

UKD 551.35.051:551.736.3'836.3.02:552.54:553.43'3'9(438 – 15 Ziel. Góra – Kozuchów)

Sławomir OSZCZEPALSKI

Środowisko sedymentacji serii węglanowej Z1 a mineralizacja osadów cechsztyńskich (rejon Zielonej Góry – Kozuchowa)

Omówiono wykształcenie mikrofacjalne skał węglanowych pierwszego cyklotemu, podano wstępną interpretację paleośrodowisk oraz zrekonstruowano przebieg sedymentacji utworów węglanowych Z1. Wykazano wpływ mikropaleoreliefu na przestrzenne rozmieszczenie facji sedymentacyjnych i geochemicznych oraz omówiono warunki i sposoby koncentrowania się materii organicznej i metali. Wskazano na znaczenie migracji roztworów utleniających w modyfikowaniu osadów i rozszerzaniu zasięgu strefy utlenionej.

WSTĘP

Czynnikiem decydującym o wytrącaniu się związków metali jest potencjał redukcyjno-oksydacyjny (*Eh*). Przy wysokich jego wartościach powstają osady jasnoszare lub czerwone, typowe dla facji tlenkowej, a w warunkach środowiska redukującego – ciemnoszare lub czarne, wzbogacone w substancję organiczną (E. Konstantynowicz, 1964; A. Rydzewski, 1969, 1978; C. Harańczyk, 1972; W. Jung, G. Knitzschke, 1976). Rezultatem procesów fizykochemicznych zachodzących w zbiorniku sedymentacyjnym na początku cechsztynu jest zróżnicowanie utworów węglanowych pierwszego cyklotemu na dwie facje: 1 – osady utlenione (*rote Fäule*) zawierające tlenki żelaza oraz 2 – osady bitumiczne, z którymi związane jest okruszczowanie siarczkami.

Jak sądzi większość autorów, wytrącanie się siarczków metali w zbiorniku cechsztyńskim zachodziło w wyniku redukcji ich związków w obecności siarkowodoru przy współdziałaniu biofazy. Najkorzystniejsze dla koncentracji miedzi są strefy przejściowe od utworów facji tlenkowej do osadów facji siarczkowej, gdyż nieznacznie ujemne wartości *Eh* sprzyjają kumulowaniu się miedzi. Oznacza to, że określenie zasięgu facji utlenionej oraz pozycji paleogeograficzno-facjalnej osadów kruszczośnych i związku mineralizacji z określoną facją środowiska sedymentacyjnego ma podstawowe znaczenie przy poszukiwaniach cechsztyńskich rud miedzi.

Jedną z metod, pozwalających na określenie rejonów płytkowodnych (natlenionych) i głębszych (sprzyjających gromadzeniu się materii organicznej) poprzez rekonstrukcję przebiegu sedymentacji osadów kruszczośnych, jest zastosowana przez autora analiza mikrofacjalna. Na podstawie szczegółowych badań mikroskopowych w niniejszym artykule podano wstępną interpretację paleośrodowisk oraz określono związek między ukształtowaniem dna basenu, warunkami hydrodynamicznymi i składnikami skał węglanowych a rozmieszczeniem substancji organicznej i minerałów kruszcowych w spągowych osadach cechsztynu.

Materiał do badań pochodził z 15 otworów wiertniczych wykonanych przez Instytut Geologiczny oraz Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Zielonej Górze i Pile w latach 1957–1974. Ponadto wykorzystano dane zawarte w opracowaniach petrograficznych i mikrofacjalnych utworów cechsztynu omawianego regionu, zamieszczone w pracach A. Rydzewskiego (1969, 1973), M. Podemskiego (1973) i T.M. Peryta (1978), a także profile litologiczne pozostałych otworów wiertniczych (fig. 1, mat. arch.). Analizy chemiczne wykonano w Laboratorium PG w Krakowie, w Laboratorium Głównym IG oraz w Zakładzie Petrografii, Mineralogii i Geochemii IG.

Niniejsza praca została wykonana w Instytucie Geologicznym podczas opracowywania cechsztyńskiej formacji miedzionośnej przez zespół pod kierownictwem dra A. Rydzewskiego i mgra E. Gospodarczyka, którym autor pragnie podziękować za liczne dyskusje, uwagi i okazaną pomoc. Drowi T.M. Perytowi dziękuję za przejrzanie tekstu i uwagi krytyczne.

WYKSZTAŁCENIE MIKROFACJALNE

Mineralizacja Cu-Pb-Zn-Fe w osadach cechsztyńskich związana jest ze skałami klastycznymi białego spągowca oraz z utworami serii węglanowej Z1, obejmującej łupkę miedzionośną (T1) i wapień cechsztyński (Ca1). Najintensywniejszą mineralizację siarczkową stwierdza się – obok skał białego spągowca – zwykle w utworach łupki miedzionośnej oraz dolnej części wapienia cechsztyńskiego, cechujących się zmiennym składem mineralnym (margle – wapień – dolomity) oraz charakterystyczną oddzielnością łupkową.

Podobnie jak na całym obszarze przedsudeckim (T.M. Peryt, 1978; T.M. Peryt, H. Ważny, 1978), na obszarze badań w profilu serii węglanowej Z1 wyróżnić można dwa zespoły mikrofacjalne: mikrytowy i nadmikrytowy. Łączna ich miąższość jest zmienna i waha się od ok. 2 do 15 m (fig. 1).

Najistotniejsze dla rekonstrukcji paleobatymetrii i mikroreliefu zbiornika na początku cechsztynu jest prześledzenie następstwa i korelacji typów mikrofacjalnych występujących w zespole mikrytowym, gdyż sedymentacja najniższych ogniw serii węglanowej powinna najlepiej odzwierciedlać początkowe różnice batymetryczne w zbiorniku. Interpretacja środowiskowa następstw mikrofacjalnych, polegająca na analizie struktur sedymentacyjnych i składników skał węglanowych, pozwala ustalić czynniki środowiskowe, które są podstawą rekonstrukcji przebiegu procesów sedymentacyjnych i paleogeograficznej interpretacji środowiska depozycji. Porównanie profili mikrofacjalnych (fig. 2, 3) wykazało istnienie stref o podobnym wykształceniu mikronastępstw zespołu mikrytowego (fig. 4).

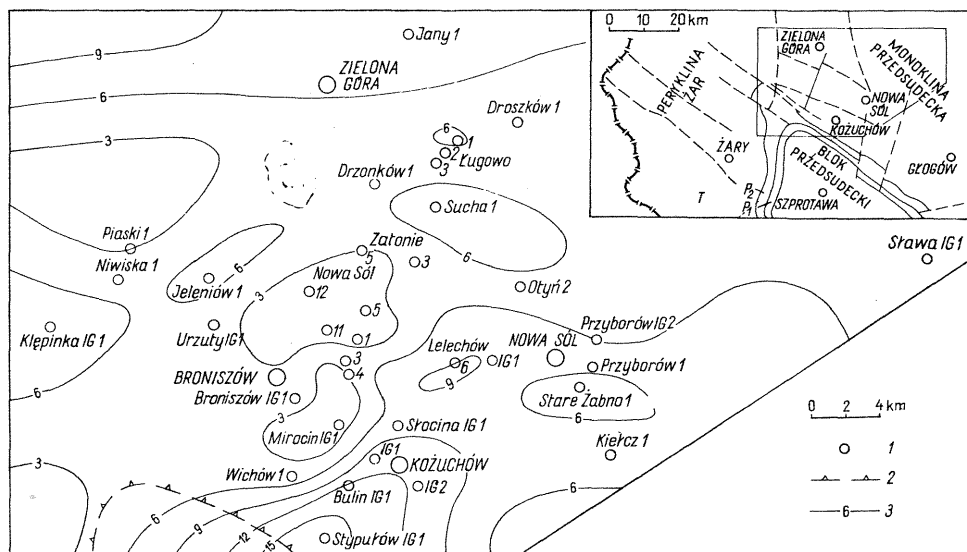


Fig. 1. Miąższość serii węglanowej Z1 i lokalizacja otworów wiertniczych w rejonie Zielonej Góry – Kożuchowa; szkic sytuacyjny badanego obszaru na tle budowy geologicznej zachodniej części obszaru przedSUDECKIEGO według J. Sokołowskiego (1974)

Distribution of thickness of the Z1 carbonate series and location of boreholes in the Zielona Góra – Kożuchów region; location map of the studied area at the background of geological structure of western part of the Fore-Sudetic area after J. Sokołowski (1974)

1 – otwory wiertnicze; 2 – współczesny zasięg serii węglanowej Z1; 3 – izopachyty serii węglanowej Z1 (w metrach); P₁ – czerwony spągowiec; P₂ – cechsztyń; T – trias

1 – boreholes; 2 – present-day extent of Z1 carbonate series; 3 – isopachytes of Z1 carbonate series (in metres); P₁ – Rotliegendes; P₂ – Zechstein; T – Triassic

REJON BRONISZOWA – ŁUGOWA

W rejonie Broniszowa i Ługowa w profilach zaznacza się zdecydowana przewaga onkolitów nad pozostałymi typami mikrofacjalnymi (fig. 2). Dla strefy tej charakterystyczne są małe miąższości zarówno całej serii węglanowej (przeważnie 1–4 m, fig. 1), jak również zespołu mikrytowego (10–100 cm, fig. 4). W otworach: Urzuty IG 1, Broniszów IG 1, Mirocin IG 1, Ługowo 3, a także – jak można sądzić z wyników badań M. Podemskiego (1973) – w otworach: Nowa Sól 1, 3, 4, 5, 11, 12, Wichów 1 i Przyborów 1 w spągu serii węglanowej występują kilkunastocentymetrowej miąższości zailone¹ i silnie zapiaszczone mikryty z licznymi bioklastami. Niewyraźną laminację podkreśla kierunkowe ułożenie blaszek łyszczyków oraz laminarne grupowanie się tenków żelaza. Wyżej w profilu otworu Broniszów IG 1 stwierdzono zapiaszczone biomikryty ramienionogowo-otwornicowe z licznymi płytkami i kolcami liliowców i jeżowców (tabl. I, fig. 9). Zespół nadmikrytowy reprezentowany jest przez onkolity składające się z dobrze wysortowanych, małych form onkoidowych, często z dużym udziałem ooidów promienistych, otwornic płożących i mszywiolów (tabl. IV, fig. 16). Lokalnie obec-

¹ Czującym wskaźnikiem zailenia omawianych skał jest zróżnicowanie koncentracji niklu (fig. 6.7.8; por. T. M. Pe-ryt, H. Ważny, 1978).

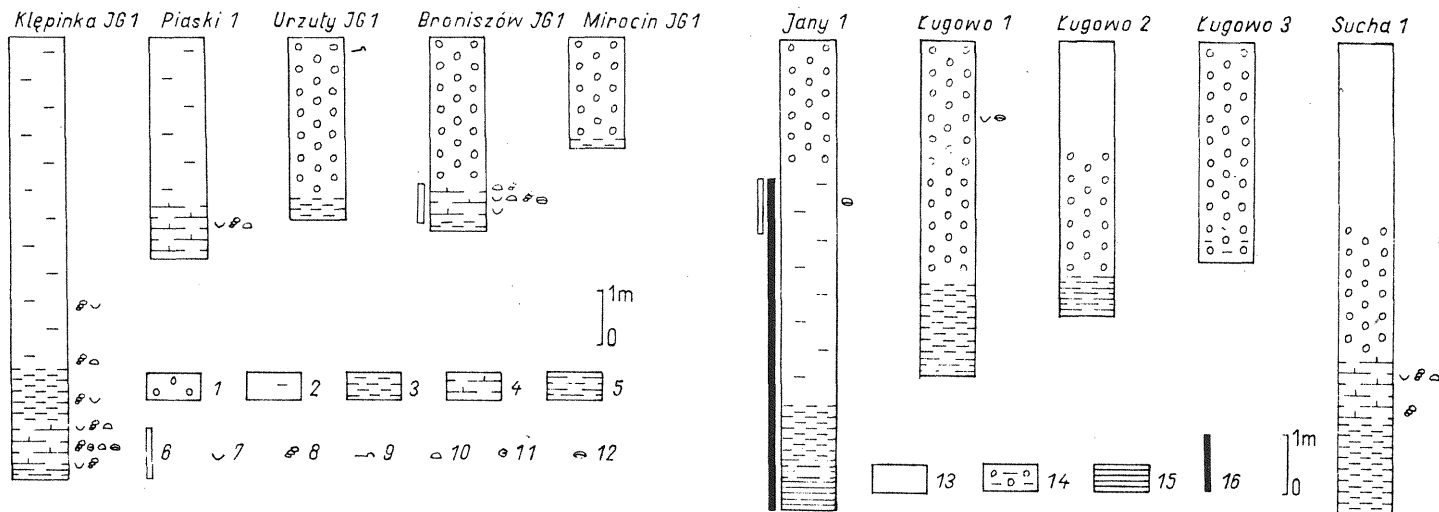


Fig. 2. Profile mikrofacjalne serii węglanowej Z1 w rejonie Zielonej Góry – Kożuchowa; profil otworu Piaski 1 według T.M. Peryta (1978)

Microfacies sections of the Z1 carbonate series in the Zielona Góra – Kożuchów region; Piaski 1 borehole column after T.M. Peryt (1978)

1 – onkolity; 2 – mikryty, mikryty słabo zailone; 3 – mikryty zailone i zapiaszczone; 4 – mikryty z bioklastami, biomikryty; 5 – margle, mikryty silnie zailone; 6 – glaukonit; 7 – małże i ramienionogi; 8 – otwornice (jednoseryjne, spiralne); 9 – otwornice płójące; 10 – szkarłupnie; 11 – ślimaki; 12 – małżoraczki; 13 – sparyty; 14 – onkolity zailone; 15 – margle równolegle laminowane; 16 – substancja bitumiczna

1 – oncolites; 2 – micrites, poorly clayey micrites; 3 – clayey and sandy micrites; 4 – micrites with bioclasts, biomicrites; 5 – marls, strongly clayey micrites; 6 – glauconite; 7 – bivalves and brachiopods; 8 – foraminifers (uniserial spiral); 9 – encrusting foraminifers; 10 – echinoderms; 11 – gastropods; 12 – ostracodes; 13 – sparites; 14 – clayey oncolites; 15 – marls with parallel bedding; 16 – bituminous matter

ne są fragmenty niezmienionego osadu (najczęściej intraklasty złożone z ooidów i bioklastów obrośniętych otwornicami płożącymi) scementowane węglanami, a w stropie serii węglanowej wielu otworów charakterystycznym utworem jest brekcja dolomitowo-anhydrytowa.

REJON KLĘPINKI – SUCHEJ

Rejon ten wyznaczony jest przez następujące otwory: Klępinka IG 1, Piaski 1, Drzanków 1, Ługowo 1, 2 i Sucha 1 (fig. 2). Najniższą część serii węglanowej tworzą margle lub mikryty silnie zailone, lokalnie laminowane materiałem terygenicznym (tabl. II, fig. 11). Wyżej utwory te przechodzą w silnie zapiaszczone mikryty z bioklastami (tabl. I, fig. 10) i biomikryty zawierające fragmenty muszli ramienionogów, małżów, szkielety otwornic, szkarłupni, a także ślimaków i serpul oraz znaczną ilość sferoidów węglanowych. W górnej części profilu w otworach Ługowo 1, 2 stwierdzono onkolity o zróżnicowanym składzie onkoidów. Formami onkoidowymi są na ogół wielopowłokowe onkoidy właściwe i naskorupienia algowe tkwiące w mieszaninie ooidów i peloidów (tabl. IV, fig. 15). W pozostałych otworach w stropie występują lekko zailone lub zanhydrytyzowane mikrosparyty z nielicznymi bioklastami (Klępinka IG 1), mikryty zailone (Piaski 1), słabo zailone i zapiaszczone mikrosparyty (Ługowo 2) oraz zanhydrytyzowane sparyty (Drzanków 1, Sucha 1).

W omawianej strefie ze związków metali tylko tlenki żelaza występują w dużych ilościach, zwłaszcza w pobliżu struktur tektonicznych, natomiast ilość siarczków (głównie piryt) oraz tlenkowych pseudomorfoz posiarczkowych jest niewielka, co stwierdzono w otworach Ługowo 1, 2 oraz w środkowej części profilu otworu Klępinka IG 1.

REJON KOŻUCHOWA

W otworze Kożuchów IG 1 (fig. 3, 8) w dolnej części profilu występują margle o słabo wyrażonej, nieregularnej laminacji, podkreślonej kierunkowym ułożeniem łyszczków i silnym zapiaszczeniem w stropie (obecne zespoły skośne z zachowanymi jamkami wirowymi i powierzchniami rozmyć). Wyżej obserwuje się płaskie struktury stromalitowe, cechujące się alternacją lamin sparytowych i mikrytowych – obramowanych śladami substancji bitumicznych, w których rozsiane są liczne tlenkowe pseudomorfozy po framboidalnym pircie. Znaczną domieszkę w tych skałach stanowi pelitowy materiał klastyczny, a także zmikrytyzowane cząstki węglanowe o różnej genezie. Wyżej występują silnie zapiaszczone bioklastyczne mikryty oraz pelmikryty z dużą ilością ziarn nieszkieletowych (głównie sferoidy węglanowe i mikrosparytowe cząstki o nieco zatartych zarysach, wielkości od ok. 0,02 do 0,1 mm). Skały te są nieregularnie faliście laminowane materiałem bitumicznym, lokalnie silnie zapiaszczone (tabl. III, fig. 13). W spągowej części zespołu mikrytowego liczne są tlenkowe pseudomorfozy po pircie framboidalnym oraz uwodnione tlenki żelaza niekiedy z relikami siarczków, natomiast wyżej siarczki metali. Częstymi formami występowania kruszców są inkrustacje szczątków organicznych i ziarn nieszkieletowych oraz smugowe grupowanie się mikrolitów w laminach bitumicznych (tabl. III, fig. 13).

Zespół nadmikrytowy reprezentowany jest w dolnej części przez słabo zailone sparyty poonkolitowe i mikrosparyty smugowane materiałem ilastym, a w górnej – zailony onkolit składający się z dużych wielopowłokowych onkoidów z erozyjnymi powierzchniami wzrostu, ooidów, intraklastów, drobnych peloidów i nielicznych bioklastów.

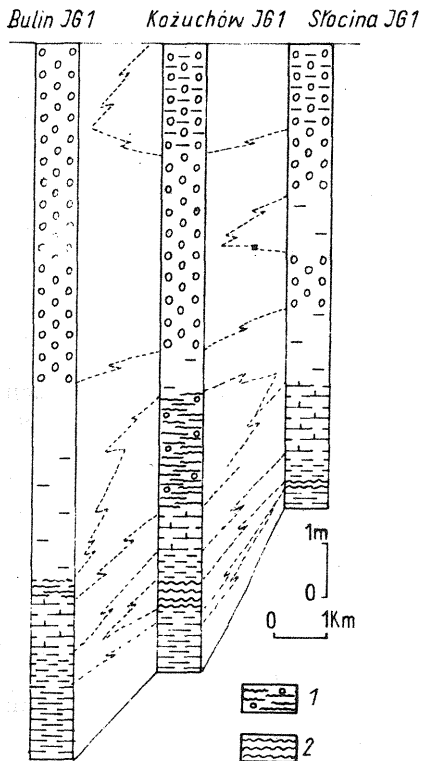


Fig. 3. Korelacja mikrofacjalna serii węglanowej Z1 na linii Bulin IG1–Słocina IG1

Microfacies correlation of Z1 carbonate series along the line Bulin IG1–Słocina IG1

1 – mikryty i pelmiky z matami algowymi; 2 – stromatolity; pozostałe objaśnienia jak na fig. 2

1 – micrites and pelmicrites with algal mats; 2 – stromatolites; other explanations as in Fig. 2

Podobnie wykształcona jest seria węglanowa Z1 w otworach: Bulin IG 1 i Słocina IG 1 (fig. 3). W spągu reprezentowana jest przez margle, w dole z dużą ilością łyszczyków, wyżej wzbogacona w pelitowy materiał klastyczny. Utwory te przechodzą ku górze w nieregularne faliście laminowane intramikryty zbudowane z silnie zmikrytyzowanych cząstek (Słocina IG 1), w mikryty zailone i silnie zapiaszczone z licznymi ziarnami szkieletowymi (ramienionogi, szkartłupnie, otwor-nice) oraz w mikryty faliście smugowane. W stropie profilu występują mikrosparyty, sparyty poonkolitowe oraz zanhydrytyzowane sparyty z relikdami onkoidów.

W otworze Kozuchów IG 2, którego profil cechuje silne zaangażowanie tektoniczne i barytowa mineralizacja, nad piaskowcami leżą zailone mikryty przechodzące ku górze w zailone i zapiaszczone mikryty z bioklastami i sferoidami węglanowymi. W stropowej części profilu stwierdzono sparyt poonkolitowy o strukturze grudkowej.

REJON JAN-SŁAWY

W rejonie tym (fig. 2, 6) profile rozpoczynają się iłowcami marglistymi i marglami równoległe laminowanymi materiałem bitumicznym (tabl. II, fig. 12). Wyżej występują mikryty faliście lub smużycie laminowane materiałem iłasto-bitumicznym z przejawami zaburzeń laminacji, a także zailone mikryty, zawierające biomorficzne ziarna glaukonitu (fig. 2). Stropową część profilu w otworze Jany 1 stanowi

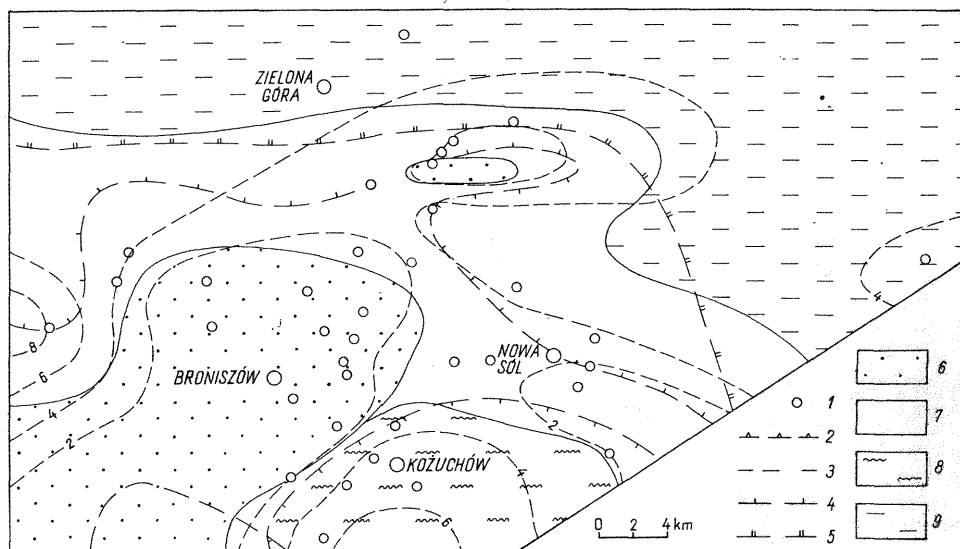


Fig. 4. Mapa miąższości i stref mikrofacjalnych kompleksu mikrytowego w rejonie Zielonej Góry – Koźuchów

Distribution of thickness and microfacies zones of the micritic complex in the Zielona Góra – Koźuchów region

1 – otwory wiertnicze; 2 – współczesny zasięg serii węglanowej Z1; 3 – izopachyty kompleksu mikrytowego (w metrach); 4 – pierwotna granica strefy utlenionej; 5 – wtórna granica strefy utlenionej; 6 – strefa o przewadze zapiaszczonych mikrytów i biomikrytów; 7 – strefa o przewadze mikrytów zailonych i mikrytów z bioklastami; 8 – strefa występowania osadów laminowanych przy współdziałaniu alg (lokalnie obecne substancje bitumiczne); 9 – strefa występowania margli i mikrytów laminowanych materiałem terygenicznym (obecne substancje bitumiczne)

1 – boreholes; 2 – present-day extent of Z1 carbonate series; 3 – isopachytes of micritic complex (in metres); 4 – original boundary of oxidated zone; 5 – secondary boundary of oxidated zone; 6 – zone of predominance of sandy micrites and biomicrites; 7 – zone of predominance of clayey micrites and micrites with bioclasts; 8 – zone of occurrence of algal-laminated sediments (in places, bituminous matter is present); 9 – zone of occurrence of marls and micrites laminated with terrigenous material (bituminous matter is present)

sparyt poonkolitowy, a w otworze Sława IG 1 – sparyty w stropie smugowane materiałem terygenicznym.

FACJE SEDYMENTACYJNE I PALEOGEOGRAFIA

Biorąc pod uwagę wykształcenie mikrofacjalne zespołu mikrytowego, w rejonie Zielonej Góry – Koźuchów wyróżnić można dwie podstawowe jednostki paleogeograficzno-facjalne: płytszą i głębszą część szelfu (fig. 5).

PLYTSZA CZĘŚĆ SZELFU

Dla rejonów Broniszowa i Ługowa charakterystyczne są małej miąższości profile serii węglanowej Z1, reprezentowane głównie przez osady o genezie płytko-sublitoralnej, powstałe na ogół w środowisku o wysokiej energii wód. Stwierdzone w otworze Broniszów IG 1 biomikryty, złożone z ławiczek o równoległym ułożeniu bioklastów i silnym, zmiennym zapiaszczeniu, świadczą o ich powstaniu na wyniesionych częściach dna, w środowisku umiarkowanie wysokoenergetycznym. Należy sądzić, że z wyniesień dna materiał terygeniczny, muł węglanowy

oraz niektóre ziarna węglanowe, w rezultacie działalności czynników hydrodynamicznych, zostały wypłukane i osadzone w najbliższym sąsiedztwie, w nieco głębszych środowiskach. W warunkach okresowo wzmożonej burzliwości wód osady złożone na zanurzonych wyniesieniach łatwo ulegały resuspensji i synsedymantacyjnym rozmyciom (B.H. Purser, 1973).

W przypadku osadów występujących w stropie często zaznacza się obecność dobrze wysortowanych onkoidów, co wskazuje na ich depozycję w środowisku płytkosublitoralnym. Stwierdzenie w kilku otworach brekcji dolomitowo-anhydrytowej oraz intraklastów scementowanych węglanami wskazuje na sedymentację w warunkach supralitoralnych typu *sabkha* (T.M. Peryt, 1978, p. 41). Kilkakrotnie zmiany tempa sedymentacji oraz procesy erozji zaznaczyły się inkrustacjami fragmentów szkieletowych i ooidów przez otwornice położące.

Przedstawiona interpretacja prowadzi do wniosku, że na badanym obszarze rejonu Broniszowa i Ługowa były najmniej obniżanymi elementami paleogeograficznymi. Jak wykazała statystyczna analiza miąższościowa (E. Gospodarczyk i in., 1979), w przedłużeniu tych paleowyniesień istniały prawdopodobnie inne paleowyniesienia, jak np. w rejonie Starego Żabna. Miały one charakter płycizn lokalnie nawet wynurzanych ponad poziom morza, co znalazło swoje odbicie w nieznacznej akumulacji na wyniesieniach i w charakterze osadów deponowanych w rejonach przylegających. Wydaje się więc prawdopodobne, że w wyniku synsedymantacyjnych ruchów blokowych na obszarach wypiętrzanych wykształciły się skondensowane profile serii węglanowej Z1. Dla innych części basenu cechstyńskiego podobnie postuluje się redukcję serii węglanowej (T.M. Peryt, H. Ważny, 1978) lub stwierdza się sedymentacyjne wyklinowanie poziomu łupku miedzionośnego (A. Rydzewski, 1969; W. Jung, G. Knitzschke, 1976; S. Oszczepalski, 1979).

Należy sądzić, że istotną rolę w procesach sedymentacji utworów pierwszego cyklotemu odegrały dyslokacje tnące omawiany obszar na szereg bloków o różnym tempie subsydencji. Szczególne znaczenie mogły mieć określone przez J. Sokołowskiego (1974) uskoki: mirocińsko-bytomski – oddzielający rejon paleowyniesień Urzuty IG 1 – Stare Żabno I od obniżonego rejonu Stypułów IG 1 – Kielcz I oraz obszary o różnej miąższości anhydrytu dolnego – oraz uskoki oddzielający wypiętrzenie Broniszowa od obniżonego rejonu Zielonej Góry. W okresie sedymentacji spągowych osadów pierwszego cyklotemu omawiane wypiętrzenia przylegały od SW prawdopodobnie do rozległego wyniesienia żagańsko-szprotawskiego (J. Wyżykowski, 1963), zwanego również żarkowsko-żagańskim (J. Sokołowski, 1974).

Na obszarach przylegających do wyniesień i w obniżeniach płytszej części szelfu serię węglanową Z1 cechuje znaczna miąższość oraz duży udział mikrofacji silnie zailonnych i zapiaszczonych, o znacznej frekwencji i zróżnicowanym składzie bioklastów i innych ziarn węglanowych. Depozycja tych osadów zachodziła w różnych częściach strefy sublitoralnej, na ogół w płytkich i spokojnych częściach basenu. W tak względnie płytkim środowisku nieznaczne nawet zmiany warunków sedymentacji powodowały zakłócenia w kształtowaniu ogólnie regresywnego następstwa mikrofacji.

W rejonie Kożuchowa znaczną część zespołu mikrytowego stanowią osady laminowane przy współudziale sinic. W dolnej części kompleksu stwierdzono stromatolity (Kożuchów IG 1) oraz laminowane intramikryty (Słocina IG 1), które można uważać za wynik hydraulicznej dezintegracji stromatolitów (C.D. Gebelein, 1969), a w górnej części mikryty i pelmikryty nieregularnie laminowane materiałem bitumicznym, zinterpretowane przez autora jako osady węglanowe z matami algowymi. We współczesnych prowincjach węglanowych stwierdzono, że w pro-

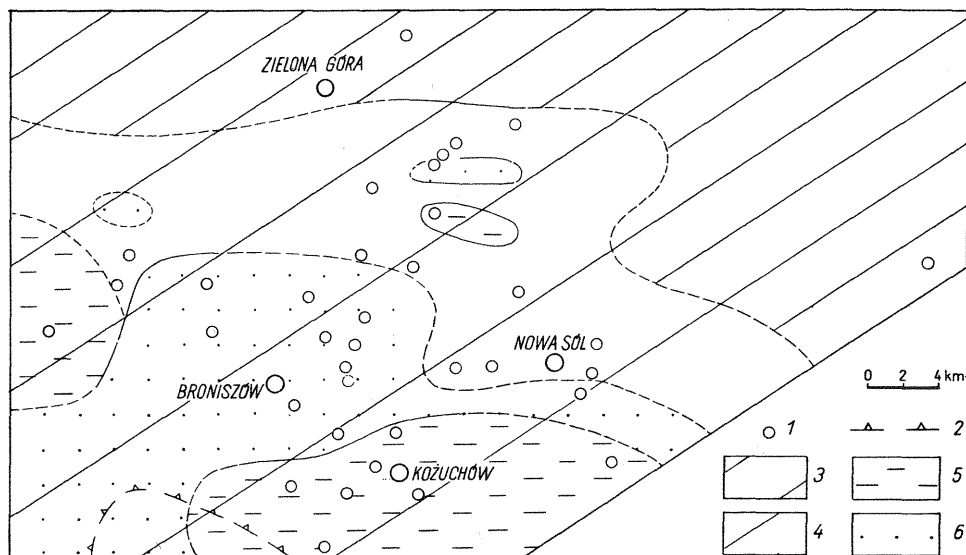


Fig. 5. Szkic paleogeograficzny interpretowany dla kompleksu mikrytowego w rejonie Zielonej Góry – Koźuchowa

Paleogeographic sketch, interpreted for the micritic complex of the Zielona Góra - Koźuchów region
 1 - otwory wiertnicze; 2 - współczesny zasięg serii węglanowej Z1; 3 - głębsza część szelfu, obszar występowania łupku miedzionośnego; 4 - płytsza część szelfu; 5 - obniżenia dna; 6 - wyniesienia dna

1 - boreholes; 2 - present-day extent of Z1 carbonate series; 3 - deeper part of shelf, area of occurrence of copper-bearing shale; 4 - shallower part of shelf; 5 - depressions in sea floor; 6 - sea-floor elevations

cesie sedymentacji muł i ziarna węglanowe oraz materiał terygeniczny są przechwytywane i stabilizowane przez galaretowate maty algowe. Można sądzić, że w płytkim i osłoniętym od wpływu prądów i falowania rejonie, jakim był zapewne rejon Koźuchowa, algi sinicowe mogły mieć dobre warunki rozwoju (C.D. Gebelein, 1969). Obserwowane w otworze Koźuchów IG 1, a także w otworach Koźuchów IG 2, Słocina IG 1, Sucha 1 i Kłępinka IG 1 sferoidy są zapewne gruzelkami algowymi, grudkami lub innego typu skupieniami materiału węglanowego. Tego rodzaju ziarna nieszkieletowe, tworzące się *in situ* w wyniku agregacji lub obleczenia ziarn węglanowych galaretowatą osłoną wydzielaną przez glony nie kalcyfikujące swych komórek, są pospolitymi składnikami współczesnych mat algowych (C.D. Gebelein, 1969; G.M. Friedman i in., 1973). Badania G.M. Friedmana i in. (1973), przeprowadzone nad współczesnymi osadami węglanowymi, ujawniły istnienie stopniowych przejść między formami onkoidowymi i ooidami promienistymi, co oznacza, że większość ziarn agregacyjnych, stwierdzonych we współczesnych i kopalnych osadach stabilizowanych przez algi, powstała w wyniku działalności mikroorganizmów. Obserwowany lokalnie w profilu wzrost homogeniczności osadów algowych przy jednoczesnej znacznej frekwencji organizmów bentonicznych wskazuje, że zacieranie laminowanych struktur algowych jest rezultatem bytowania bentosu. Często widoczne wypełnienia skorupki otwornic przez wczesnodiaogenetyczne formy geopetalne (framboidalny piryt lub jego tlenkowe pseudomorfozy) świadczą, że większość ziarn szkieletowych nie podlegała procesom redepozycji. Oznacza to również, że tylko część zgromadzonych tu bioklastów jest efektem redeponowania szczątków z niezbyt odległego obszaru.

Reasumując można wyrazić przekonanie, że mikronastępstwa z rejonu Ko-

zuchowa są rezultatem istnienia obniżenia o utrudnionym połączeniu z otwartym morzem. W obniżeniu tym okolice Słociny i Kozuchowa stanowiły płytszą część zbiornika, natomiast okolice Bulina nieco głębszą.

GLEBSZA CZĘŚĆ SZELFU

Rejon Jan—Sławy stanowił na omawianym obszarze najbardziej obniżoną część zbiornika. Wchodząc w skład rozległej depresji zielonogórskiej, ulegał w saksonie intensywnej subsydencji i sedymentacji (J. Sokołowski, 1974). W rejonie tym na początku cechsztynu zachodziła powolna depozycja znajdującego się w suspensji materiału ilasto-węglanowego oraz akumulacja związków organicznych. W rezultacie utworzyły się osady równoległe laminowane materiałem bitumicznym i silnie zmineralizowane siarczkami metali (czarne bitumiczne łupki miedzionośne). Brak fauny oraz zaburzeń laminacji nasuwa wnioski o anaerobowych warunkach sedymentacji w środowisku niskoenergetycznym, prawdopodobnie poniżej efektywnej podstawy falowania. Wydaje się, że w warunkach znacznego rozczłonkowania zbiornika werry (T.M. Peryt, H. Ważny, 1978; S. Oszczepalski, 1979) ograniczona cyrkulacja wód mogła doprowadzić do ich stratyfikacji i utworzenia przydennej strefy wód stagnujących. Zdaniem C.W. Byersa (1977) w morzach względnie płytkich wymiana natlenionych wód powierzchniowych z wodami przydennymi ubogimi w tlen zachodzi poprzez pionowe mieszanie jako efekt działalności fal. Jak wykazały obserwacje w Zatoce Perskiej (B.H. Purser, 1973 i in.), głębokość podstawy falowania zawiera się przeważnie w granicach 30–40 m. Przez analogię należy sądzić, że głębokość morza łupku miedzionośnego nie była znacznie większa niż 40 m.

Przejawy zaburzeń laminacji, przewaga laminacji smużystej oraz pojawienie się glaukonitu w górnej części kompleksu mikrytowego wskazują, że w następnym etapie sedymentacja odbywała się w warunkach spłycenia i lepszej aeracji zbiornika. W rejonie Sławy nie doszło do znacniejszego spłycenia, natomiast w rejonie Jan tendencje regresywne wyraziły się pojawieniem form onkoidowych.

PRZEBIEG SEDYMENTACJI

Przedcechsztyńskie procesy tektoniczne oraz egzogeniczne przypadające na okres sedymentacji utworów czerwonego spągowca wpłynęły w decydujący sposób na ukształtowanie się mikropaleoreliefu powierzchni podcechsztyńskiej. Transgresja morza cechsztyńskiego w omawianym rejonie nie spowodowała na ogół silnej modyfikacji podłoża saksońskiego, gdyż przeważnie brak jest osadów piaszczystych o cechach typowych dla białego spągowca (J. Wyżykowski, 1963; M. Podemski, 1973). Tylko w przypadku niektórych otworów (np. Jany 1, Sława IG 1, Ługowo 2, Piaski 1, Kozuchów IG 1, IG 2), można mówić o przejawach resedymentacji utworów czerwonego spągowca.

Na obszarze położonym na południe od Zielonej Góry sedymentacja zachodziła na ogół w płytkim środowisku sublitoralnym. Transgresja morza cechsztyńskiego spowodowała dość szybkie osadzenie wypłukanego z podłoża i znajdującego się w suspensji materiału terygenicznego i mułu węglanowego (obecnie margle i ilaste mikryty o słabo wyrażonej laminacji). Znaczne rozczłonkowanie morza, słabe natlenienie wód oraz inne niesprzyjające czynniki ekologiczne (znaczące tempo sedymentacji, muliste dno, mętność wód) były istotnymi czynnikami

ograniczającymi rozwój fauny i przeszkadzającymi zasiedlaniu środowisk. W warunkach znacznego tempa sedymentacji i wysokiej produktywności biologicznej basenu mogło zachodzić pogrzebanie pewnych ilości materii organicznej i powstanie lokalnych ośrodków redukcyjnych, sprzyjających ich osiarczkowaniu (obecnie posiarczkowe pseudomorfozy, np. tabl. II, fig. 11). W głębszej części szelfu depozycja zachodziła przeważnie przy niskim reżimie hydrodynamicznym, który sprzyjał akumulacji materii organicznej i tworzeniu się wczesnodiagenetycznej mineralizacji siarczkowej (patrz tekst dalej).

W miarę postępującej stabilizacji warunków morskich polepszyły się czynniki środowiskowe (lepszą cyrkulacja i wzrost przezroczystości wody, napływ składników pokarmowych). Rezultatem było szybkie rozprzestrzenienie się fauny na cały prawie omawiany obszar. Obecność ławicy ramienionogowej w asocjacji z innymi organizmami została stwierdzona w strefach brzeżnych całego basenu cechsztyńskiego (T.M. Peryt, 1978, p. 39).

W świetle przedstawionych danych wydaje się, że w początkowych etapach transgresja pozostawiła ponad poziomem morza izolowane niewielkie wyspy, które zostały objęte zalewem dopiero w dalszych fazach utrwalania się warunków morskich. W wyniku działalności czynników eolicznych i hydrodynamicznych wyniesienia dostarczały do przylegających obniżeń znacznej ilości materiału detrytycznego. Ponadto odgrywały dużą rolę w częściowym izolowaniu obniżonych części basenu oraz w ograniczaniu cyrkulacji i wygaszaniu energii wód. Najbardziej ograniczoną część zbiornika na badanym obszarze stanowił rejon Kożuchowa (por. fig. 5). Silne zapiaszczenie i zailenie osadów, duża zmienność struktur depozycyjnych i erozyjnych, zmienna frekwencja ziarn węglanowych oraz obecność stromatolitów świadczą o tym, że sedymentacja odbywała się w środowisku perylitoralnym, przy nieco podwyższonym zasoleniu wód. Zmniejszenie izolacji laguny w wyniku dopływu świeżej wody morskiej zaznaczyło się pojawieniem znacznej ilości fauny.

W następnym okresie sedymentacji serii węglanowej Z1 na całym omawianym obszarze, w wyniku nadmiernej kompensacji subsydencji przez wyrównawczą sedymentację mułów węglanowych, nastąpiło utworzenie rozległej równi mułowej. Jednocześnie wskutek postępującej ewaporacji znacznie wzrosło zasolenie wód, co ograniczyło rozwój fauny, ale umożliwiło rozwój alg sinicowych (T.M. Peryt, 1978; G.M. Friedman i in., 1973), które biorą udział w tworzeniu drobnych form onkoidowych oraz sublitoralnych mat algowych (rejon Kożuchowa).

W końcowym etapie sedymentacji osadów węglanowych, we względnie płytszych rejonach powstawały i gromadziły się przede wszystkim drobne formy onkoidowe, ooidy promieniste i osady wadyczne, natomiast w nieco głębszych tworzyły się zailone onkolity lub utwory węglanowe smugowane materiałem terygenicznym z nieliczną fauną małżoraczków, małżów i otwornic.

IMPLIKACJE MINERALOGICZNE

STREFA REDUKCYJNA

Strefę redukcyjną stwierdzono w północnej części badanego obszaru, w rejonie otworów Jany I i Stawa IG 1 (fig. 5). Występujący tu typowy bitumiczny łupek miedzionośny wskazuje na to, że depozycja spągowych osadów serii węglanowej odbywała się w środowisku redukującym. Siarkowodór, powstający w następstwie rozkładu związków organicznych oraz redukcji siarczanów przez bakterie, spowodował obniżenie *Eh* do wartości ujemnych z wytworzeniem warunków anaero-

biozy. Powierzchnia zerowej wartości Eh znajdowała się ponad powierzchnią sedimentacyjną, o czym świadczy brak fauny bentonicznej i bioturbacyjnych zaburzeń laminacji. W tak kreowanym środowisku intensywnie zachodziły procesy wytrącania się siarczków metali oraz procesy sorpcji metali przez substancje ilaste i organiczne.

W osadach tych stwierdzono znaczną mineralizację miedziową (Jany 1) oraz miedziowo-cynkowo-ołowiową (Sława IG 1, fig. 6) z podwyższoną koncentracją

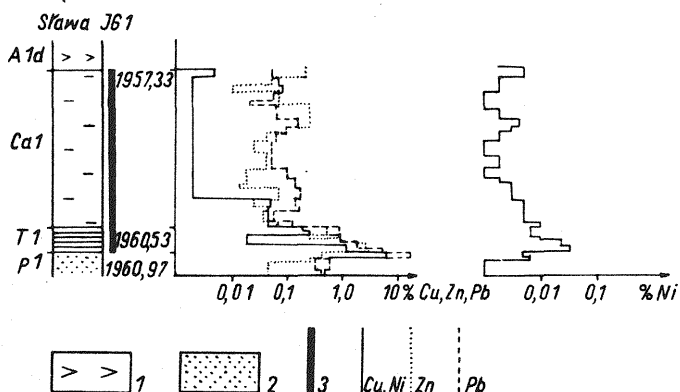


Fig. 6. Wykształcenie mikrofacjalne i profil geochemiczny serii węglanowej ZI w otworze Sława IG 1
Microfacies development and geochemical section of ZI carbonate series in borehole Sława IG 1

1 – anhydryty; 2 – piaskowce; 3 – obecność substancji bitumicznych i minerałów siarczkowych; A1d – anhydryt dolny; Ca1 – wapień cechsztyński; T1 – łupek miedzionośny; p1 – biały spągowiec; pozostałe objaśnienia jak na fig. 2

1 – anhydrites; 2 – sandstones; 3 – presence of bituminous matter and sulfide minerals; A1d – Lower Anhydrite; Ca1 – Zechstein Limestone; T1 – Copper-bearing Shale; p1 – Weissliegendes; other explanations as in Fig. 2

pierwiastków śladowych. Zróżnicowanie w pionowym rozmieszczeniu Cu, Zn, Pb z przesunięciem mineralizacji Zn-Pb ponad strefę podwyższonej koncentracji metali jest podobne do obserwowanego w rejonie występowania euksynicznej facji morza otwartego (C. Harańczyk, 1972).

Badania mikroskopowe w świetle odbitym wykazały, że siarczki występują jako kruszce rozproszone (o średnicy rzędu od 0,015 do 0,05 mm) oraz jako większe skupienia kruszczowe, żyłki i inkrustacje szczątków organicznych. Z minerałów kruszczowych w spągu najliczniej występują: chalkozyn, bornit, piryt i sfaleryt, a wyżej chalkopiryt, sfaleryt i galena.

STREFA UTLENIONA

Na przeważającej części obszaru strefy utlenionej spągowe osady serii węglanowej cechują się obecnością czerwonych lamin, smug i plam powstałych w wyniku koncentracji tlenków żelaza. Czerwone zabarwienie tych skał jest wynikiem depozycji w warunkach utleniających albo utlenienia w późniejszym okresie przez migrujące roztwory zawierające tlen. Ogólna miąższość partii plamistej waha się w granicach od kilkunastu centymetrów do 1–2 m.

Przedstawione w niniejszym artykule dane mikrofacjalne, geochemiczne i paleogeograficzne pozwoliły wyróżnić w obrębie występowania facji utlenionej pierwotną strefę utlenioną (fig. 4) oraz określić jej syngenetyczny związek z obszarami wyniesień podmorskich. Świadczy o nim mała miąższość oraz słabo zana-

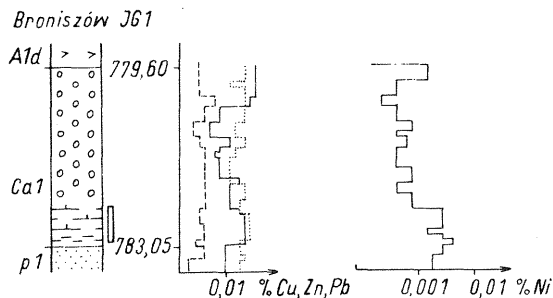


Fig. 7. Wykształcenie mikrofacjalne i profil geochemiczny serii węglanowej Z1 w otworze Broniszów IG 1

Microfacies development and geochemical sections of Z1 carbonate series in borehole Broniszów IG 1

Objaśnienia jak na fig. 2 i 6

Explanations as given in Figs. 2 and 6

czona laminacja osadów zailonych, obfite występowanie tlenków żelaza, brak substancji bitumicznych i siarczków metali, małe zróżnicowanie profili geochemicznych (fig. 7) oraz przejawy kondensacji profili serii węglanowej Z1 reprezentowanej głównie przez mikrofacje o genezie płytkosublitoralnej i supralitoralnej. Omawiana strefa prawdopodobnie przedłuża się w kierunku SW (A. Rydzewski, 1978), gdzie również wykazuje cechy strefy syngenetycznej z osadem (S. Oszczepalski, 1979).

Pomiędzy pierwotną strefą utlenioną i redukcyjną tylko w nielicznych otworach (np. Kożuchów IG 1, Stypułów IG 1) niewielką domieszkę w składzie skał węglanowych stanowią substancje bitumiczne. W profilu pionowym substancje te pojawiają się dopiero w środkowej części zespołu mikrytowego, co może oznaczać, że redukujące warunki facjalne zapanowały w rejonie Kożuchowa diachronicznie w stosunku do obszaru Sieroszowic i Lubina, po osadzeniu się utworów poziomego łupka miedzionośnego (A. Rydzewski, 1969). Zróżnicowany profil geochemiczny z otworu Kożuchów IG 1 (fig. 8) sugeruje, że: 1 – w najwcześniejszym etapie sedymentacji utworów werry panowały warunki niesprzyjające wytrącaniu się siarczków metali lub 2 – procesy diagenetyczne lub epigenetyczne spowodowały utlenienie pierwotnie wytrąconych siarczków i migrację metali.

Badania petrograficzne kontaktu facji redukcyjnej z utlenioną wykazały (A. Rydzewski, 1973, 1978; E. Gospodarczyk i in., 1979), że w omawianym rejonie często obserwowany jest przekraczający kontakt obu tych facji, w strefie granicznej miąższości do ok. 0,5 m, gdzie występują pseudomorfozy posiarczkowe i relikty siarczków z otoczkami uwodnionych tlenków żelaza (np. A. Rydzewski, 1978, ryc. 5). Podobne procesy przeobrażeniowe minerałów siarczkowych stwierdzono w otworach: Kłepinka IG 1, Ługowo 1, 2, Słocina IG 1 i Bulin IG 1. Procesom tym najczęściej ulegają ziarna framboidalnego pirytu (tabl. II, fig. 11), uważanego prawie powszechnie za minerał wczesnodiagenetyczny, zajmujący najwcześniejsze stanowisko w sukcesji mineralnej (A. Rydzewski, 1969; C. Harańczyk, 1972; S. Oszczepalski, 1979). Stwierdzenie procesów utleniania w obrębie mikrofacji wskazujących na ich formowanie się w środowisku wód spokojnych pozwala sądzić, że zewnętrzne partie obszarów występowania facji utlenionej powstały w późniejszych etapach diagenety, wskutek migracji roztworów utleniających, rozszerzających strefę utlenioną. Ascenzja tych roztworów wzdłuż struktur tektonicznych i diagenetycznych (tabl. III, fig. 14) mogła powodować również utle-

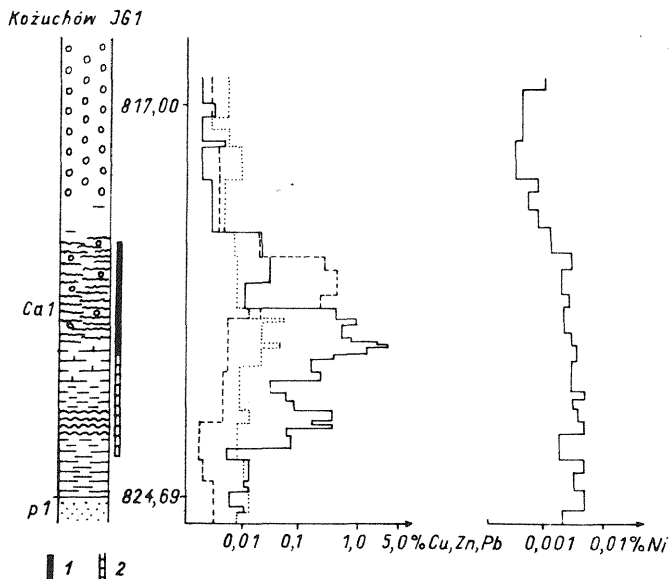


Fig. 8. Wykształcenie mikrofacjalne i profil geochemiczny serii węglanowej Z1 w otworze Kożuchów IG 1
 Microfacies development and geochemical section of Z1 carbonate series in borehole Kożuchów IG 1
 Obecność substancji bitumicznej i minerałów siarczkowych: 1 – duża, 2 – śladowa; pozostałe objaśnienia jak na
 fig. 2, 4 i 6

Presence of bituminous matter and sulfide minerals: 1 – high, 2 – trace; other explanations as given in Figs. 2, 4 and 6

nienie substancji organicznych oraz przemieszczenie treści mineralnej. Przemawiałyby za tym zarówno fakt napotykania śladów po substancjach bitumicznych, jak również żyłek i większych skupień kruszcowych, które zdaniem A. Rydzewskiego (1969) świadczą o ich wtórnej genezie. Zdaniem J. Rentzsch (1974) ascenzyjne roztwory typu molasowego były głównym czynnikiem utleniającym i metalizacyjnym.

Substancje bitumiczne występujące w środkowej części zespołu mikrytowego rejonu Kożuchowa powstały prawdopodobnie w wyniku rozkładu substancji organicznej zawartej w matach algowych, zachodzącego poniżej powierzchni sedimentacyjnej (por. G.M. Friedman i in., 1973). Wytworzenie warunków środowiska redukującego w osadzie stało się przyczyną kumulacji metali (fig. 8). Z siarczków metali występują: piryt, chalkopiryt, chalkozyn, tetraedryt, galena i sfaleryt (A. Rydzewski, 1969). Nieznacznie podwyższone zawartości metali stwierdzono ponadto w otworach: Stypułów IG 1, Kiełcz 1, Kożuchów IG 2 i Stare Żabno 1.

W omawianym rejonie wzrostu koncentracji metali można spodziewać się w przyległych do strefy utlenionej obszarach facji redukcyjnej, do której migrowały metale alimentowane oraz uwolnione w procesach przeobrażeniowych. Za obszary najbardziej perspektywiczne uznano rejon Jan–Sławy oraz obszar położony na wschód od Kożuchowa (E. Gospodarczyk i in., 1979). Mikrofacje stwierdzone w spągu profilu Bulin IG 1 oraz wykształcenie litologiczne spągowych osadów werry z otworu Stypułów IG 1 wskazują na możliwość napotkania w najbliższym sąsiedztwie bloku przedsudeckiego nieutlenionych osadów kruszczońskich typu łupka miedzionośnego.

WNIOSKI

1. W okresie sedymentacji serii węglanowej Z1 badany obszar znajdował się w obrębie równi płytkiego szelfu, zapadającej łagodnie w kierunku centrum zbiornika. Paleorelief dna basenu cechsztyńskiego w chwili transgresji był stosunkowo silnie zróżnicowany przy niewielkich deniwelacjach dna zbiornika. Zbadane mikronastępstwa oraz zgodność stref mikrofacjalnych i miąższościowych wskazują, że sedymentacja prowadziła do wyrównywania mikropaleoreliefu odziedziczonego po saksonie i kształtowanego w trakcie sedymentacji.

2. Na wyniesieniach dna zbiornika depozycja zachodziła na ogół w środowiskach umiarkowanie wysokoenergetycznych, co implikuje znaczną aerację tych części zbiornika. W rezultacie strefę skał utlenionych stwierdzoną w rejonie Broniszowa i Ługowa można uważać za syngenetyczną fację wyniesień podmorskich.

3. Mineralizacja siarczkowa na omawianym obszarze związana jest z osadami powstałymi w środowisku niskoenergetycznym (rejon Jan – Sławy) oraz w umiarkowanie niskoenergetycznym (niektóre rejonu obszaru położonego na południe od Zielonej Góry).

W pierwszym z wymienionych rejonów warunki redukujące zapanowały z początkiem sedymentacji serii węglanowej Z1 i były wynikiem nagromadzenia się związków organicznych w strefie stagnujących wód przydennych (powierzchnia zerowej wartości E_h znajdowała się ponad powierzchnią sedymentacyjną).

W rejonie Kozuchowa warunki redukujące utworzyły się w późniejszym okresie formowania serii węglanowej Z1 w następstwie rozkładu materii organicznej zgromadzonej w matach algowych, przy czym granica między strefą utleniania i redukcji przebiegała nieco poniżej powierzchni sedymentacyjnej.

W świetle przedstawionych danych rekonstrukcja położenia granicy środowiska utleniającego i redukującego względem powierzchni osadu pozwoliła na odróżnienie bazalnych osadów serii węglanowej z różnych rejonów badanego obszaru i wyróżnienie poziomu łupku miedzionośnego jedynie w północnej części badanego obszaru (por. fig. 5–8).

4. Stwierdzenie w wielu otworach z rejonów przylegających do wskazanych wyniesień procesów przeobrażeń minerałów siarczkowych, prowadzących do zastąpienia ich przez tlenki żelaza, pozwala sądzić, że zewnętrzne partie obszarów występowania osadów utlenionych powstały w dalszych etapach diagenety i/lub epigenetycznie wskutek migracji roztworów utleniających wzdłuż struktur tektonicznych.

Zakład Geologii Żłóż Rud Metali
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 13 sierpnia 1979 r.

PIŚMIENNICTWO

- BYERS C.W. (1977) – Biofacies patterns in euxinic basins: A general model. *SEPM Spec. Publ.*, **25**, p. 5–17. Tulsa.
- FRIEDMAN G.M., AMIEL A.J., BRAUN M., MILLER D.S. (1973) – Generation of carbonate particles and laminites in algal mats – example from sea-marginal hypersaline pool. *Gulf of Aqaba, Red. Sea. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **57**, p. 541–557. Tulsa.

- GEBELEIN C.D. (1969) – Distribution, morphology, and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. *Jour. Sed. Petrol.*, **39**, p. 49–69, nr 1. Tulsa.
- GOSPODARCZYK E., OSZCZEPALSKI S., RYDZEWSKI A. (1979) – Perspektywy poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w rejonie Koźuchowa. *Kwart. Geol.*, **23**, p. 477–479, nr 2. Warszawa.
- HARAŃCZYK C. (1972) – Mineralizacja kruszcowa dolnocechsztyńskich osadów euksynicznych monokliny przedsudeckiej. *Arch. Miner.*, **30**, p. 13–172, nr 1–2. Warszawa.
- JUNG W., KNITZSCHKE G. (1976) – Kupferschiefer in the German Democratic Republic (GDR) with special reference to the Kupferschiefer deposit in the Southeastern Harz Foreland. *Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits*, **6**, nr 7. Amsterdam–Oxford–New York.
- KONSTANTYNOWICZ E. (1964) – Margle plamiste a mineralizacja osadów cechsztyńskich. (Na Dolnym Śląsku). *Rudy i Met. Nieżel.*, **9**, p. 170–175, nr 4. Katowice.
- OSZCZEPALSKI S. (1979) – Mineralizacja polimetaliczna spągowych osadów cechsztynu w rejonie Węglińca–Żar. *Kwart. Geol.*, **23**, p. 563–578, nr 3. Warszawa.
- PERYT T.M. (1978) – Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Studia Geol. Pol.*, **54**. Warszawa.
- PERYT T.M., WAŻNY H. (1978) – Skondensowane profile wapienia cechsztyńskiego w północnej części monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **22**, p. 549–568, nr 3. Warszawa.
- PODEMSKI M. (1973) – Sedymentacja cechsztyńska w zachodniej części monokliny przedsudeckiej na przykładzie okolic Nowej Soli. *Pr. Inst. Geol.*, **71**. Warszawa.
- PURSER B.H. (1973) – Sedimentation around bathymetric highs in the southern Persian Gulf. In: *The Persian Gulf*, ed. B. H. Purser, p. 157–177. Berlin.
- RENTZSCH J. (1974) – The Kupferschiefer in comparison with the deposits of the Zambian Copperbelt. *Cent. Soc. Geol. Belgique. Gisements Stratiformes et Provinces Cupriferes*, p. 395–418. Liege.
- RYDZEWSKI A. (1969) – Petrografia łupków miedzionośnych cechsztynu na monoklinie przedsudeckiej. *Biul. Inst. Geol.*, **217**, p. 113–158. Warszawa.
- RYDZEWSKI A. (1973) – Badanie przejawów rudonośności cechsztynu wraz z analizą perspektywiczności na obszarze Polski. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- RYDZEWSKI A. (1978) – Facja utleniona cechsztyńskiego łupku miedzionośnego na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, **26**, p. 102–108, nr 2. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J. (1974) – Obszar przedsudecki. W: *Budowa geologiczna Polski – t. IV, Tektonika – cz. 1*, p. 375–394. *Inst. Geol. Warszawa*.
- WYŻYKOWSKI J. (1963) – Najnowsze wyniki badań geologicznych w rejonie Koźuchowa. *Prz. Geol.*, **11**, p. 182–187, nr 4. Warszawa.

Славомир ОЩЕПАЛЬСКИ

**УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ КАРБОНАТНОЙ СЕРИИ Z1
И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЦЕХШТЕЙНОВЫХ ПОРОД
(РАЙОН ЗЕЛЕНА ГУРА - КОЖУХУВ)**

Резюме

В карбонатной серии первого цикла (Z1) в районе Зелена Гура—Кожухув (фиг. 1) выделен ряд микрофаций. Благодаря изучению условий седиментации этих микрофаций и их пространственного распределения удалось составить картину фациальной (фиг. 4) и палеогеографической (фиг. 5) зональности и реконструировать среду и процесс седиментации. Особенно важным

было определить связь рифея, гидродинамических условий и компонентного состава карбонатов с распределением органического вещества и соединений металлов в подошвенных отложениях карбонатной серии Z1.

Принимая во внимание микрофациальный состав нижней части карбонатной серии Z1 (микритовый комплекс) и учитывая эволюцию бассейна, приходящуюся на период седиментации саксона и верхней части карбонатной серии (подмикритовый комплекс), в изучаемом районе было выделено два палеогеографических элемента: мелководную и более глубоководную части шельфа.

В границах мелководной части шельфа выделен ряд локальных поднятий и понижений (фиг. 6).

Поднятия, характеризуются сжатым разрезом карбонатной серии Z1, представленной породами, отложившимися в мелко сублиторальных условиях, мало разнородными по геохимическим свойствам (фиг. 2, 7). Результаты изучения говорят о сингенетической связи первичной окисленной зоны с районами подморских поднятий (сравн. фиг. 4, 5).

В понижениях мелководной части шельфа осадки карбонатной серии 1 имеют полный разрез. Микритовый комплекс представлен заиленными микритами с биокластами и карбонатными частицами различного происхождения, а также породами переслоенными альгами (фиг. 3, 8). Возможно, что в районе Кожухова восстановительная среда создалась в более поздний период формирования карбонатной серии Z1, в результате разложения органического вещества, накопившегося в виде альговых мат, причём граница окислительной и восстановительной зон проходила чуть ниже поверхности седиментации.

В более глубоководной части шельфа происходило образование мергелей и микритов, переслоенных глинисто-битумным высокосульфатным материалом (фиг. 2, 6). В этом районе восстановительные условия стали преобладающими в начале седиментации карбонатной серии Z1 в результате скопления органического вещества в зоне застоя придонных вод (нулевой уровень Eh проходил над седиментационной поверхностью). Это означает, что для выделения горизонта меденосного сланца решающее значение будет иметь реконструкция границы седиментационной и восстановительной среды по отношению к поверхности осадка (фиг. 5, 6, 7, 8).

Такая интерпретация позволяет сделать вывод о том, что микропалеорельеф цехштейнового бассейна в момент трансгрессии был сильно дифференцированным при небольшой по масштабам нивелировке дна бассейна. Эволюция рельефа под воздействием разного по величине опускания дна и нивелирующей аккумуляции оказала решительное влияние на формирование седиментационной среды, палеогеохимических фаций и полиметаллической минерализации.

Во многих скважинах, заложенных в районах, прилегающих к указанным поднятиям, зафиксированы процессы окисления сульфидов, что позволяет судить о том, что внешние районы залегания окисленных пород образовались в этапах дальнейшего диагенеза и (или) эпигенетически в результате восхождения окисляющих растворов. Существует связь между вторичной окисленной зоной (фиг. 5) и седиментационной активностью сбросов ЗСЗ-ВЮВ простирации. Не исключено, что тектонические структуры служили также путями миграции металлизационных растворов.

Sławomir OSZCZEPALSKI

**SEDIMENTARY ENVIRONMENT OF THE Z1 CARBONATE SERIES
VERSUS MINERALIZATION OF ZECHSTEIN DEPOSITS
(ZIELONA GÓRA – KOŻUCHÓW REGION)**

S u m m a r y

Several microfacies (Figs. 2–3) were recognized in carbonate series of the first cyclothem of the Zechstein (Z1) in the Zielona Góra – Koźuchów region (Fig. 1). Recognition of sedimentary environments of these microfacies and analysis of their spatial distribution made it possible to define facies and paleogeographic zones (Figs. 4 and 5, respectively) and to reconstruct the sedimentary environment and history. A special attention was paid to interrelations between the relief, hydrodynamic conditions and components of carbonate rocks on the one hand, and distribution of organic matter and metal compounds in basal part of the Z1 carbonate series on the other.

Taking into account microfacies development of lower part of the Z1 carbonate series (micrite complex) and evolution of the basin in times of sedimentation of Saxonian rocks and those of upper part of the carbonate series (supra-micrite complex), two paleogeographic units – shallow and deep parts of shelf – were identified in the studied region. Moreover, several local elevations and depressions were found in shallow part of the shelf (Fig. 6).

The elevations are characterized by condensed profiles of the Z1 carbonate series, comprising deposits formed in shallow-littoral environment and displaying low geochemical variability (Figs. 2, 7). The results of studies implicate syngenetic relations between the oxidized zone and areas of subaqueous elevations (see Figs. 4–5).

Complete profiles of the Z1 carbonate series are found in depressions in shallow part of the shelf. Micrite complex is there represented by clay micrites with bioclasts and carbonate particles of different origin and by deposits stabilized by blue-green algae (Figs. 3, 8). It seems that in the Koźuchów area the conditions turned to reducing in times of deposition of upper part of the Z1 carbonate series, due to decay of organic matter accumulated in algal mats (the boundary between oxidating and reducing zones was passing somewhat below the sediment-water interface).

Marls and micrites laminated with clay-bituminous matter and with rich sulfide mineralization were originating in deeper part of the shelf (Figs. 2, 6). In that area, reducing conditions began to predominate from the beginning of sedimentation of the Z1 carbonate series, due to accumulation of organic compounds in stagnant near-bottom water zone (zero level of *Eh* values was passing above sediment-water interface at that time). It also means that the Copper-bearing Shale horizon should be identified with reference to reconstructions of the position of the boundary between oxidating and reducing environment in relation to sediment surface (Figs. 5, 6, 7, 8).

The presented interpretation implicates relatively high differentiation of paleorelief and, at the same time, small denivellements of sea floor of the Zechstein basin. The evolution of the relief, taking place due to differentiated subsidence and burial by accumulation, was bearing a decisive influence on development of sedimentary environments, paleochemical facies and polymetallic mineralization.

The processes of oxidation of sulfides were found in several boreholes situated in the proximity of the above mentioned elevations, which suggests that external areas of occurrence of oxidated deposits are related to subsequent stages of diagenesis and/or epigenesis connected with ascension of oxidating solutions. The zone of secondary oxidation (Fig. 5) appears related to syndimentary activity of WNW–ESE oriented faults. It is not excluded that tectonic structures were also acting as migration routes for mineralizing solutions.

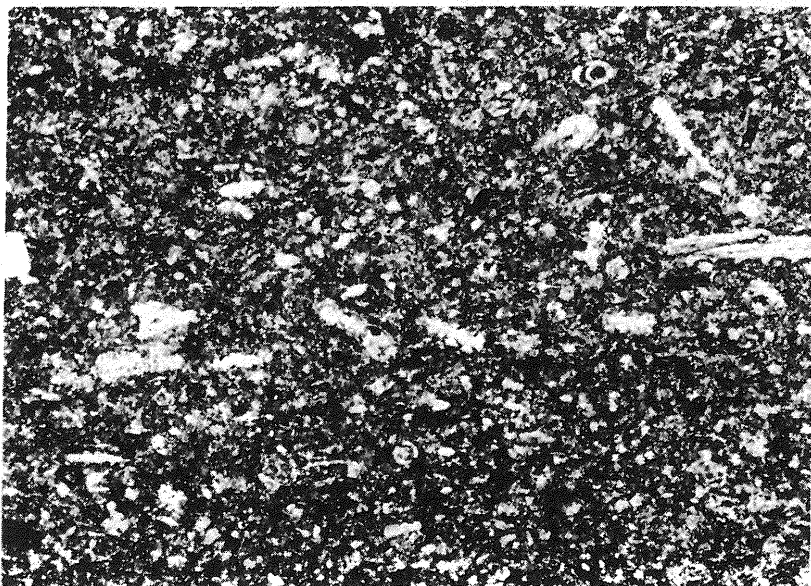


Fig. 9. Biomikryt silnie zapiaszczony. Widoczne fragmenty szkieletowe szkarłupni, otwornic i ramienionogów. Otwór wiert. Broniszów IG 1, głęb. 782,6 m, bez analizatora; pow. 35 ×
Strongly sandy biomicrite with noticeable skeletal fragments of echinoderms, foraminifers and brachiopods. Borehole Broniszów IG 1, depth 782.6 m, no analyser; × 35



Fig. 10. Mikryt z bioklastami (fragmenty szkieletowe ramienionogów i otwornic). Otwór wiert. Sucha 1, głęb. 1870,5 m, nikole skrzyżowane; pow. 14 ×
Micrite with bioclasts (skeletal fragments of brachiopods and foraminifers). Borehole Sucha 1, depth 1870.5 m, nicols crossed: × 14

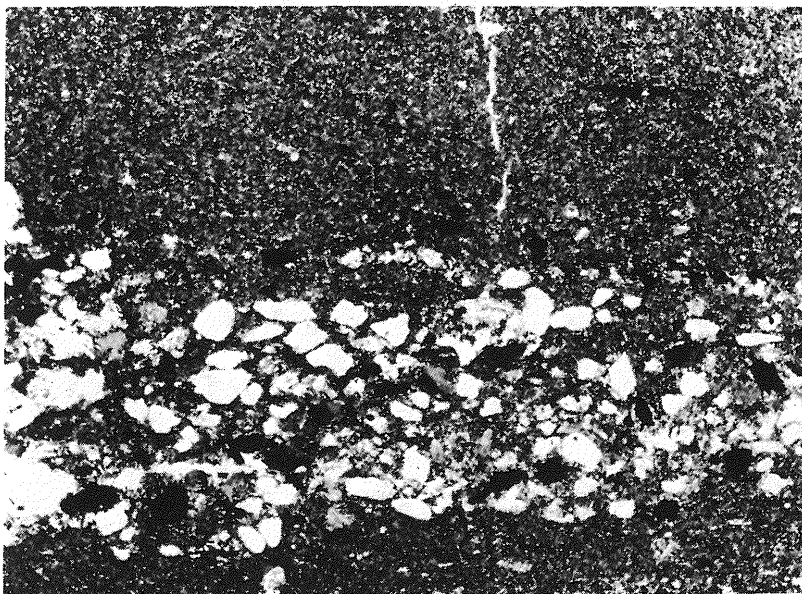


Fig. 11. Mikryt laminowany materiałem klastycznym (ziarna kwarcu, skaleni i okruchy skał). W mikrycie liczne cienkawe pseudomorfozy po pirycie framboidalnym (czarne skupienia). Otwór wiert. Ługowo 1, głęb. 2059,4 m, nikole skrzyżowane; pow. 36 ×

Micrite laminated with clastic material (quartz and feldspar grains and rock detritus). Numerous oxide pseudomorphs after framboid pyrite (black aggregates). Borehole Ługowo 1, depth 2059.4 m, nicols crossed; × 36



Fig. 12. Margiel laminowany materiałem bitumicznym. Otwór wiert. Jany 1, głęb. 2176,3–2176,5 m, bez analizatora; pow. 36 ×

Marl laminated with bituminous matter. Borehole Jany 1, depth 2176.3–2176.5 m, no analyser; × 36

Sławomir OSZCZEPALSKI – Środowisko sedimentacji serii węglanowej Z1 a mineralizacja osadów cechsztyńskich (rejon Zielonej Góry – Kozuchowa)

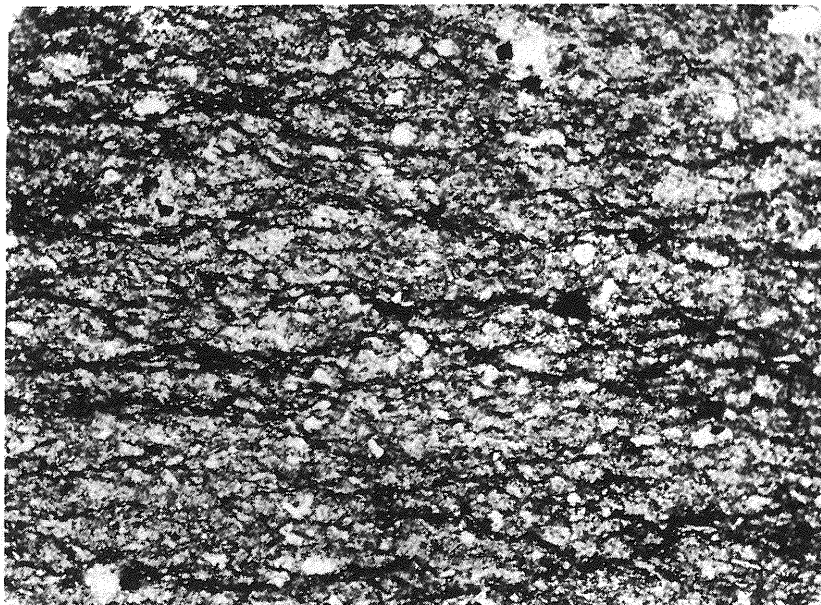


Fig. 13. Pelmicryt laminowany przy współdziałaniu alg sinicowych. W mikrytowym tle skalnym tkwią różnego typu ziarna węglanowe oraz drobne ziarna kwarcu. W laminach bitumicznych (ciemne) występują minerały siarczkowe (czarne skupienia). Kozuchów IG 1, 821,1 m, bez analizatora; pow. 75 × Pelmicrite laminated with contribution of blue-green algae. Carbonate grains of various types and fine quartz grains are embedded in micritic groundmass. Sulfide, minerals (black aggregates) occur in bituminous laminae (dark). Borehole Kozuchów IG 1, depth 821.1 m, no analyser; × 75

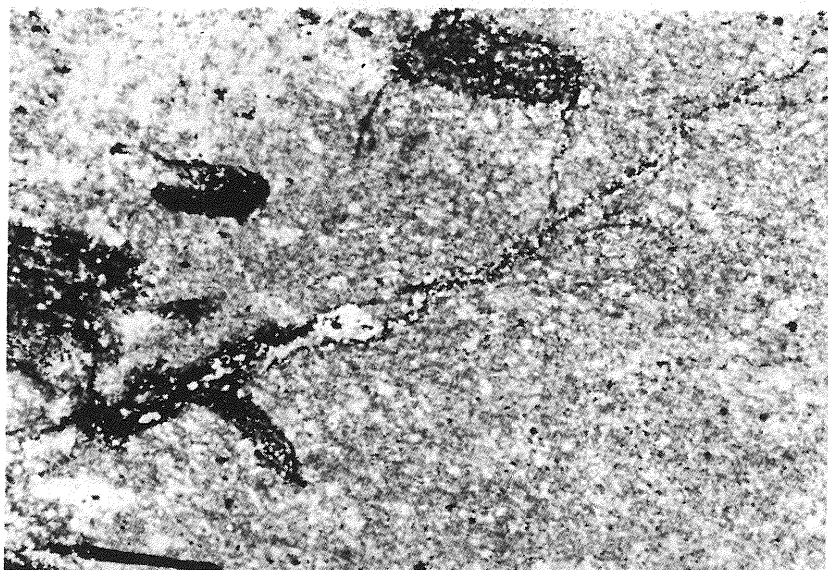


Fig. 14. Mikrosparyt ze strukturami diagenetycznymi i tektonicznymi wypełnionymi anhydrytem (biały) i tlenkami żelaza (ciemne smugi i plamy). Kozuchów IG 1, 821,8 m, bez analizatora; pow. 30 × Microsparite with diagenetic and tectonic structures infilled with anhydrite (white) and iron oxides (dark streaks and spots). Borehole Kozuchów IG 1, depth 821.8 m, no analyser; × 30

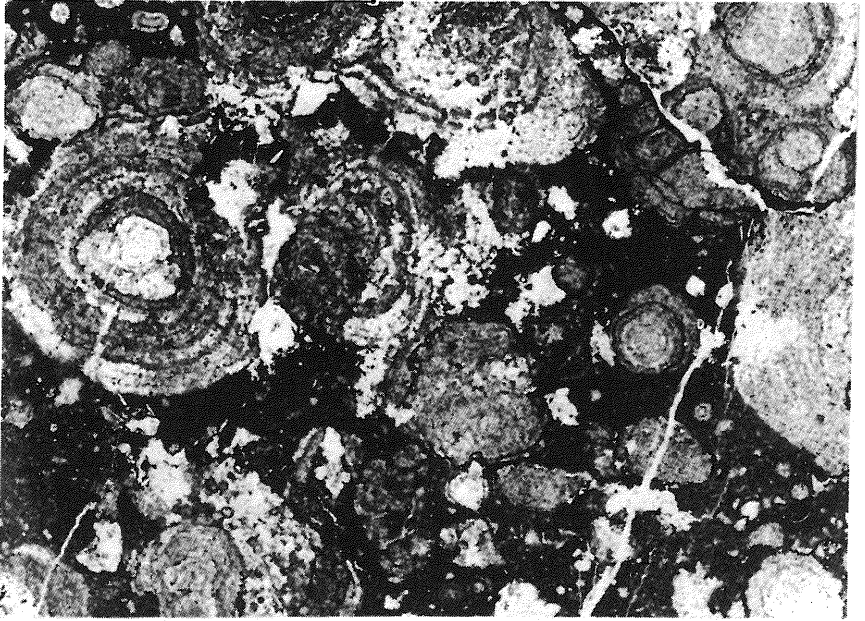


Fig. 15. Onkolit – w mikrytowym, zailonym tle skalnym tkwią onkoidy o kilkufazowym wzroście i erozyjnych granicach zewnętrznych. Otwór wiert. Ługowo I, głęb. 2054,2 m, bez analizatora; pow. $9 \times$
 Oncolite – oncooids, characterized by multiphase growth and erosional outer boundary, are embedded in micritic, clayey groundmass. Borehole Ługowo 1, depth 2054.2 m, no analyser; $\times 9$

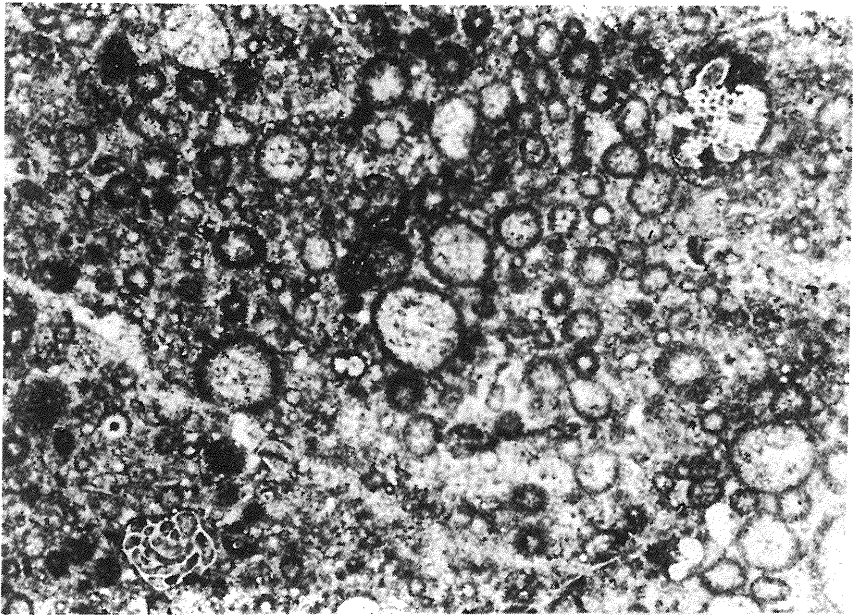


Fig. 16. Onkolit zneomorfizowany – obok onkoidów występują ooidy promieniste, *Agathammina* oraz fragmenty mszywiolów z obrotami otwornic płożących, Urzuty IG 1, 1245,0 m, bez analizatora; pow. $35 \times$
 Neomorphised oncolite – oncooids are accompanied by radial ooids, *Agathammina* and bryozoan fragments overgrown by encrusting foraminifers. Borehole Urzuty IG 1, depth 1245.0 m, no analyser; $\times 35$