

Sławomir OSZCZEPALSKI

Mineralizacja polimetaliczna spągowych osadów cechsztynu w rejonie Węglińca—Żar

W rejonie Węglińca—Żar stwierdzono występowanie spągowych osadów cechsztynu w facji redukcyjnej i utlenionej. Wyróżniono typy genetyczne skał oraz określono związek mineralizacji z paleogeografią werry i z określonymi mikrofacjami i środowiskami fizykochemicznymi. Stwierdzono występowanie margli cynkonośnych oraz podano wstępną interpretację środowiska powstania tego typu osadów.

WSTĘP

Prace wiertnicze przeprowadzone w latach 1969—1974 w niecce północno-sudeckiej i w południowej części perykliny Żar miały na celu określenie warunków geologicznych utworów cechsztynu oraz stopnia ich zmineralizowania związkami metali. Realizacja programu badań geologicznych prowadzonych przez Instytut Geologiczny (otwory wiertnicze Czerwona Woda IG 1, Kościelna Wieś IG 1, Lutol IG 1) i Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Zielonej Górze (otwory wiertnicze Jagodzin 1, Przewóz 1) dostarczyła nowych danych o wykształceniu cechsztynu w regionie słabo dotychczas rozpoznany wierceniami (fig. 1).

W badanych próbkach oprócz powszechnie występującego pirytu oznaczono bornit, chalkopiryt, sfaleryt, galenę i markasyt. Największą koncentrację minerały te osiągają w utworach ze znaczną domieszką substancji bitumicznych. Określenie zatem rozprzestrzenienia bitumicznych osadów facji redukcyjnej oraz ich genetycznego związku z paleoreliefem dna basenu cechsztyńskiego jest niezwykle istotne przy poszukiwaniach rud miedzi.

Wstępną ekspertyzę petrograficzną skał cechsztynu z wymienionych wierceń wykonał dr A. Rydzewski, któremu autor pragnie podziękować za pomoc w badaniach i interpretacji wyników.

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE SERII KRUSZCONOŚNEJ

Występowanie podwyższonych koncentracji siarczków metali związane jest z dolną częścią pierwszego cyklotemu cechsztyńskiego (Z1 – werra)¹. Cyklotem ten cechuje zmienna miąższość: największa w północnej części omawianego obszaru (Nowa Rola P-9 – 254 m, Sieciejów P-5 – 259 m, Lutol IG 1 – 200 m,

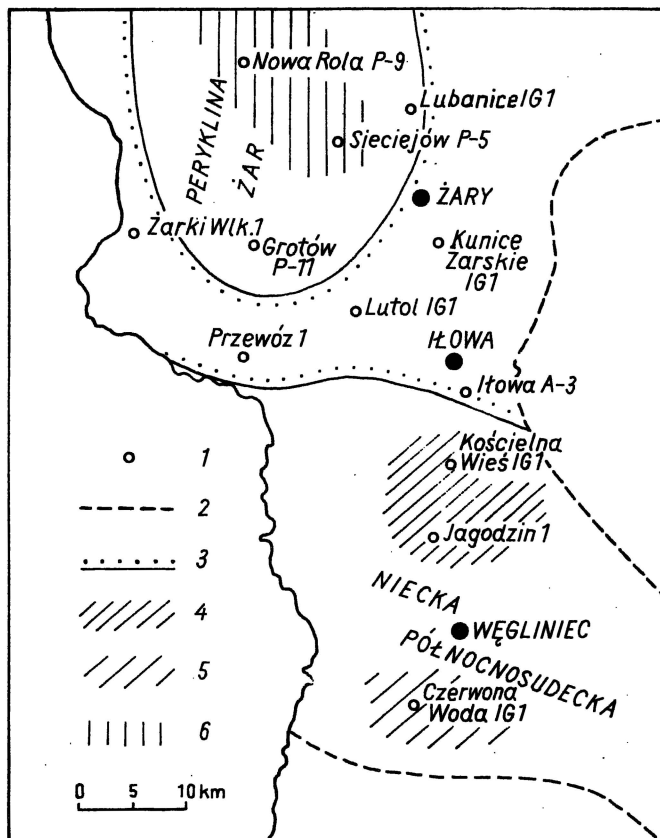


Fig. 1. Szkic lokalizacji otworów wiertniczych na tle rozmieszczenia mineralizacji w spągowych osadach cechsztynu

Location of boreholes versus distribution of mineralization in basal Zechstein rocks

1 – otwory wiertnicze; 2 – współczesny zasięg skał cechsztynu; 3 – obszary występowania spągowych osadów cechsztynu wykształconych w facji utlenionej (rote Fäule); 4 – strefa mineralizacji typu Zn-Cu-Pb; 5 – strefa mineralizacji typu Zn-Pb-Cu; 6 – strefa mineralizacji typu Pb-Zn-Cu według E. Gospodarczyka (1978)

1 – boreholes; 2 – present extent of Zechstein rocks; 3 – areas of occurrence of Zechstein rocks developed in oxidated facies (rote Fäule); 4 – zone of mineralization of the Zn-Cu-Pb type; 5 – zone of mineralization of the Zn-Pb-Cu type; 6 – zone of mineralization of the Pb-Zn-Cu type after E. Gospodarczyk (1978)

¹ Górna granica cyklotemu werra wyznaczona według podziału stratygraficznego cechsztynu podanego przez T.M. Peryta (1978b); granica czerwony spągowiec – cechsztyln przyjęta zgodnie z propozycją S. Oszczepalskiego (1978).

Przewóz 1 – 198 m), a zmniejszająca się ku południowi (Kościelna Wieś IG 1 – 148 m, Jagodzin 1 – 123 m, Czerwona Woda IG 1 – 117 m – fig. 2). W profilu tego cyklotemu wydzielono następujące jednostki litostratygraficzne: biały spągowiec, wapień podstawowy, margle kaczawskie, wapień cechsztyński i anhydryty. W otworach środkowej i północnej części perykliny Żar, w obrębie anhydrytów werry występuje najstarsza sól kamienna.

Osady poziomu białego spągowca, rozwinięte w spągu utworów cechsztynu, występują na całym omawianym obszarze (S. Oszczepalski, 1978). W poziomie białego spągowca można wyróżnić część dolną, złożoną z brunatnych lub szarych utworów zlepieńcowatych i spoiwie typu masy wypełniającej, oraz część górną – piaszczystą, o spoiwie ilasto-węglanowym lub ilasto-węglanowo-żelazistym i zmiennej barwie: od jasnoszarej do różowoszarej. Miąższość skał tego poziomu najczęściej nie przekracza 4 m, tylko w południowej części perykliny Żar osiąga 10–30 m.

Wapień podstawowy reprezentowany jest przez szare wapienie margliste (Czerwona Woda IG 1 – 0,7 m), organogeniczne (Kościelna Wieś IG 1 – 0,04 m), rzadziej przez dolomity (Jagodzin 1 – 0,3 m, A. Rydzewski, 1973).

Odpowiednikiem łupku miedzionośnego z monokliny przedsudeckiej są margle kaczawskie (J. Krasoń, 1964), wykształcone jako niewielkiej miąższości ciemnoszare margle i wapienie margliste (Czerwona Woda IG 1 – 1,7 m, Kościelna Wieś IG 1 – 0,4 m) lub dolomity ilaste (Jagodzin 1 – 0,2 m) o wyraźnej oddzielności łupkowej. Tylko lokalnie (Lutol IG 1, Przewóz 1) nie stwierdzono utworów o wykształceniu typowym dla tego poziomu. Należy sądzić, że w południowej części perykliny Żar poziomu tego brak albo stanowią go odmiany facjalne reprezentowane przez skały kontaktu utworów piaszczystych i węglanowych.

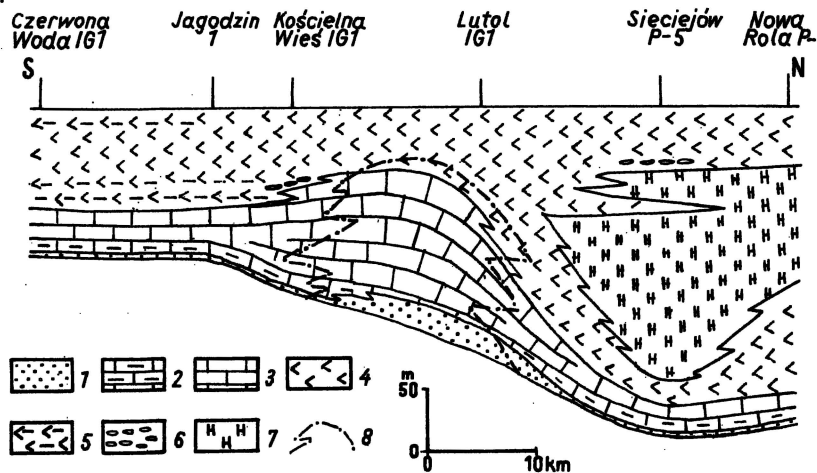


Fig. 2. Przekrój paleofacjalny cyklotemu werra na linii Czerwona Woda IG 1 – Nowa Rola P-9

Paleofacies cross-section of the Werra cyclothem along the line Czerwona Woda IG 1 – Nowa Rola P-9

1 – zlepieńce, piaskowce; 2 – margle, wapienie margliste; 3 – wapienie, dolomity; 4 – anhydryty; 5 – ilowce z anhydrytem; 6 – brekcja anhydrytowo-ilasta; 7 – sól kamienna; 8 – facja utleniona (rote Fäule)

1 – conglomerates, sandstones; 2 – marls, marly limestones; 3 – limestones, dolomites; 4 – anhydrites; 5 – claystones with anhydrites; 6 – anhydrite-clay breccia; 7 – rock salt; 8 – oxidated facies (rote Fäule)

Wapień cechsztyński reprezentowany jest przez skały węglanowe o dużej i zmiennej miąższości oraz zróżnicowanym wykształceniu litofacjalnym. W poziomie tym wyróżnić można dwa ogniwa litologiczne: dolne – utworzone z cienkoławicowych, ciemnoszarych wapieni marglistych oraz górne – wykształcone jako gruboławicowe, szare lub jasnoszare wapienie dolomityczne (Czerwona Woda IG 1, Lutol IG 1) i dolomity (Jagodzin 1, Kościelna Wieś IG 1 – S. Oszczepalski, 1978). Ogólna miąższość skał wapienia cechsztyńskiego zmienia się w granicach od 33 m w otworze Czerwona Woda IG 1 (Jagodzin 1 – 45 m, Kościelna Wieś IG 1 – 81 m, Lutol IG 1 – 91 m) do 110 m w otworze Przewóz 1.

WYNIKI BADAŃ MIKROSKOPOWYCH

Mineralizacja polimetaliczna w spągowych utworach cechsztynu omawianego rejonu związana jest z różnymi ogniwami cechsztyńskiej serii miedzionośnej. W otworach Czerwona Woda IG 1, Jagodzin 1 i Kościelna Wieś IG 1 okruszczony jest biały spągowiec, wapień podstawowy, margle kaczańskie oraz spągowa część wapienia cechsztyńskiego (fig. 4). W otworze Lutol IG 1 osady białego spągowca oraz najniższa, marglista część serii węglanowej nie są zmineralizowane siarczkami i utwory te cechują się obecnością uwodnionych tlenków żelaza. Uboga mineralizacja rozpoczyna się od zalegających wyżej skał węglanowych i podobnie jak w pozostałych otworach zanika stopniowo ku stropowi wapienia cechsztyńskiego. W otworze Przewóz 1 (A. Rydzewski, 1973) spągowe skały cechsztynu zawierają znikomą ilość siarczków.

W klastycznych i węglanowych wydzieleniach litostratygraficznych werry wyróżniono następujące mikrofacje: piaskowce, margle, pelmikryty ilaste, mikryty ilaste i mikryty laminowane materiałem terygenicznym oraz mikryty i sparyty (fig. 3).

Obserwacje mikroskopowe skał węglanowych nie ujawniły regularności w rozmieszczeniu wapieni i dolomitów oraz ich związku z określonym rodzajem mineralizacji, dlatego w badaniach mikrofacjalnych pominięto szczegółowe nazwy tych skał. Utwory węglanowe cechuje duże zaawansowanie procesów tektonicznych, neomorficznych i dolomityzacyjnych, które znacznie zmodyfikowały cechy strukturalno-teksturalne skał węglanowych. Zdaniem T.M. Peryta (1978a) mikro- i pseudosparyty cechsztyńskich skał węglanowych są rezultatem neomorfizmu wcześniej istniejącego mikrytu. Z tego względu, przy korelacji mikrofacjalnej spągowych osadów werry, sparyty włączono do mikrofacji mikrytowych. W otworze Lutol IG 1 niemal cały wapień cechsztyński reprezentowany jest przez sparyty, dlatego – przyjmując ich cementacyjną genezę – wydzielono je w odrębną kompleks mikrofacjalny (fig. 3).

BIAŁY SPĄGOWIEC

Utwory piaskowcowe złożone są z osadów zlepieńcowatych oraz piaskowców ilasto-żelazistych, które ku stropowi stają się wapniste i drobnoziarniste, przechodząc w sposób ciągły do poziomów węglanowych. Głównym składnikiem górnej części białego spągowca są ziarna kwarcu (średnio 45–55%), a w podrzędnej ilości występują okruchy skał (10–15%), ziarna skaleni (2–5%) oraz minerałów ciężkich i glaukonitu. Ważnym składnikiem spoiwa piaskowców górnego białego spągowca są siarczki Fe–Cu–Zn–Pb (Kościelna Wieś IG 1, Jagodzin 1, Czerwona Woda IG 1) oraz uwodnione tlenki żelaza (Lutol IG 1, Przewóz 1, Jagodzin 1).

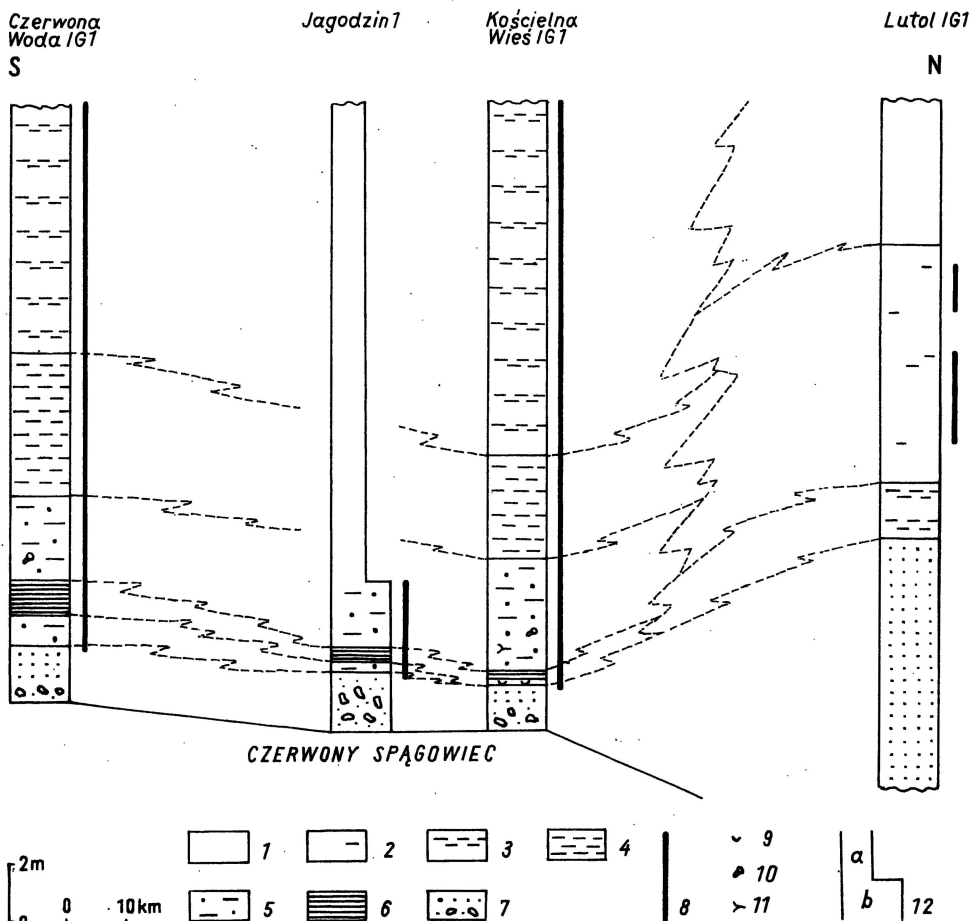


Fig. 3. Korelacja mikrofacjalna spągowych osadów werry na linii Czerwona Woda IG 1 – Lutol IG 1
 Microfacies correlation of basal rocks of Werra cyclothem rocks along the line Czerwona Woda IG 1 – Lutol IG 1

1 – spartyty; 2 – mikryty; 3 – mikryty laminowane materiałem terygenicznym; 4 – mikryty ilaste; 5 – pelmikyty ilaste; 6 – margle; 7 – piaskowce, zlepieńce; 8 – osady zawierające substancje bitumiczne; 9 – małże, ramienionogi; 10 – otwornice; 11 – mszywioly; 12 – profil: a – nie opracowany, b – opracowany

1 – sparites; 2 – micrites; 3 – micrites laminated with terrigenous material; 4 – clay micrites; 5 – clay pelmicrites; 6 – marls; 7 – sandstones, conglomerates; 8 – rocks containing bituminous matter; 9 – bivalves, brachiopods; 10 – foraminifers, 11 – bryozoans; 12 – section; a – unstudied, b – studied

Minerały kruszcowe w największych ilościach gromadzą się w stropowej części poziomu (1,5–3,4% obj. skały), w postaci nieregularnych wydzieleni o średnicy najczęściej 0,01–0,1 mm (tabl. III, fig. 14). Bardzo licznie występujący markasyt, w ilości od około 0,8 do 1,4%, tworzy w asocjacji z pirytem agregatowe, smugowo ułożone skupienia. Z minerałów miedzi tylko chalkopiryty występuje w większych ilościach (0,5–1,0%) w postaci ostrokrawędzistych ziarn z wrostkami markasytu lub śladowego bornitu (Jagodzin 1, Kościelna Wieś IG 1). Maksimum zawartości chalkopirytu przypada na skały kontaktu białego spągowca z utworami węglanowymi, gdzie pojawia się również galena (Czerwona Woda IG 1). Sfaleryt występuje w małych ilościach w formie mikrolitów wielkości poniżej 0,01 mm.

WAPIEŃ PODSTAWOWY

W zachodniej części niecki północnosudeckiej wapien podstawowy reprezentowany jest przez zapiaszczone intramikryty w spągu, wyżej pelmikryty (Czerwona Woda IG 1), biomikryty (Kościelna Wieś IG 1) i mikrosparyty (Jagodzin 1 – A. Rydzewski, 1973, zdj. 5 i 6). Skały te są zailone i zawierają zmienne ilości substancji bitumicznych, a w partiach stropowych pojedyncze ziarna kwarcu o wielkości 0,01–0,04 mm. Obecne są również muszle małżów, ramienionogów i skorupki otwornic (głównie *Ammodiscus* i otwornice płożące).

Z minerałów kruszcowych najliczniejszy jest piryt (0,9–1,3% obj. skały), który występuje niemal wyłącznie w formie pojedynczych lub grupowych framboidalnych skupień o wielkości poniżej 0,03 mm. Struktury te zbudowane są z euhedralnych kryształków pirytu o wielkości od 0,001 do 0,01 mm. Sfaleryt (0,3–1,3%) występuje w spągu, głównie jako wrostki w ziarnach chalkopirytu, wyżej samodzielnie w postaci wielokątnych mikrolitów. Galena tworzy zwykle charakterystyczne tekstury wypełnienia wolnych przestrzeni (tabl. III, fig. 15).

MARGLE KACZAWSKIE

Margle kaczawskie wykształcone są jako bitumiczne margle oraz pelmikryty i mikryty laminowane materiałem ilastym i bitumicznym (Kościelna Wieś IG 1, Czerwona Woda IG 1) lub zailone pseudosparyty (Jagodzin 1 – A. Rydzewski, 1973, zdj. 10). Mikrowarstewki węglanowe cechuje zmienna grubość (0,05–0,1 mm), lateralna nieciągłość, falisty przebieg oraz słabe zaznaczenie powierzchni granicznych. Składają się ze smugowo ułożonego mikrytu oraz intraklastów spojonych substancjami ilasto-bitumicznymi. W budowie omawianych skał istotną rolę odgrywają grudki i gruzełki algowe (por. T.M. Peryt, 1978a), szkielety organiczne oraz pelit kwarcowy (tabl. I, fig. 6). W jednym z preparatów stwierdzono drobną żyłę klastyczną, której utwory wyróżniają się podwyższoną zawartością elementów szkieletowych otwornic, siarczków i ziarn kwarcu (tabl. I, fig. 8 i 9).

Utwory łupkowe w profilu pionowym cyklotemu werra są najsilniej okruszcowane – siarczki stanowią 2–6% obj. skały. Cechą charakterystyczną mineralizacji jest bardzo drobne uziarnienie minerałów kruszcowych (zazwyczaj o wielkości od 0,01 do 0,05 mm) oraz częste ich grupowanie się w mikrowarstewki zgodne z laminacją (głównie sfaleryt i piryt). Z siarczków najliczniej występującym minerałem jest sfaleryt, którego zawartość w skale sięga 3%. Tworzy izometryczne, samodzielne ziarna oraz współwystępuje z chalkopirytem (tabl. II, fig. 10). Ponadto impregnuje on okruchy mikrytów, a także wraz z chalkopirytem i galeną zastępuje miejsce otwornic. Licznie występujący framboidalny piryt rozsiany jest przeważnie w smugach ilasto-bitumicznych. Rzadziej tworzy wrostki w ziarnach węglanowych lub sfalerycie i galenie. W skałach tych stwierdzono ponadto większe skupienia kruszcowe o rozmiarach najczęściej 0,05–0,1 mm, wykształcone w postaci nieregularnych lub izometrycznych ziarn (chalkopiryt, sfaleryt, galena) oraz cienkie strzałki lub żyłki (galena, sfaleryt), z których część – to pseudomorfozy po naskorupieniach algowych (tabl. II, fig. 12) lub po laminach węglanowych (tabl. II, fig. 11).

WAPIEŃ CECHSZTYŃSKI

W otworach zachodniej części niecki północnosudeckiej w spągu wapienia cechsztyńskiego stwierdzono pelmikryty smugowane materiałem terygenicznym i substancjami bitumicznymi (składające się głównie z grudek i gruzełków), zawie-

rające znaczną ilość ziarn szkieletowych (tabl. I, fig. 7). Stwierdzono otwornice z rodzajów *Agathammina*, *Nodosaria* i *Ammodiscus*, szczątki mszywiolów (Kościelna Wieś IG 1) oraz nieliczne onkoidy i naskorupienia algowe. Wyżej w profilu pojawiają się mikryty ilaste faliście laminowane materiałem terygenicznym (tabl. II, fig. 13). Środkową część profilu stanowią mikryty wzbogacone w minerały siarczanowe, przechodzące ku górze w pseudosparyty z relikdami form onkoidowych.

W otworach południowej części perykliny Zar, w dolnej części badanych profilów występują mikryty warstwowane materiałem terygenicznym i uwodnionymi tlenkami żelaza, przechodzące ku górze w bitumiczne mikryty ilaste z siarczkami metali. Środkową część profilu wapienia cechsztyńskiego w otworze Lutol IG 1 tworzy masywny sparyt z nielicznymi fragmentami mszywiolów oraz relikdami onkoidów i intraklastów, wyżej z dużym udziałem siarczanów i obecnością brekcji dolomitowo-anhydrytowej, natomiast w stropie występują sparyty smugowane niekiedy materiałem terygenicznym.

Skały wapienia cechsztyńskiego w porównaniu z marglami kaczawskimi wykazują słabsze okruszczenie, malejące stopniowo ku stropowi. Najsilniej zmineralizowane są spągowe skały węglanowe warstwowane materiałem ilasto-bitu-

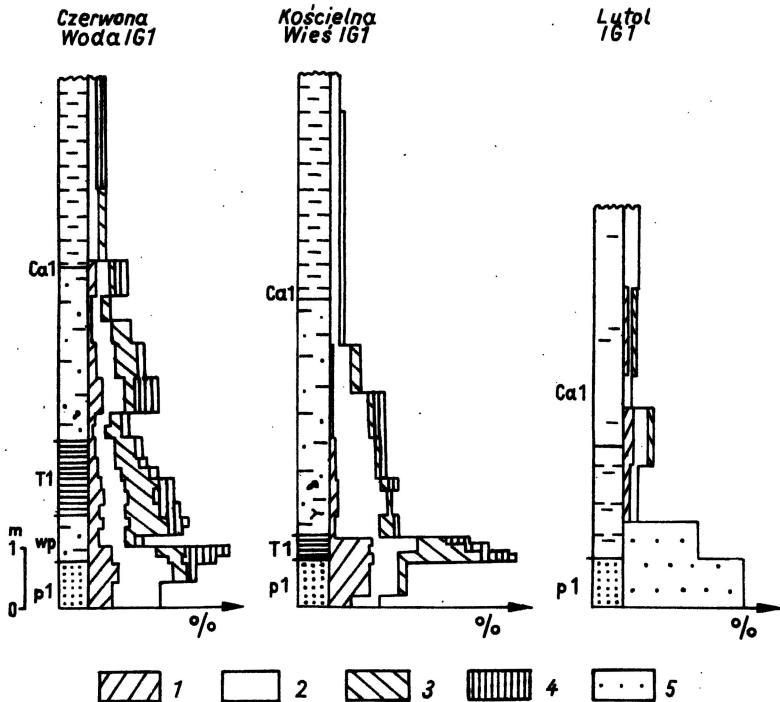


Fig. 4. Wykres zawartości minerałów Cu-Zn-Pb-Fe w profilach spągowych osadów cechsztyńcu w otworze Czerwona Woda IG 1, Kościelna Wieś IG 1, Lutol IG 1

Graphs of content of Cu-Zn-Pb-Fe minerals in sections of basal Zechstein from the boreholes Czerwona Woda IG 1, Kościelna Wieś IG 1 and Lutol IG 1

1 - chalcopiryt; 2 - piryt+markasyt; 3 - sfaleryt; 4 - galena; 5 - uwodnione tlenki żelaza; p1 - biały spągowiec; wp - wapień podstawowy; T1 - margle kaczawskie; Ca1 - wapień cechsztyński; pozostałe objaśnienia jak na fig. 3.

1 - chalcopyrite; 2 - pyrite+marcasite; 3 - sphalerite; 4 - galena; 5 - hydrated iron oxides; p1 - Weissliegendes; wp - Basal Limestone; T1 - Kaczawa Marls; Ca1 - Zechstein Limestone; other explanations as given in Fig. 3

micznym. Z siarczków najliczniej występują: galena, piryt i markasyt, rzadziej sfaleryt i chalkopiryt. Najczęściej spotykanymi formami kruszców są tu inkrustacje skorupki otwornic (tabl. III, fig. 17), form algowych (tabl. III, fig. 16) oraz pozostałych allochemów. W wyniku selektywnego zastępowania minerałów węglanowych przez siarczki obserwuje się wypełnienia komór (najczęściej chalkopiryt, markasyt, piryt) oraz częściowe lub całkowite inkrustacje ścianek elementów szkieletowych (głównie sfaleryt, galena, chalkopiryt). Wykształcenie pirytu w dolnej części wapienia cechsztyńskiego jest podobne jak w marglach kaczawskich, tworzy on smugowo lub gniazdowo ułożone struktury framboidalne (tabl. II, fig. 13). W górnych częściach przebadanych profilów wapienia cechsztyńskiego stwierdzono niewielkie ilości siarczków (głównie piryt), spotykane w postaci mikrolitów lub większych skupień kruszczowych o wielkości przeważnie od 0,05 do 0,5 mm. W otworze Lutol IG 1, w strefach silnego rozwoju mikrospekań i szwów stylolitowych rozwinęła się mineralizacja piryto-markasytowa z nieznacznym udziałem pozostałych siarczków. Minerale kruszczowe tworzą tu najczęściej tekstury kawerniste (markasyt, chalkopiryt) lub krustyfikują żyły mineralne i szwy stylolitowe (piryt, sfaleryt, chalkopiryt) oraz okruchy brekcji dolomitowo-anhydrytowej (markasyt, galena). Piryt występujący w formie pojedynczych, euhedralnie wykształconych kryształów, często jest skatakazowany i korodowany przez markasyt (Lutol IG 1).

UWAGI O ROZMIESZCZENIU, STRUKTURACH I TEKSTURACH MINERAŁÓW KRUSZCOWYCH

Badana mineralizacja polimetaliczna jest niezbyt intensywna i cechuje się przewagą sfalerytu i pirytu nad galeną i siarczkami miedzi, obfitością markasytu, rozproszoną formą występowania głównej ilości siarczków oraz wyraźnymi efektami procesów diagenetycznych i hydrogenetycznych.

Pionowa strefowość rozmieszczenia minerałów kruszczowych w profilach Czerwonej Wody IG 1, Jagodzina 1 i Kościelnej Wsi IG 1 wyrażona jest przez występowanie paragenetyki typu chalkopirytowo-piryto-markasytowego w piaskowcach, sfaleryto-chalkopirytowo-galenowego w marglach oraz piryto-markasytowego w utworach wyżej zalegających (fig. 4). W otworze Lutol IG 1 mało zróżnicowana mineralizacja pojawia się ponad skałami węglanowymi zawierającymi uwodnione tlenki żelaza.

W piaskowcach asocjacje mineralną stanowią: chalkopiryt, piryt i markasyt z nieznacznym udziałem sfalerytu, galeny i bornitu. Siarczki te rozproszone są w spoiwie, a w części stropowej wypełniają niemal wszystkie przestrzenie międzyziarnowe. Powszechnie obserwowane są struktury zastępowania, np. struktury wypierania pirytu przez markasyt, markasytu bądź bornitu przez chalkopiryt oraz objawy resorpcji powierzchni niektórych ziarn detrytycznych.

W bitumicznych marglach stwierdzono okruszcowanie typu Zn-Cu-Pb z dużym udziałem pirytu. Przeważającą część siarczków stanowią kruszce rozproszone o średnicy 0,015–0,05 mm, rozsiane w skale bezładnie lub zgrupowane w mikrowarstewki, smugi i gniazda ułożone równolegle do laminacji. Siarczki mają przeważnie formy sub- i anhedralne (głównie sfaleryt, markasyt, chalkopiryt), rzadziej euhedralne (piryt, galena, chalkopiryt).

W przyspągowych bitumicznych utworach wapienia cechsztyńskiego stwierdzono zespoły mineralne typu piryto-markasytowego (Kościelna Wieś IG 1, Lutol IG 1) i piryto-galenowo-sfalerytowego (Czerwona Woda IG 1, Jagodzin 1)

ze zmiennym udziałem chalkopiryty. Siarczki rozproszone są w skale w postaci mikrolitów lub większych skupień kruszczowych o wielkości 0,05–0,5 mm. W skałach tych niezwykle pospolite są inkrustacje zarówno ziarn szkieletowych, jak i nieszkieletowych. Największą skłonność do zastępowania minerałów węglanowych wykazują sfaleryt i markasyt, nieco mniejszą chalkopiryt i galena.

W pozostałej części profilu wapienia cechsztyńskiego wszystkich omawianych otworów mineralizacja ma charakter pirytowo-markasytowy, ze znikomym udziałem chalkopiryty, sfalerytu i galeny. Związana jest ona ze strefami dużej porowatości, szczelinowatości i zbrekcjowania, przy czym żyłki siarczanowo-węglanowe są z reguły pozbawione mineralizacji kruszczowej.

Ustalenie sukcesji mineralnej wymienionych siarczków napotyka na duże trudności, ze względu na rzadko spotykane wzajemne przerosty minerałów. Na podstawie obserwacji mikroskopowych ustalono, że najwcześniejsze stanowisko w sukcesji zajmuje piryt framboidalny. W następnym etapie mineralizacji zachodziło wytrącanie pozostałych siarczków cechujących się teksturami rozproszonymi. Obserwacje skupień polimineralnych pozwalają wnioskować, że część chalkopiryty wykrystalizowała przed, a część po utworzeniu się sfalerytu. Nieczęsto spotykane struktury wzajemnego przenikania galeny z węglanami bądź sfalerytem wskazują na równoczesną krystalizację danych faz mineralnych (C. Harańczyk, 1972). Młodsza faza mineralizacji cechują kruszce o teksturach impregnacyjnych (sfaleryt), impregnacyjno-cementacyjnych (chalkopiryt, markasyt, sfaleryt), metasomatycznych (chalkopiryt, markasyt, sfaleryt, galena), żyłkowych (galena, sfaleryt) i wypełnienia wolnych przestrzeni (galena, chalkopiryt). Najmłodsza faza mineralizacji reprezentują siarczki charakteryzujące się teksturami krustyfikacyjnymi (markasyt, piryt, sfaleryt), kawernistymi (markasyt) oraz strukturami kataklastycznymi i zastępowania (piryt, markasyt).

PRZEBIEG SEDYMENTACJI I PROCESÓW MINERALIZACYJNYCH

Na przełomie dolnego i górnego permu skutek ruchów obniżających niemal na całym omawianym obszarze osadziły się utwory klastyczne, rozpoczynając sedymentację w tworzącym się basenie cechsztyńskim. Transgresja morza cechsztyńskiego zachodziła bardzo spokojnie, dlatego w omawianym rejonie nie stwierdzono typowych zlepieńców podstawowych, jak również nieciągłości sedymentacyjnych między dolną i górną częścią białego spągowca. Spągowe utwory zlepieńcowate, reprezentowane przez częściowo rozmytą i redeponowaną zwierzeliinę, należy uważać za fluwialny lub morski ekwiwalent niewątpliwie cechsztyńskiego zlepieńca granicznego, znanego ze wschodniej części niecki północnosudeckiej (H. Riedel, 1917; F. Zimmermann i B. Kühn, 1918; H. Scupin, 1931 – *in* J. Krasoń, 1964). Ostatnio prowadzone badania (np. W. Nemeč, S.J. Porębski, 1977; S. Lisiakiewicz, 1979) potwierdzają, że co najmniej górna część piaskowców jest pochodzenia morskiego, a zwiększonej miąższości piaskowce dolnego białego spągowca, cechujące się wielkoskalowym warstwowaniem przekątnym (np. w otworze Lutol IG 1), mogą stanowić fację piaszczystą utworów najniższego cechsztynu, reprezentowaną przez wydmy nadmorskie (por. W. Nemeč, S.J. Porębski, 1977) lub podwodne nasypy piaszczyste (por. J.R. Rentzsch, 1974; T. Jerzykiewicz i in., 1976). Opisany przez T.M. Peryta (1976) i S. Lisiakiewicza (1979) bogaty i zróżnicowany zespół organizmów z piaszczystych i węglanowych osadów występujących poniżej łupku miedzionośnego, wskazuje na normalnomorskie i stosunkowo niskoenergetyczne środowisko sedymentacji, w którym jednak ze względu na nadmiar tlenu

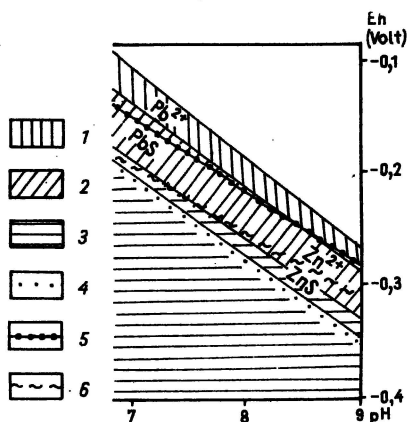


Fig. 5. Wykresy równych aktywności związków Cu, Fe, Pb i Zn w systemie Cu-Fe-Pb-Zn-C-S-H₂O dla temperatury 25°C i ciśnienia 1 atm. (według J. Rentscha, G. Tischendorfa, H. Ungethuma i J. Pilota, 1973; in J. Rentsch, 1974)

Graphs of equal activities of Cu, Fe, Pb and Zn compounds in the Cu-Fe-Pb-Zn-C-S-H₂O system at 25°C and pressure equal 1 atm. (after J. Rentsch, G. Tischendorf, H. Ungethuma and J. Pilot, 1973; in: J. Rentsch, 1974)

1 - chalkozyn; 2 - bornit; 3 - chalkopiryt; 4 - piryty + chalkopiryt; 5 - galena; 6 - sfaleryt

1 - chalcocite; 2 - bornite; 3 - chalcopyrite; 4 - pyrite + chalcopyrite; 5 - galena; 6 - sphalerite

niemożliwe było strącanie siarczków (T. Jerzykiewicz i in., 1976). C. Harańczyk (1972) reprezentuje pogląd, że okruszcowanie piaskowców odbyło się w dwóch fazach: pierwsza z nich była równoczesna z sedymentacją, druga przypadła w okresie późnodiagenetycznym.

Stabilizacja warunków morskich spowodowała zwolnienie sedymentacji utworów klastycznych i osadzenie w rejonie Węglińca mułów węglanowych i ilów wzbogaconych w substancję organiczną. Osady te powstawały zapewne w warunkach stagnujących, zasolonych wód przydennych, bogatych w substancje odżywcze, co było czynnikiem sprzyjającym rozwojowi fitoplanktonu i alg sinicowych (F.B. Phleger, 1969; T.M. Peryt, 1978a). Wskazuje na to duży udział form algowych w składzie spągowych skał węglanowych werry w omawianym rejonie. Rozkład nagromadzonych obficie szczątków organicznych spowodował powstanie silnie redukujących warunków w osadzie i syndiagenetyczne gromadzenie się siarczków, czego dowodem są cechy strukturalno-teksturalne kruszców rozproszonych (A. Rydzewski, 1969; C. Harańczyk, 1972). Osadzone margle, pelmiky i mikryty ilaste zawierają mało zróżnicowaną faunę, reprezentowaną głównie przez zespół nodosariowo-agatamminowy, co zdaniem T.M. Peryta (1978a) świadczy o małej dynamice środowiska wodnego i częściowej izolacji zbiornika.

W następnym etapie mineralizacji descenzyjna infiltracja zastoiskowych wód morza cechsztyńskiego spowodowała częściowe zastąpienie węglanowo-żelazistego spoiwa przez smugowo-rytmiczne impregnacje kruszców (siarczkowe warstwowanie diagenetyczne - T. Jerzykiewicz i in., 1976). O migracji roztworów mineralizacyjnych w okresie wczesnodiagenetycznym świadczą również podwyższone ilości siarczków stwierdzone w żyłach klastycznej. Większe skupienia kruszców (żyłki, strzałki, soczewki, agregaty kruszców, pseudomorfozy siarczków po ziarnach szkieletowych i nieszkietowych) formowały się zapewne w wyniku agradacyjnych procesów diagenetycznych i związanych z nimi zmian metasomatycznych. Powstanie dużych skupień kruszców, obserwowanych w górnej części profilu wapienia cechsztyńskiego, zachodziło w końcowym stadium diagenetycznym lub epigenetycznym, zapewne drogą hydrogenetycznych przemieszczeń. Markasyt, który jest minerałem charakterystycznym dla wtórnych przemieszczeń w utworach najniższego cechsztynu (C. Harańczyk, 1972), występuje w kilku generacjach (tabl. III, fig. 14, 16, 17), co może świadczyć o kilkakrotnym uruchomieniu żelaza w wyniku postępujących procesów diagenetycznych.

W przeciwieństwie do sytuacji obserwowanej na obszarze przybrzeżnym rejonu Węglińca, w południowej części perykliny Żar zachodziła szybka sedymentacja węglanowa, prowadząca do utworzenia bariery węglanowej. Profil osadów werry z otworu Lutol IG 1 cechuje obecność skał świadczących o płytkowodnym środowisku powstania²: obecność uwodnionych tlenków żelaza, znikoma zawartość substancji bitumicznych, mała miąższość oraz słabo wyrażona budowa mikrowarstwowa osadów zailonych, duża miąższość masywnych mikrofacji wapienia cechsztyńskiego. Stwierdzone w spągowych osadach werry (Kościelna Wieś IG 1) fragmenty szkieletowe mszywiolów i form algowych również wskazują na możliwość istnienia w niedalekim sąsiedztwie ławicy mszywiolowo-algowej (fig. 2; por. T.M. Peryt, 1978a).

Reasumując, próg morfologiczny Hłowej najprawdopodobniej już w czasie sedymentacji osadów piaszczysto-marglistych stanowił wyniesienie paleomorfologiczne, obleczone następnie barierą wapienia cechsztyńskiego, oddzielające przybrzeżną strefę obszaru niecki północnosudeckiej od otwartego morza basenu cechsztyńskiego. Zdaniem J. Krasonia (1964) i T.M. Peryta (1978b) w końcowym etapie sedymentacji wapienia cechsztyńskiego w okolicach Hłowej nastąpiło znaczne spłylenie zbiornika morskiego, przejawiające się powstaniem utworów klastycznych. Również po wypełnieniu basenu przybrzeżnego przez osady werry, rejon Hłowej nadal tworzył element pozytywny, stanowiąc w stassfurcie przypuszczalną południową granicę sedymentacji (T.M. Peryt, 1978b).

Na południe od strefy barierowej istniał basen sedymentacyjny wypełniany silnie zailonymi osadami węglanowymi, przechodzącymi ku górze w onkolity, anhydryty gruzłowe i warstwowane. Niepełne wykształcenie regresywnego cyklu sedymentacji węglanowej zostało spowodowane przerwaniem węglanowej sedymentacji przez wytrącanie się siarczanów (T.M. Peryt, 1978a). Cechy mikrofacjalne tych osadów, zespół występującej w nich fauny oraz obecność siarczanów i doloemitów wskazują, że utwory te formowały się w płytkowodnych lagunach, przy niskim رژیمie hydrodynamicznym i stale wzrastającym zasoleniu wody morskiej w omawianym zbiorniku.

PODSUMOWANIE

W świetle przedstawionych ogólnych rysów paleogeografii, sedymentacji i procesów mineralizacyjnych spągowych skał cechsztynu należy podkreślić, że zaznaczające się przez całe piętro werra elementy paleogeograficzne (strefa lagunowa rejonu Węglińca, strefa barierowa rejonu Hłowej, strefa przedbarierowa na obszarze perykliny Żar) wpłynęły – zdaniem autora – w decydujący sposób na rozkład i zróżnicowanie mineralizacji cechsztyńskiej.

W rejonie Hłowej (Kunice Żarskie IG 1, Hłowa A-3, Lutol IG 1, Przewóz 1) w warunkach nadwyżki tlenowej rozwijała się facja utleniona (rote Fäule), cechująca się obfitym występowaniem tlenków żelaza i znikomym udziałem siarczków. Strefa ta przedłuża się w kierunku północno-zachodnim (R. Franz, 1965) i północno-wschodnim (A. Rydzewski, 1978), wyznaczając strefę redukcijną niecki północnosudeckiej z mineralizacją typu Zn – Cu – Pb (Kościelna Wieś IG 1, Jagodzin 1) i Zn – Pb – Cu (Czerwona Woda IG 1) oraz zatokową strefę redukcijną perykliny Żar z mineralizacją typu Pb – Zn – Cu (Nowa Rola P-9, Sieciejów P-5) – fig. 1.

² Do interpretacji wykorzystano również profil wiercenia Hłowa A-3 opisany przez O. Eisentrauta w 1939 r. (in J. Krasoń, 1964; T.M. Peryt, 1978b) oraz profil wiercenia Przewóz 1, opracowany w 1971 r. przez J. Dźwiągłę, H. Łysika, J. Pielę i K. Dyjaczynskiego z PPN w Zielonej Górze.

W strefie lagunowej rejonu Węglińca, w warunkach utrudnionego połączenia z otwartym morzem, przy wysokim pH i względnie dużym zasoleniu wody morskiej, nastąpiło prawdopodobnie szybkie i znaczne obniżenie Eh środowiska sedymentacyjnego, co nie było czynnikiem sprzyjającym wytrącaniu się siarczków miedzi (C. Harańczyk, 1972; F. Jung, G. Knitzschke, 1976). W wyniku tych warunków tworzyły się margle cynkonośne, które można uważać za osad charakterystyczny dla stref lagunowych werry, znacznie oddalonych od obszaru facji utlenionej (R. Franz, 1965, bild 5; A. Rydzewski, 1978, fig. 2). Pogląd ten znajduje potwierdzenie w diagramie dla związków Cu, Fe, Zn, Pb, który przedstawili w 1973 r. J. Rentsch, G. Tischendorf, H. Ungethuen, J. Pilot (in J. Rentsch, 1974). Diagram wyjaśnia prawidłowości w rozkładzie siarczków na granicy facji utlenionej i redukcyjnej oraz pozwala przypuszczać, że mineralizacja margli cynkonośnych zachodziła w środowisku alkalicznym i silnie redukcyjnym (fig. 5).

Niezależnie od poglądu autora o syngenetyczności facji utlenionej omawianego rejonu, należy również liczyć się z możliwością przekroczenia pierwotnie bezpośredniego kontaktu facji utlenionej i redukcyjnej w wyniku zmian późniejszych, rozszerzających obszary występowania rote Fäule (W. Jung, G. Knitzschke, 1976; A. Rydzewski, 1978). Zmiany takie przejawiające się procesem utlenienia siarczków w wyniku ascencji roztworów wzdłuż struktur tektonicznych obserwował A. Rydzewski (1973, 1978) w otworze Jagodzin 1 i w wielu otworach monokliny przedsudeckiej. Mineralizacja ponad takim kontaktem jest najczęściej dość uboga, a intensywna w przyległych obszarach facji redukcyjnej (A. Rydzewski, 1978), do których metale uwolnione w procesach przeobrażeniowych migrowały, potęgując pierwotną dyferencjację siarczków.

Dodać należy, że w przebadanych skałach migracja roztworów nie spowodowała na ogół podwyższenia koncentracji siarczków metali, gdyż do rzadkości należą wzbogacenia kruszcowe w pobliżu styliolitów i struktur tektonicznych jako kanałów migracyjnych. Z tego względu można sądzić, że roztwory te nie miały charakteru metalizacyjnego.

Jak stwierdziło wielu badaczy (np. E. Franz, 1965; J. Rentsch, 1974; F. Jung, G. Knitzschke, 1976; A. Rydzewski, 1978), maksymalne koncentrowanie się siarczków miedzi zachodziło na granicy facji utlenionej z redukcyjną. Wytyczenie granic obu facji (fig. 1) pozwala obecnie na dokładniejsze określenie przewidywanych stref miedzionośnych. Dalsza prospekcja oraz szczegółowe badania kruszcowe powinny wyjaśnić, czy procesy prowadzące do rozszerzenia obszarów facji utlenionej spowodowały w omawianym rejonie wzbogacenie względnie rozproszenie pierwotnych stref miedzionośnych.

Zakład Geologii Żłóż Rud Metali
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4

Nadesłano dnia 4 października 1978 r.

PIŚMIENNICTWO

- FRANZ R. (1965) — Metallfazies und Rote Fäule im Unteren Zechstein bei Spremberg — Weisswasser. Freib. Forsch. H., [C], 193, p. 41 — 54. Leipzig.
- GOSPODARCZYK E. (1978) — Miedzionośność utworów spągowych cechsztynu na monoklinie przedsudeckiej i peryklinie Żar oraz możliwości dalszych poszukiwań. Prz. Geol., 26, p. 97 — 102, nr 2. Warszawa.

- HARAŃCZYK C. (1972) – Mineralizacja kruszcowa dolnocechsztyńskich osadów euksynicznych monokliny przedsudeckiej. Arch. Mineral., 30, p. 13–172, nr 1/2. Warszawa.
- JERZYKIEWICZ T., KIJEWSKI P., MROCZKOWSKI J., TEISSEYRE A.K. (1976) – Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej. Geol. Sudetica, 11, p. 57–97. 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.
- KRASOŃ J. (1964) – Podział stratygraficzny cechsztynu północnosudeckiego w świetle badań facyjnych. Geol. Sudetica, 1, p. 221–255. Warszawa.
- LISIAKIEWICZ S. (1979) – *Rhynchopora geinitziana* Vern. z piaskowców permskich zapadliska północnosudeckiego i jej znaczenie dla stratygrafii permu w południowo-zachodniej Polsce. Kwart. Geol., 23, p. 547–561, nr 3. Warszawa.
- NEMEC W., PORĘBSKI S.J. (1977) – Weissliegendes sandstones transition from fluvial-aeolian to shallow-marine sedimentation (Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline). Roczn. Pol. Tow. Geol., 47, p. 387–418, nr 3. Kraków.
- OSZCZEPALSKI S. (1978) – Utwory cyklotemu werra w zachodniej części niecki północnosudeckiej i południowej części perykliny Żar. Prz. Geol., 26, p. 413–418, nr 7. Warszawa.
- PERYT T.M. (1976) – Ingresja morza turyńskiego (górnym perm) na obszarze monokliny przedsudeckiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 46, p. 455–465, nr 4. Kraków.
- PERYT T.M. (1978a) – Charakterystyka mikrofacyjna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przedsudeckiej. Studia Geol. Pol., 54, p. 1–88. Warszawa.
- PERYT T.M. (1978b) – Zarys stratygrafii cechsztynu niecki północnosudeckiej. Kwart. Geol., 22, p. 59–82, nr 1. Warszawa.
- PHLEGER F.B. (1969) – A Modern Evaporite Deposit in Mexico. Bull. Geol. Soc. Am., 53, p. 824–829, No. 4. Tulsa.
- RENTZSCH J. (1974) – The Kupferschiefer in comparison with the deposits of the Zambian Copperbelt. Cent. Societe Geol. Belgique. Gisements Stratiformes et Provinces Cupriferes, p. 395–418. Liege.
- RYDZEWSKI A. (1969) – Problem występowania i genezy pirytu w obrębie skał cechsztyńskich monokliny przedsudeckiej. Kwart. Geol., 13, p. 811–820, nr 4. Warszawa.
- RYDZEWSKI A. (1973) – Badanie przejawów rudoności cechsztynu wraz z analizą jego 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.

Славомир ОЩЕПАЛЬСКИ

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОДОШВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕХШТЕЙНА В РАЙОНЕ ВЕНГЛИНЕЦ–ЖАРЫ

Резюме

На западе Северосудетской впадины и на юге переклинали Жар (фиг. 1) в разрезах подошвенной части отложений Вerra выделены литостратиграфические элементы (С. Ощепальски, 1978) и следующие микрофаии: песчаники, мергели, глинистые пелмикриты, глинистые микриты и микриты, переслоенные терригенным материалом микриты и спариты (фиг. 3).

Палеорельеф дна седиментационного бассейна в первый период цехштейновой седиментации детерминировал формирование микрофаций и дифференцированность геохимических фаций и полиметаллической минерализации. Самым значительным палеогеографическим элементом была морфологическая ступень Иловой (Я. Красонь, 1964), на которой образовался барьер из цехштейнового известняка (фиг. 2), связанный с окислительной зоной (фиг. 1; А. Рыдзевски, 1978). Барьерная зона с начала Верра отделяла прибрежную зону Северосудетской впадины от предбарьерной переклинали Жар.

Микрофациальные признаки карбонатных отложений Верра в районе Венглинца (фиг. 1, 3), большое количество водорослей (табл. 1, фиг. 6—7; табл. III, фиг. 16), наличие *Nodosaria-Agathammina*, а также сульфатов и доломита, свидетельствует о том, что эти породы формировались в условиях мелководных лагун при низком гидродинамическом режиме и постоянно возрастающей солёности морской воды (Т.М. Перыт, 1978а).

Изучаемая минерализация связана с битуминозными породами и характеризуется преобладанием сфалерита и пирита над галенитом и сульфидами меди, большим содержанием марказита, рассеянностью основной массы сульфидов и чётко выраженными проявлениями диагенетических и гидрогенетических процессов. Вертикальная зональность в размещении рудных минералов проявляется в песчаниках халькопиритово-пиритово-марказитовым парагенезисом, сфалеритово-халькопиритово-галенитовым — в мергелях и пиритовым в вышележащих породах (фиг. 4). В скважинах на юге переклинали Жар оруденение пиритово-марказитового типа проявляется в тектонических и диагенетических структурах.

Цинконосьные мергели представлены восстановительной фацией, характерной для лагунных зон Верра, удалённой от площади залегающего окислительной фации. Высокая битуминозность осадков, структурно-текстурные особенности рассеянных руд и сложные условия среды говорят о том, что эти сульфиды образовались в условиях высокой солёности морской воды, при высоком рН и низком Eh седиментационной среды (фиг. 5). Такие условия не благоприятствовали осаждению сульфидов меди (Ц. Гаранчик, 1972; Ю. Рентш, 1974; В. Юнг, Г. Книтшке, 1976).

Sławomir OSZCZEPALSKI

POLYMETALLIC MINERALIZATION OF BASAL ZECHSTEIN ROCKS IN THE WĘGLINIEC—ŻARY AREA

Summary

In basal Werra sections of the western part of the North-Sudetic Depression and southern part of the Żary Pericline (Fig. 1), the lithostratigraphic subdivision of which was given elsewhere (S. Oszczepalski, 1978), the following microfacies were differentiated: sandstones, marls, clay pelmicrites, clay micrites and micrites laminated with terrigenous material, micrites and sparites (Fig. 3).

During the first phase of the Zechstein sedimentation, the microfacies development of sediments and the differentiation in geochemical facies and polymetallic mineralization have been determined by paleorelief of sedimentary reservoir floor. The Iłowa morphological threshold (J. Krasoń, 1964) was the main paleogeographic element in this area. A Zechstein Limestone barrier, corresponding to the oxidated zone (Fig. 1, see A. Rydzewski, 1978), originated at that threshold. From the beginning of the Werra, this barrier zone has been separating nearshore zone of the North-Sudetic Depression and fore-barrier zone of the Żary Pericline.

Microfacies features of carbonate Werra deposits from the Węgliniec area (Figs. 1, 3), the wealth of algal structures (Table I, Figs. 6, 7, Table III, fig. 16), the presence of the *Nodosaria-Agathammina* assemblage as well as sulfides and dolomite show that these deposits have been originating in shallow-

-water lagoons, under the conditions of low hydrodynamic regime and steadily increasing salinity of marine water (see T.M. Peryt, 1978a).

The studied mineralization is related to bituminous rocks and it is characterized by predominance of sphalerite and pyrite on galena and copper sulfides, the wealth of marcasite, the bulk of sulfides dispersed throughout the rock, and marked traces of diagenetic and hydrogenetic processes. Vertical zonality in distribution of ore minerals is marked by the presence of chalcopyrite-pyrite-marcasite paragenesis in sandstones, the sphalerite-chalcopyrite-galena in marls, and the pyrite in overlaying rocks (Fig. 4). The drillings made in southern part of the Żary Pericline showed that mineralization of the pyrite-marcasite type is mainly related to tectonic and diagenetic structures.

Zinc-bearing marks represent reducing facies, typical of Werra lagoonal zones fairly distant from the area of oxidated facies. High content of bituminous matter, structural-textural features of dispersed ore minerals and environmental features show that these sulfides originated in sedimentary environment characterized by high salinity of marine water, high pH and low Eh (Fig. 5), that is under conditions unfavourable for precipitation of copper sulfides (C. Harańczyk, 1972; J. Rentzsch, 1974; W. Jung, G. Knitzschke, 1976).

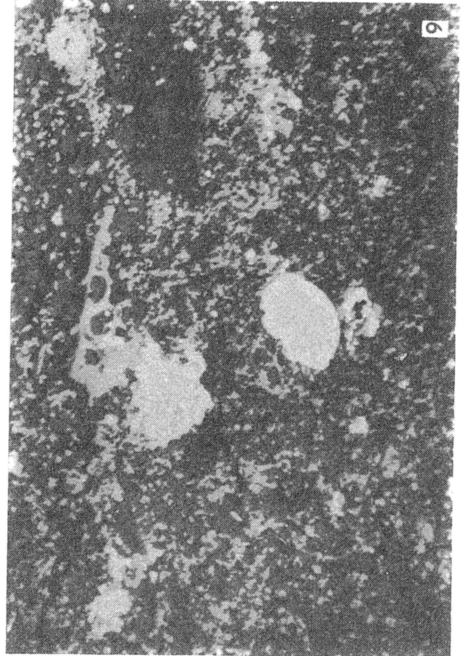
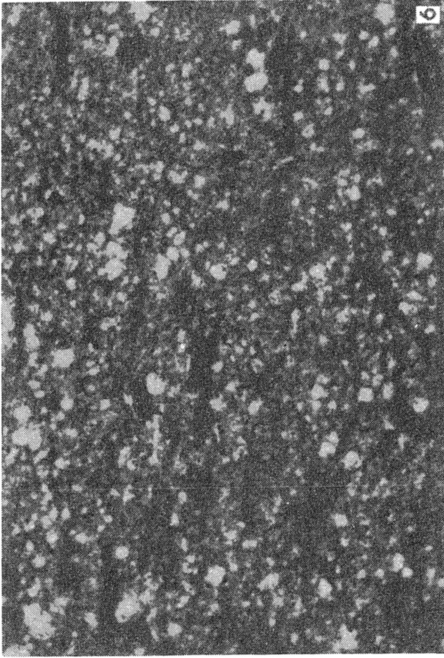
TABLICA I

Fig. 6. Pelmicryt ilasty. Otwór Kościelna Wieś IG 1, margle kaczawskie, płytka cienka; pow. 90 ×
Clay pelmicrite. Borehole Kościelna Wieś IG 1. Kaczawa Marls. thin section; × 90

Fig. 7. Pelmicryt ilasty z najniższej części wapienia cechsztyńskiego. Skorupka otwornicy inkrustowana siarczkami. Otwór Czerwona Woda IG 1, płytka cienka; pow. 90 ×
Clay pelmicrite from the lowermost part of the Zechstein Limestone. Foraminifer test encrusted with sulfides. Borehole Czerwona Woda IG 1. thin section; × 90

Fig. 8. Żyła klastyczna kontaktująca z laminowanym marglem. Chalkopiryt (biały) jest składnikiem spoiwa, sfaleryt (jasnoszary) inkrustuje naskorupienia alg i otwornic płożących. Otwór Kościelna Wieś IG 1, margle kaczawskie, powierzchnia polerowana; pow. 50 ×
Clastic vein contacting with laminated marl. Chalcopyrite (white) occurs in cement; sphalerite (light grey) forms encrustations on algae and encrusting foraminifers. Borehole Kościelna Wieś IG 1, Kaczawa Marls, polished section: × 50

Fig. 9. Powiększony fragment żyły klastycznej. Chalkopiryt biały, sfaleryt jasnoszary; pow. 190 ×
Enlarged section of clastic vein. Chalcopyrite white, sphalerite light grey; × 190



Sławomir OSZCZEPALSKI – Mineralizacja polimetaliczna spągowych osadów cechsztynu w rejonie Węglińca – Żar

TABLICA II

Fig. 10. Margle okruszczowane sfalerytem (szary) i chalkopirytem (biały). Otwór Kościelna Wieś IG 1, margle kaczawskie, powierzchnia polerowana; pow. 90 ×

Marls mineralized with sphalerite (grey) and chalcopyrite (white). Borehole Kościelna Wieś IG 1, Kaczawa Marls, polished section; × 90

Fig. 11. Mikrorost galeny (biały) z lamina węglanową. Obok smugowo ułożone ziarna pirytu framboidalnego. Otwór Kościelna Wieś IG 1, margle kaczawskie, powierzchnia polerowana; pow. 90 ×

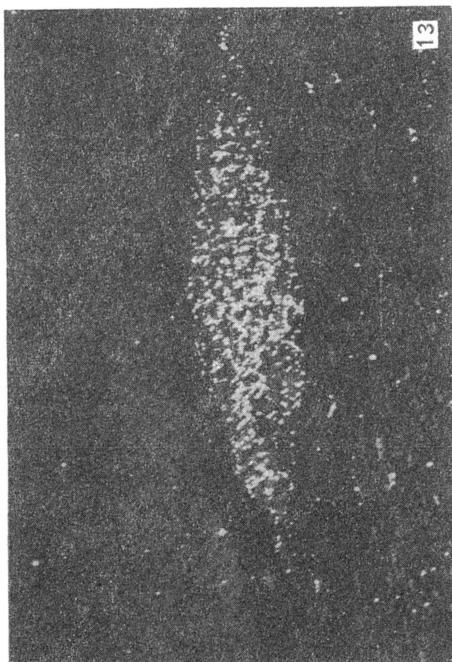
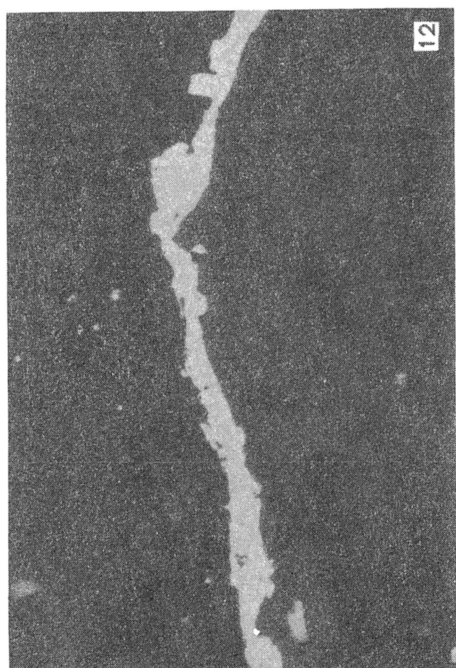
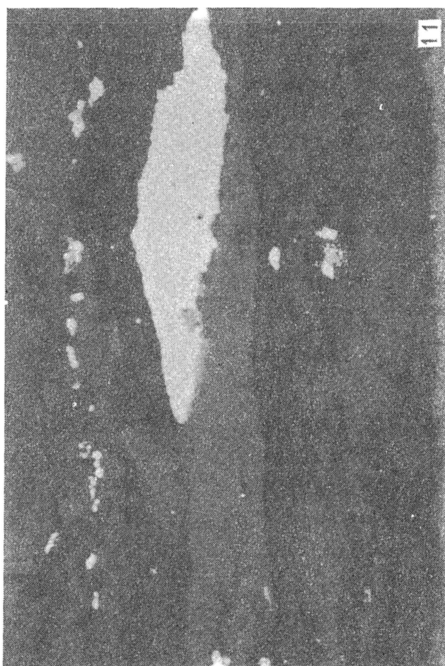
Microgrowth of galena (white) and carbonate lamina. Note streak made of grains of framboidal pyrite. Borehole Kościelna Wieś IG 1, Kaczawa Marls, polished section: × 90

Fig. 12. Galena (biała) inkrustuje naskorupienia algowe. Otwór Kościelna Wieś IG 1, margle kaczawskie, powierzchnia polerowana; pow. 90 ×

Galena (white) encrusting algal crusts. Borehole Kościelna Wieś IG 1, Kaczawa Marls, polished sections: × 90

Fig. 13. Liczne skupienia framboidalnego pirytu (biały) w mikrycie laminowanym materiałem terygenicznym. Otwór Kościelna Wieś IG 1, wapień cechsztyński, powierzchnia polerowana; pow. 50 ×

Numerous concentrations of framboidal pyrite (white) in micrite laminated with terrigenous material. Borehole Kościelna Wieś IG 1, Zechstein Limestone, polished section; × 50



Sławomir OSZCZEPALSKI – Mineralizacja polimetaliczna spągowych osadów cechsztynu w rejonie Węglińca – Żar

TABLICA III

Fig. 14. Chalkopiryt (biały) oraz markasyt i piryt (jasnoszary) w składzie spoiwa piaskowcowego.

Otwór Czerwona Woda IG 1, biały spągowiec, powierzchnia polerowana; pow. 190 ×
Chalcopyrite (white) and marcasite and pyrite (light grey) occurring in sandstone cement. Borehole Czerwona Woda IG 1, Weissliedendes, polished section; × 190

Fig. 15. Galena wypełniająca wolne przestrzenie pelmikrytu. Otwór Czerwona Woda IG 1, wapień podstawowy, powierzchnia polerowana; pow. 90 ×

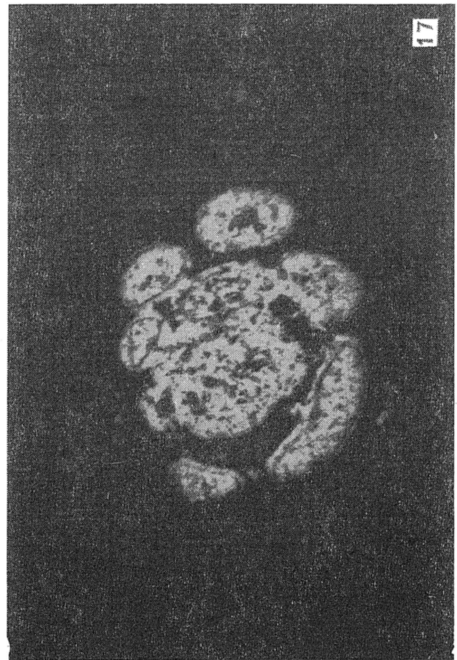
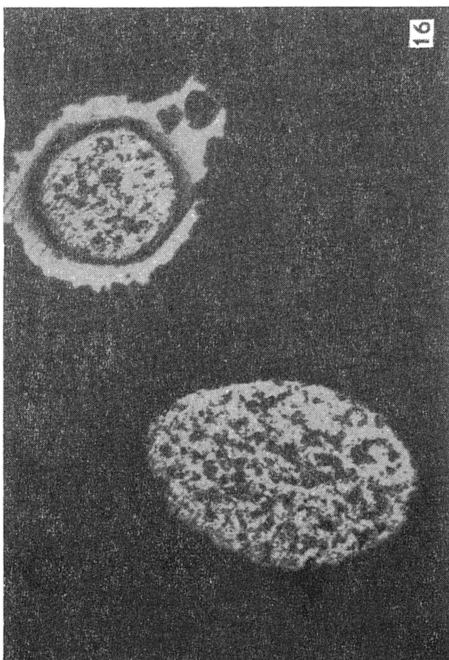
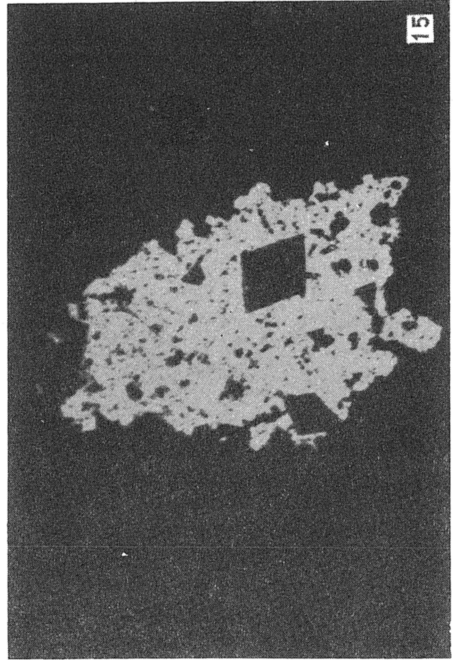
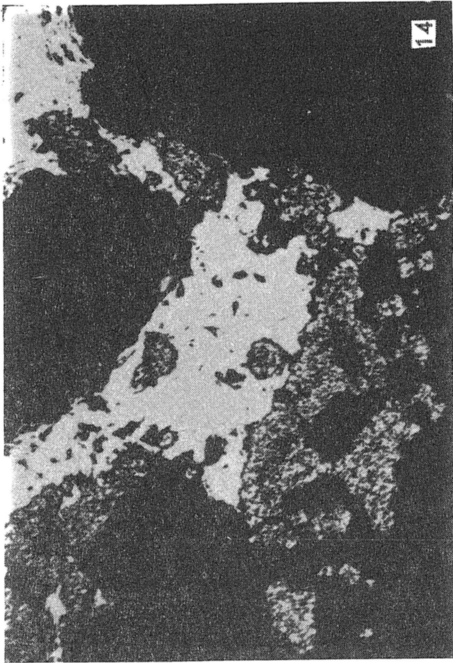
Galena infilling free space in pelmicrite. Borehole Czerwona Woda IG 1, Basal Limestone, polished section; × 90

Fig. 16. Onkoidy inkrustowane markasytem (wysoki relief) i galeną. Otwór Kościelna Wieś IG 1, wapień cechsztyński, powierzchnia polerowana; pow. 190 ×

Oncoids encrusted with marcasite (high relief) and galena. Borehole Kościelna Wieś IG 1, Zechstein Limestone, polished section; × 190

Fig. 17. Markasyt I wypełnia niektóre komory skorupki (*Agathammina*), markasyt II częściowo zastępuje jej ścianki. Otwór Kościelna Wieś IG 1, wapień cechsztyński, powierzchnia polerowana; pow. 190 ×

Marcasite I infilling some chambers of *Agathammina* test, and marcasite II partly replacing material of its walls. Borehole Kościelna Wieś IG 1, Zechstein Limestone, polished section; × 190



Sławomir OSZCZEPALSKI — Mineralizacja polimetaliczna spągowych osadów cechsztynu w rejonie Węglińca — Żar