non-cored sections do not deny the possibility of a doubling of the evaporite sequence of the Middle Muschelkalk beds north of borehole Leśna. This doubling, has, however, escaped the attention of previous investigators (Gajewska 1964, Senkowiczowa 1963, Senkowiczowa & Szyperko-Sliwczynska 1961), although it has already been hinted at in the dolomite-limestone relation of the Middle Muschelkalk in the NW margin of the Holy Cross Mts. (Kleczkowski 1959, H. Senkowiczowa 1961).

The isopach map of the total thickness of the Middle Muschelkalk from borehole profiles in Ziemia Lubuska (fig. 1) presents a consistent picture of the elongated axial zone of the sedimentary basin of Wielkopolska (Olewicz 1959, Tokarski 1965a), with its WINW trend and W submergence marked by values over 100 metres.

Typical problematica of the upper group have been found in the normal-marine inlayer in the profile of borehole Gorzów Wielkopolski IG-1 (pl. III, fig. 1 and 2) both of soft and slightly hard ground type. In the other investigated profiles, where only the normal-marine inlayer had been satisfactorily cored, i.e. those at Wschowa Geo 3, Świebodzin 1 and Wschowa 3 (wildcat), only borings have been found by the writer on the bedding surfaces of platy undate and nodular limestones, also of marly dolomite, which do not deny the possibility of their organic origin. Indeterminate shell detritus has also been found among the grey granular limestone in the normal-marine inlayer in the borehole profile Świebodzin 1 (fig. 6).

PROBLEMATICA AS A MIDDLE-EUROPEAN ELEMENT OVERRUNNING THE FACIAL BOUNDARIES

The two-cyclothem evaporite sequence being an outstanding feature of the Middle-European basin of that substage, both groups of problematica genetically connected with these cyclothems reasonably seem to be Middle-European marks, too.

Problematica of the lower group have also been found by the writer in the

borehole profiles from the Carpathian Forefield, 70—95 km ENE and NE of Kraków (figs. 4e and 7). A meandering sharp facial boundary delimits here the stratotype of the Silesian Lower Muschelkalk from its Holy Cross Mts. facies lying farther NE (Senkowiczowa 1957; Tokarski 1962, 1965b).

The problematicum on the Silesian side in borehole Radzanów 1 is a roller (pl. III, fig. 3) on the bedding surface analogous to those encountered in cores from Ziemia Lubuska, while 40 cm lower down there occur similar borings in the limestone surface (pl. III, fig. 4). On the Holy Cross side the problematica of the sub-evaporite marls are represented by surface borings in the profile of borehole Swarzędów 9 (pl. III, fig. 5).

USEFULNESS OF PROBLEMATICA IN STRATIGRAPHIC DIAGNOSIS

Problematica of the lower group, which occur in a bilaterally emphasized stratigraphic position, may prove important guides to the knowledge of major subsurface areas of Poland where the Muschelkalk has been denuded in the higher parts down to the uppermost layers of its lower substage. This would be of particular importance in the case of the Fore-Sudetic monocline (Sokołowska & Sokołowski 1965). It is namely here that a proper stratigraphic diagnosis, made after the Muschelkalk had been reached by drilling, may have a decisive bearing on the correct coring in the Lower Muschelkalk, i.e. in the key deposits covering the perspective gas and oil beds from the Bunter to the Rothliegendes.

DEDICATION AND ACKNOWLEDGMENTS

This paper is dedicated to the unforgettable memory of Professor Dr. Jan Samsonowicz, pioneer of the subsurface studies in Poland, a true friend and protector of all research-geologists until his last days of ten years ago. We shall always miss him.

Dr. W. Karaszewski and Mr. M. Rybicki of the Geological Institute have been most helpful to the writer, the former by making possible the examination of the key-profile of borehole Gorzów Wielkopolski IG-1, the latter by providing the newest borehole register of the whole Fore-Sudetic monocline, by the kind permission of the management of the Geological Institute. To both of them the writer expresses his cordial thanks as well as to many unnamed officers of the Geological Service and his colleagues and former assistants in the Polish Petroleum Industry.

The writer is also very much indebted to Dr. L. Teller of the Polish Academy of Sciences for all troubles he took in preparing the present paper as Editor-in-charge.

*Department of Oil and Gas Geology
at the College of Mining and Metallurgy
Kraków, Al. Mickiewicza 30
Cracow, January 1969*

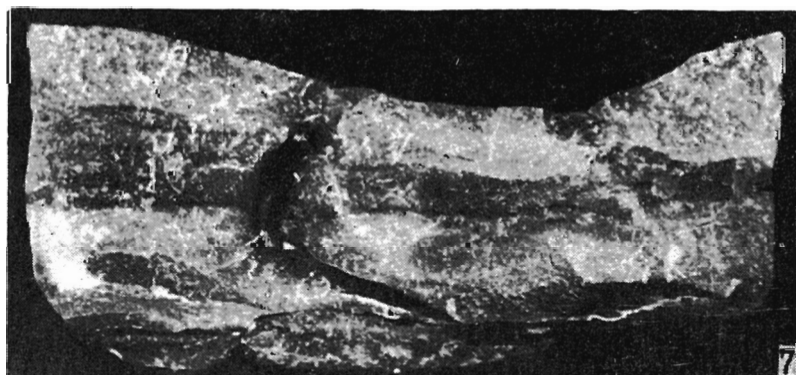
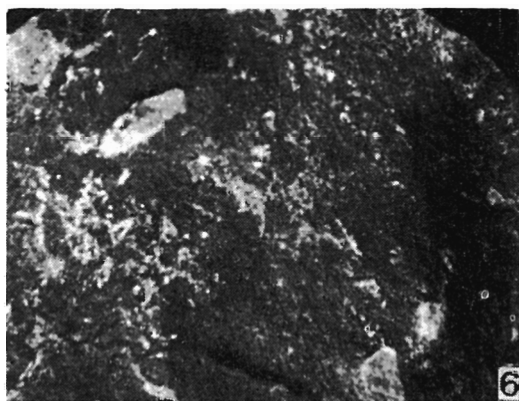
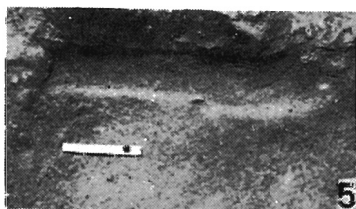
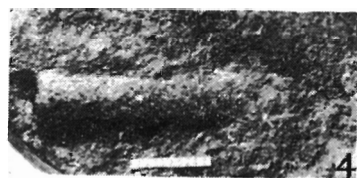
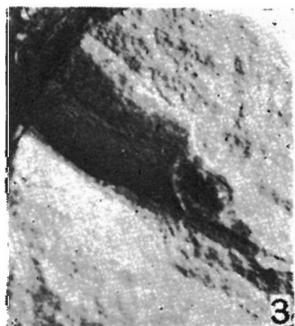
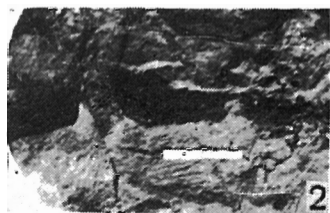
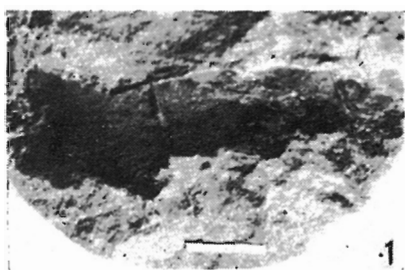
OBJASNIENIA DO PLANSZ I—II
DESCRIPTION OF PLATES I—II

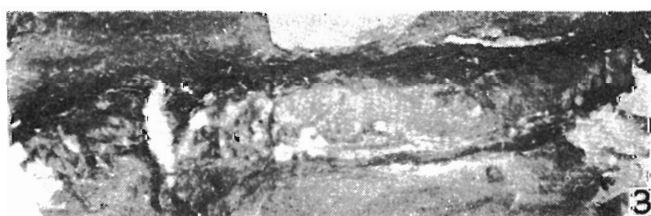
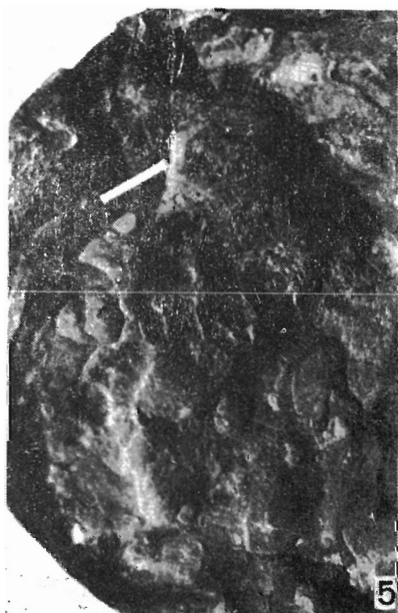
PL. I

- 1 — Problematyk z wkładki wapienia falistego w warstwach karchowickich; wiercenie Wschowa Geo 1, głębokość 341,0 m (szerokość wałka 1 cm).
Problematicum from undate limestone (Wellenkalk) layer in Karchowice beds; borehole Wschowa Geo 1, depth 341.0 m (roller breadth 1 cm).
- 2 — *Ditto*; wiercenie Wschowa Geo 2, głębokość 295,0 m (maksymalna szerokość rozduszonego wałka 8 mm).
Ditto; borehole Wschowa Geo 2, depth 295.0 m (maximum breadth of the trampled roller 8 mm).
- 3 — Problematyk z wkładki wapienia gruzłowego w marglach podewaporatowych; wiercenie Wschowa Geo 3, głębokość 381,0 m (maksymalna szerokość spłaszczonego wałka 12 mm).
Problematicum from nodulous limestone layer in subevaporite marls; borehole Wschowa Geo 3, depth 381.0 m (maximum breadth of the flattened roller 12 mm).
- 4 — Problematyk z wkładki wapienia falistego w warstwach karchowickich; wiercenie Wschowa Geo 4, głębokość 299,5 m (największa szerokość spłaszczonego wałka 7 mm).
Problematicum from undate limestone (Wellenkalk) layer in Karchowice beds; borehole Wschowa Geo 4, depth 299.5 m (maximum breadth of the flattened roller 12 mm).
- 5 — *Ditto*; wiercenie Wschowa Geo 5, głębokość 309,7 m (szerokość spłaszczonego wałka 5 mm).
Ditto; borehole Wschowa Geo 5, depth 309.7 m (flattened roller breadth 5 mm).
- 6 — Problematyki (ślady wżerów) na powierzchni warstwowej wkładki wapienia falistego w marglach podewaporatowych; wiercenie Gorzów Wielkopolski IG-1, głębokość 1823,3 m.
Problematica (borings) on a bedding plane of undate limestone (Wellenkalk) layer in subevaporite marls; borehole Gorzów Wielkopolski IG-1, depth 1,823.3 m (oval length up to 7 mm).
- 7 — Problematyk odchodzący z dna jednego z „wżerów” w dół pionowej powierzchni; *ditto*, (średnica kanału u góry — 3 mm).
Problematicum descending in the vertical surface from the bottom of one of borings; *ditto*, (canal diameter — 3 mm).

PL. III

- 1 — Problematyk z powierzchni wkładki wapienia płytowego we wkładzie normalnomorskim środkowego wapienia muszlowego; wiercenie Gorzów Wielkopolski IG-1, głębokość 1785,0 m (maksymalna średnica wałka 9 mm).
Problematicum from the surface of platy limestone inlayer in the normal-marine complex; borehole Gorzów Wielkopolski IG-1, depth 1,785.0 m (maximum diameter of the roller 9 mm).





- 2 — Problematyki (wżery na powierzchni śródwarstwowej) z wkładki wapienia gruzłowego we wkładzie normalnomorskim; *ditto*, głębokość 1786,0 m (długość największego owalu 2 cm).

Problematica (borings on an interbeddings surface) from a nodular limestone inlayer in the normal-marine complex; *ditto*, depth 1,786.0 m (maximal oval length 2 cm).

- 3 — Problematyk z wkładki wapienia falistego w marglach podewaporatowych; wiercenie Radzanów 1, głębokość 1046,4 m (szerokość wałka 4 mm).

Problematicum from undate limestone (Wellenkalk) inlayer in subevaporite marls; borehole Radzanów 1, depth 1,046.4 m (roller diameter 4 mm).

- 4 — Problematyki (ślady wżerów na powierzchni śródwarstwowej) z płytowego wapienia w marglach podewaporatowych; *ditto*, głębokość 1046,8 m (średnica największego kręgu 4 mm).

Problematica (borings on an interbedding surface) from platy limestone inlayer in subevaporite marls; *ditto*, depth 1,046.8 m (maximal circle diameter 4 mm).

- 5 — Problematyki (ślady wżerów na powierzchni warstwowej) z falistego wapienia tuż pod stropem margli ewaporatowych; wiercenie Swarzędów 9, głębokość 1676,0 m (dłuższe osie owalne do 7 mm).

Problematica (borings on a bedding surface) from undate limestone (Wellenkalk) inlayer in subevaporite marls, close to their top; borehole Swarzędów 9, depth 1,676.0 m (maximum oval diameter 7 mm).
