

Stanisław SPECZIK\*

## MINERALIZACJA KRUSZCOWA W UTWORACH KARBOŃSKICH PODŁOŻA MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	77
Wstęp . . . . .	78
Budowa geologiczna podłoża monokliny przedsudeckiej . . . . .	79
Zarys petrografii utworów karbońskich . . . . .	81
Ogólna charakterystyka utworów kruszczowych w skałach karbońskich . . . . .	84
Wystąpienia minerałów kruszczowych w skałach magmowych i zmetamorfizowanych . . . . .	87
Przejawy mineralizacji kruszczowej w skałach osadowych . . . . .	87
Okruhowe wystąpienia minerałów kruszczowych . . . . .	87
Pierwotna mineralizacja syndiagenetyczna . . . . .	89
Mineralizacja diagenetyczno-infiltracyjna . . . . .	89
Mineralizacja pomagmowo-hydrotermalna . . . . .	90
Charakterystyka minerałów kruszczowych . . . . .	95
Charakterystyka minerałów niekruszczowych . . . . .	101
Wyniki badań termobarogeochemicznych . . . . .	104
Mineralizacja kruszczowa . . . . .	106
Mineralizacja siarczkowa wyższych, średnich i niskich temperatur . . . . .	106
Mineralizacja siarczkowo-tlenkowa wyższych, średnich i niskich temperatur . . . . .	107
Mineralizacja siarczkowa niskich temperatur . . . . .	107
Mineralizacja tlenkowa niskich temperatur . . . . .	107
Mineralizacja hydrotermalna przeobrażona w procesach hipergenicznych . . . . .	107
Paragenazy, asocjacje i sukcesja mineralna . . . . .	109
Wnioski . . . . .	115
Literatura . . . . .	116
Ore mineralization in the basement Carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland) — Summary . . . . .	119

### Streszczenie

Stosując metody optyczne, termobarogeochemiczne, rentgenowskie i inne zbadano pod kątem mineralogiczno-petrograficznym utwory karbońskie (49 profilów wiertniczych) podłoża monokliny przedsudeckiej. W badanych skałach karbońskich stwierdzono powszechność wystąpień minerałów kruszczowych. Minerale te nie stanowią na ogół większych nagromadzeń, lecz drobne skupienia występujące głównie w formie wpryśnięć, nalotów, „pseudożyłek”, żyłek właściwych, impregnacji i koncentracji w skałach karbońskich. Wyróżniono szereg typów gene-

tycznych wystąpień minerałów kruszczowych, z których najistotniejszym jakościowo i ilościowo jest mineralizacja pomagmowo-hydrotermalna. W żyłkach hydrotermalnych zidentyfikowano 26 minerałów kruszczowych, powstałych w wyniku bezpośredniej krystalizacji z płynów hydrotermalnych lub ich przebudowy w związku ze zmianą chemizmu środowiska oraz 10 minerałów hipergenicznych i 12 minerałów niekruszczowych. Na podstawie szczegółowej analizy utworów hydrotermalnych, wzajemnych stosunków minerałów kruszczowych i niekruszczowych, rozpozna-

\* Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa.

nych minerałów wskaźnikowych i badań termobarogeochemicznych przeprowadzono rekonstrukcję warunków mineralizacji. W obrębie mineralizacji pomagmowo-hydrotermalnej wyróżniono dwie paragenezy mineralne: I — wysokich i średnich temperatur z trzema współwystępującymi asocjacjami minerałów kruszczowych (A, B, C), II — niskich temperatur z dwiema asocjacjami minerałów kruszczowych (D, E). Na podstawie związków mineralizacji hydrotermalnej z mikrotektoniką waryscyjską i braku kontynuacji jej w utworach czerwonego spągowca wyodrębniono wniosek o waryscyjskim wieku opisanej mineralizacji, upatrując źródła płynów hydrotermalnych w waryscyjskich intruzjach granitowych i porfirowych. Uzyskane wyniki badań, jak i głębokość zalegania utworów karbońskich pozwalają

w znacznym stopniu wykluczyć możliwość znalezienia w ich obrębie złóż kruszców o znaczeniu przemysłowym, na obszarze zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. Pewne perspektywy istnieją we wschodniej części monokliny, gdzie za rokujący możliwości poszukiwawcze typ genetyczny uznano mineralizację hydrotermalną. Biorąc pod uwagę powszechność wystąpień w utworach karbońskich różnych genetycznie typów nagromadzeń minerałów kruszczowych, uwzględniając przesłanki dotyczące pierwotnej miąższości i zasięgu występowania utworów karbońskich, wskazano na rolę erozji utworów karbońskich, jako ewentualnego źródła metali, w pewien sposób przyczyniającego się do powstawania cechsztyńskich złóż miedzi.

## WSTĘP

Od wielu lat na terenie monokliny przedsudeckiej prowadzone są intensywne poszukiwania rud miedzi, ropy naftowej i gazu. Pozwoliły one także na poznanie budowy geologicznej podłoża monokliny przedsudeckiej, jednakże informacje dotyczące mineralizacji kruszczowych w utworach starszych od permu były skąpe i niepełne.

Celem przedstawionych badań jest pełna charakterystyka mineralizacji kruszczowej w utworach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej. Opracowanie tego typu jest potrzebne dla wstępnego określenia stopnia perspektywiczności utworów karbońskich dla poszukiwań złóż kruszczowych. Ponadto ma ono istotne znaczenie dla możliwości wyjaśnienia niektórych aspektów genezy cechsztyńskich złóż miedzi. O ile bowiem osadowa geneza tych złóż jest wystarczająco udokumentowana, to droga i źródło miedzi dostarczanej do zbiornika cechsztyńskiego budzą wiele wątpliwości. Główną słabością istniejących na ten temat teorii jest nieznamość starszych od cechsztyńskiej mineralizacji kruszczowych na obszarze monokliny przedsudeckiej i ich stosunku do innych znanych mineralizacji tego rejonu.

Materiały wiertnicze zebrano w latach 1973—1974 dzięki uprzejmości pracowników Pracowni Złóż Miedzi Instytutu Geologicznego, Zjednoczenia Górnictwa Naftowego, Przedsiębiorstw Poszukiwań Naftowych w Pile i Zielonej Górze oraz Zakładu Geologii Regionalnej Obszarów Platformowych Instytutu Geologicznego. Stanowią je próbki rdzeni z wierceń zlokalizowanych na monoklinie przedsudeckiej wchodzących w utwory karbońskie, których stan zachowania umożliwił pobranie prób do badań mineralogicznych. Dotyczy to w szczególności materiałów wiertniczych ZGN. Ogółem sprofilowano 80 otworów wiertniczych o łącznym metrażu rdzenia 7,5 tys. m, z czego wybrano 49 profili, które poddano badaniom mineralogiczno-petrograficznym.

Prace laboratoryjne wykonano w latach 1973—

1975, obejmują one pełną charakterystykę stwierdzonych wystąpień minerałów kruszczowych w przebadanych profilach karbońskich wraz z ogólną charakterystyką petrograficzną utworów, w których je stwierdzono.

Jako główną metodę badań przyjęto obserwacje mikroskopowe szlifów polerowanych w świetle odbitym spolaryzowanym, pozwalające na identyfikację minerałów kruszczowych, a jednocześnie na określenie ich wzajemnych stosunków. Badania mineralogiczne wykonano przy pomocy mikroskopów kruszczowych MIN — 9, Amplival pol.u oraz okularu fotometrycznego OKT — 1 do pomiaru względnej zdolności refleksyjnej. Mikrotwardość oznaczono przy pomocy mikrotwardościomierza MPT — 3, stosując obciążenia standardowe według Jusko (1966). Zdjęcia mikroskopowe dla światła odbitego i przechodzącego wykonano na mikroskopie Amplival pol.u., przy użyciu automatu do mikrofotografii typu MF — matic. Dodatkowo stosowanymi metodami przy identyfikacji minerałów kruszczowych była metoda odbitek mikrochemicznych (Wołyński 1949) oraz jakościowa analiza spektralna i rentgenowska. Materiał do badań mineralogicznych stanowiło około 400 szlifów polerowanych wykonanych z tych partii rdzenia, w których zaobserwowano najmniejsze nawet przejawy lub możliwości wystąpienia okruszcowania. Chcąc określić wpływ procesów prowadzących do powstania minerałów kruszczowych na skały otaczające, jak i oznaczenia minerałów nierudnych stanowiących główną masę żyłek hydrotermalnych, wykonano badania petrograficzne około 250 płytek cienkich. Posłużyły one jednocześnie do zawartej w pracy, wstępnej charakterystyki petrograficznej utworów karbońskich w podłożu monokliny przedsudeckiej. Badania petrograficzne wykonano przy pomocy mikroskopów MIN — 8, Amplival pol.u. W celu pełniejszej charakterystyki minerałów nierudnych wchodzących w skład żyłek hydrotermalnych wyseparowano 23 próbki treści

mineralnej żyłek i poddano jakościowej analizie rentgenowskiej. Badania wykonano stosując preparaty proszkowe na dyfraktometrze DRON — 1,5 przy promieniowaniu  $CuK\alpha$  z zastosowaniem filtra niklowego. Interpretowano na podstawie kartoteki ASTM. Ponadto wyseparowano 20 monomineralnych prób i wycięto 20 płytek cienkich z minerałów nierudnych wchodzących w skład żyłek. Z minerałów tych sporządzono odpowiednie preparaty, na podstawie których określono temperatury i ciśnienia ich krystalizacji metodami dekrepitacji i homogenizacji, stosując zasady przedstawione w pracy Smita Gordona (1968). Mając na uwadze ujawnienie wewnętrznej struktury i tekstury minerałów kruszcowych, 20 prób preparatów polerowanych poddano trawieniu chemicznemu zgodnie z przepisami podanymi przez Juszko (1966).

Charakter napotkanych mineralizacji kruszcowych, sposób ich wykształcenia i niewielka ilość nie pozwoliły na wyseparowanie większej ilości monomineralnych prób minerałów rudnych, które mogłyby posłużyć do ustalenia ich charakterystyki geochemicznej.

## BUDOWA GEOLOGICZNA PODŁOŻA MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

Monoklina przedsudecka (Tokarski 1958) wchodzi w skład jednostki regionalnej wyższego rzędu znanej pod nazwą obszaru przedsudeckiego (Kasprzak, Sokołowski 1964). Do obszaru przedsudeckiego zaliczamy za Jaśkowiakową (1964) i Sokołowskim (1967) następujące jednostki geologiczne Polski: blok przedsudecki, peryklinę Żar i monoklinę przedsudecką. Pierwsze informacje o budowie geologicznej obszaru przedsudeckiego pochodzą z prac geologów niemieckich, jednakże obserwacje geologiczne dotyczące terenów położonych na N od bloku przedsudeckiego, a w szczególności dotyczące monokliny przedsudeckiej, były w nich stosunkowo nieliczne. Burzliwy rozwój badań obszaru przedsudeckiego związany jest z zapoczątkowanymi w latach 1958—1959 poszukiwaniami złóż ropy naftowej, gazu ziemnego i miedzi.

Największe zasługi dla poznania budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego miał niewątpliwie Wyżykowski (1958, 1963, 1964, 1967, 1971). Wyznaczył on dokładny przebieg bloku przedsudeckiego oraz określił charakter jego kontaktów z sąsiednimi jednostkami strukturalnymi, a ponadto podał szereg danych dotyczących stratygrafii, litologii i tektoniki utworów tego obszaru. Prace jego mają duże znaczenie dla określenia kierunków transgresji morza cechsztyńskiego oraz stosunków facjalnych panujących w zbiorniku cechsztyńskim.

Niniejsze opracowanie wykonano pod naukowym kierownictwem doc. dr hab. Eugenii Zimnoch, jako pracę doktorską w Zakładzie Geologii i Ekonomiki Złóż Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Serdeczne podziękowania autor składa recenzentom pracy — prof. R. Osice, doc. dr. hab. W. Kowalskiemu, doc. dr. hab. J. Tomaszewskiemu — za wiele cennych uwag krytycznych uwzględnionych w ostatecznej redakcji tekstu.

Panom doc. hab. A. Nowakowskiemu i dr. A. Barczukowi autor dziękuje za krytyczne uwagi przy opisie płytek cienkich, dr. A. Kozłowskiemu za wprowadzenie w problematykę termobarogeochemii i mgr. M. Hnatyszakowi za pomoc w wykonaniu rentgenowskiej analizy jakościowej.

Dziękuję pracownikom Pracowni Złóż Miedzi IG i ZGN, ZOG Geonafta, PPN w Pile i Zielonej Górze za udostępnienie materiałów geologicznych, okazaną pomoc i dyskusję szeregu nasuwających się problemów geologicznych.

Problematykę mineralizacji kruszcowej i petrografii utworów karbońskich w podłożu monokliny przedsudeckiej poruszyli w swoich pracach Speczik (1974) oraz Barczuk, Speczik (1974). Większość istniejących opracowań dotyczących litologii, petrografii i stratygrafii utworów karbońskich to archiwalne opracowania przemysłu naftowego oraz Instytutu Geologicznego. Historia badań geologicznych obszaru przedsudeckiego została obszernie omówiona w pracach Kłapcińskiego (1972) i Sokołowskiego (1967, 1972).

Obszar przedsudecki ograniczony jest od południowo-zachodniej strony orograficzną granicą Sudetów, od północnego wschodu i północy podtrzeciorzędowymi wychodniami utworów kredowych niecki szczecińsko-lódzko-miechowskiej, od zachodu granicą państwa, natomiast od wschodu umowną linią Niemodlin—Lubliniec—Częstochowa (Sokołowski 1967). Blok przedsudecki, wraz z przylegającą do niego od strony północno-zachodniej perykliną Żar, oddzielony jest od monokliny przedsudeckiej systemem uskoków środkowej Odry (brzeżnym uskokiem przedsudeckim wg Wyżykowskiego 1961), zaś od bloku sudeckiego i niecki północnosudeckiej uskokiem brzeżnym sudeckim (Oberc 1972).

Wspólną cechą wszystkich jednostek obszaru przedsudeckiego jest podobny styl budowy podłoża podpermskiego, wykazujący wiele analogii z budową

Sudetów. W budowie tego podłoża biorą udział utwory metamorficzne i plutoniczne wieku prekambryjskiego (prekambryjskie piętro strukturalne) oraz osadowe i wulkaniczne skały kambrosyluru (piętro kaledońskie), dewonu i karbonu (piętro waryscyjskie) częściowo zmetamorfizowane, wielokrotnie deformowane i ostatecznie skonsolidowane w orogenezie waryscyjskiej, a następnie przykryte płaszczem osadów młodszych, nieskonsolidowanych i słabo zaburzonych — piętro permskomezozoiczne (Sokołowski 1972).

Po raz pierwszy opisał karbon na północ od karbonu górnośląskiego Assman w 1929 r. w wiercieniu Leśna. Karbon w podłożu monokliny przedsudeckiej nawiercono w odległości (najczęściej) od kilku do kilkunastu kilometrów od bloku przedsudeckiego w większości otworów wiertniczych przebijających utwory permu, w omawianych przypadkach na głębokościach podanych w tabeli 1. Jedynie w rejonie wyniesienia leszniańskiego i grzędy kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostynińskiej bezpośrednio pod utworami permu nawiercono skały prekambryjskie (gnejsy, migmatyty, łupki krystaliczne) oraz skały starszego paleozoiku i dewonu (łupki ałunowe, łupki ilasto-piaszczyste, kwarcyty, zlepieńce). Utwory karbońskie w podłożu monokliny przedsudeckiej wykształcone są w facji kulmowej i są reprezentowane przez szarogłazy, mułowce szarogłazowe z wkładkami łupków ilastych, rzadziej zlepieńców. Zawierają one nieliczne szczątki goniatyfów, zaś znaczny stopień zdiagenezowania i uwęglenia substancji roślinnej na ogół wyklucza możliwość zastosowania analizy palinologicznej. Znaczna miąższość karbonu, dochodząca do kilku tysięcy metrów we wschodniej części monokliny, świadczy o przedłużaniu się w dolnym karbonie rowu geosynkliny Sudetów Wschodnich na obszar wschodniej części monokliny przedsudeckiej.

Na podstawie fauny Żelichowski (1964a) zalicza utwory karbońskie z wiercenia Ostrzeszów do wizenu górnego i namuru dolnego, zaś utwory nawiercone w profilu wiertniczym Wichów—1 i Rawicz—1 na podstawie analogii i porównań z obszarem Sudetów Wschodnich (Łydka 1958; Żakowa 1963; Dvorak 1959; Żelichowski 1962a, b) uważa za turnej niższy wizen (Wichów—1) i silez (Rawicz—1). Na podstawie makrofauny Korejwo i Teller (1967) zaliczają utwory nawiercone w otworach Lamki—1, Mąkoszyce—1 do wyższych ogniów górnego wizenu. Wydzielenie utworów dolnego silezu w Ostrzeszowie przez Żelichowskiego (1964a, b) jest kwestionowane przez Kłapcińskiego (1972). Przy obecnym stanie wiedzy należy przyjąć, że w podłożu monokliny przedsudeckiej występują różne ogniwa karbonu dolnego i być może silezu dolnego. Wyższe ogniwa silezu występują zapewne

dalej na północ, w rejonie zapadliska pomorskiego (Kuchciński 1973). W świetle badań mikroflorystycznych Góreckiej (niepublikowanych) i zastosowanych przez Milewicz (1966, 1973) wydzielen dla niecki północnosudeckiej nie można wykluczyć obecności w podłożu monokliny przedsudeckiej utworów wyższego silezu tzw. permokarbonu, przy czym utwory te o charakterze permskim płytowym mogłyby stanowić najniższą część osadowej serii czerwonego spągowca.

Utwory dinantu i silezu (?) odznaczają się silną diagenезą i są wyraźnie sfałdowane. Wychylenia warstw wynoszą od 30 do 70°. Analiza miąższości i wykształcenia karbonu w otworach położonych w pobliżu granicy z blokiem przedsudeckim pozwalają przypuszczać, że utwory karbońskie pokrywały płaszczem co najmniej parusetmetrowej miąższości także blok przedsudecki i zostały usunięte w trakcie mających miejsce w rozwoju tego obszaru długotrwałych okresów erozji. Obecne rozprzestrzenienie utworów karbońskich jest uwarunkowane późniejszymi dużymi zmianami tektoniczno-erozyjnymi zachodzącymi w orogenezie waryscyjskiej i alpejskiej. Badane przez autora utwory karbońskie nie są datowane stratygraficznie w sposób pewny. Dla szeregu z nich PPN wykonały badania palinologiczne, które nie dały pewnych rezultatów. Na podstawie wykształcenia litologiczno-petrograficznego, stopnia diagenезy oraz silnego zafałdowania, większość z nich została przez geologów dokumentujących zaliczona do karbonu dolnego, natomiast bliższa pozycja innych nie została w sposób wyraźny określona.

Badaniami mineralogiczno-petrograficznymi objęto utwory karbońskie w podłożu całego obszaru monokliny przedsudeckiej według definicji Sokołowskiego (1967), łącznie z jej zachodnim zakończeniem — perykliną Żar (Wyżykowski 1961). Jedynie północny zasięg badań ograniczono do strefy odpowiadającej mniej więcej wychodniom retyku pod utworami trzeciorzędu. Nie udało się uzyskać materiału wiertniczego obejmującego badany obszar w sposób w miarę regularny. Wynika to głównie z jego budowy geologicznej, wielkości ścienia erozyjnego utworów karbońskich, specyfiki lokalizacji wierceń naftowych, jak i stopnia zachowania materiałów wiertniczych. Ta ostatnia uwaga dotyczy w znacznym stopniu otworów nawierconych w środkowej partii monokliny przedsudeckiej, między innymi: Wschowa 1—3, Robaków —1, Droszków—1, Klenica—1, Nowa Sól 1—6, 11—12. Otwory te były wiercone przed wielu laty i pochodzący z nich materiał wiertniczy uległ likwidacji lub zachował się w stanie uniemożliwiającym przeprowadzenie badań mineralogicznych. Celowość pobrania materiału wiertniczego była też uzależniona

od głębokości, na jakiej zostały nawiercone utwory karbońskie. Zwietrzelina nie nadająca się do badań mineralogicznych sięga bowiem od 20 do 30 m miąższości i nie została w znacznej części otworów ZGN

przewiercona. Najlepiej udało się pokryć profilami wiertniczymi wschodnią i zachodnią część monokliny przedsudeckiej, gdzie badania geologiczne są prowadzone do chwili obecnej.

## ZARYS PETROGRAFII UTWORÓW KARBOŃSKICH

Przedstawiona poniżej charakterystyka petrograficzna utworów karbońskich opiera się na materiale obejmującym 250 najbardziej reprezentatywnych prób skalnych zebranych przez autora. Ich badania mikroskopowe ograniczyły się przede wszystkim do partii profili wiertniczych zawierających mineralizację kruszcową.

Dla uzyskania pełnej charakterystyki omawianych utworów wykorzystano również opisy petrograficzne profili skał karbońskich z otworów Wołczyn IG—1, Kowalewo 1, 2, Smarchowice IG—1, znajdujące się w archiwum IG i ZGN.

Na kompleks utworów karbońskich w badanych profilach wiertniczych składają się różnego rodzaju detrytyczne skały osadowe od psefitowych do pelitowych, o teksturach w większości warstwowych. Są to zwykle naprzemianległe warstwy skał o różnych strukturach, których granice są dość ostre, ale jednak ze stopniowymi przejściami pomiędzy skałami o różnej frakcji ziarna, wykazującymi warstwowanie typu gradacyjnego. W większości zbadanych profili serie karbońskie są silnie zaburzone. Kąty upadu warstw wynoszą od 30 do 70°, a spękania zblźnione są przez żyłki kwarcowo-węglanowe. Skały karbońskie są w większości silnie zdiagenezowane, miejscami lekko zmetamorfizowane, choć w obrębie skał o strukturze pelitowej można wyróżnić ogniwa różniące się stopniem diagenezy, jak np. iłowce, iłolupki i łupki ilaste.

W strefach silniej zaangażowanych tektonicznie szarogłazowo-mułowcowo-łupkowy kompleks utworów karbońskich jest spękany, partiami zbrekcjowany. Ostrokrawędziste fragmenty skał wielkości do 5,0 cm spojone są grubokrystalicznym, nierzadko automorficznym kalcytem i kwarcem. Wśród skał osadowych wchodzących w skład utworów karbońskich wyróżniono: zlepieńce szarogłazowe, szarogłazy, piaskowce arkozowe, piaskowce polimiktyczne, piaskowce kwarcowe i kwarcytowe, piaskowce tufitowe, mułowce szarogłazowe, mułowce żelazisto-margliste, mułowce wapniste, mułowce żelaziste, iłowce, łupki piaszczyste, łupki mułowcowe, łupki ilaste, łupki ilasto-margliste, margle dolomityczne, łupki węgliste, łupki ilasto-żelaziste. Ponadto do skał karbońskich zaliczono zmetamorfizowane skały z profilu wiertniczego Czeszów—4, porfiry nawiercone w otworach

Kowalewo—1 i Kowalewo—2 oraz skałę żyłową (lamprofir) stwierdzony w otworze Wołczyn IG—1.

### ZLEPIEŃCE SZAROGŁAZOWE, SZAROGŁAZY I MUŁOWCE SZAROGŁAZOWE

Skały te różnią się między sobą strukturą, stopniem obtoczenia i proporcjami ilościowymi składników mineralnych. Najliczniejszymi w tej grupie skał są mułowce szarogłazowe oraz drobnoziarniste szarogłazy. Gruboziarniste szarogłazy i zlepieńce szarogłazowe są znane tylko z części profili, jak: Borzęcin—1, Bogdaj—5, Grabowno—1, Chyże—1 i Szymonków IG—1. Najważniejszymi ilościowo składnikami tych skał są: kwarc (pl. I, 1), skalenie, tyszczki, chloryty, węglany, okruchy skał, minerały akcesoryczne oraz spoiwo stanowiące masę wypełniającą. Masa wypełniająca składa się z rozdrobnionego materiału skalnego o składzie ziarn mineralnych i okruchów detrytycznych poprzednio wymienionej frakcji grubszej. Jest ono przesycone kryptokrystaliczną krzemionką, agregatowymi minerałami ilastymi oraz drobnymi nieregularnymi skupieniami chlorytu i lokalnie minerałów nieprzeźroczystych. Wyszortowanie składników zarówno w zlepieńcach, jak i w szarogłazach jest słabe, natomiast stopień ich obtoczenia na ogół dobry. Wśród okruchów skał rozpoznano fragmenty skał magmowych, metamorficznych, osadowych i kryptogenicznych skał krzemionkowych. Najliczniejsze okazują się okruchy skał wulkanicznych, dość liczne są fragmenty skał metamorficznych i osadowych, natomiast do składników sporadycznych należą okruchy skał krzemionkowych i granitoidów.

Okruchy skał magmowych cechuje duże bogactwo typów, bo rozpoznano tu: porfiry kwarcowe (pl. I, 2, 3), porfiry bezkwarcowe (pl. I, 4; pl. II, 1), wulkanity o strukturze intersertalnej i spilitowej, melafiry, tufy, diabazy i granitoidy (pl. II, 2). Okruchy skał osadowych to różnego rodzaju łupki mułowcowo-ilaste, łupki ilaste, mułowce ilaste, mułowce szarogłazowe (pl. II, 3). Wśród okruchów skał metamorficznych rozpoznano: granitognejsy (pl. II, 4), łupki kwarcytowe, łupki kwarcowo-tyszczkowe, łupki kwarcowo-chlorytowe, łupki kwarcowo-węgliste, łupki kwarcowo-skaleniove, kataklazyty i mylonity. W okruchach skał krzemionkowych nie stwierdzono struktur wskazują-

cych na ich organogeniczne pochodzenie. Są to zapewne w większości skrzemionkowe, partiami skalcytyzowane tufy wulkaniczne (ftanity). Poszczególne typy okruchów skał zostały wymienione w kolejności zgodnej z ich średnią częstością występowania w karbońskich skałach detrytycznych podłoża monokliny przedsudeckiej. Zaznaczają się jednak istotne różnice jakościowe i ilościowe pomiędzy poszczególnymi badanymi profilami, jak również w ich profilu pionowym.

Minerały akcesoryczne reprezentowane są przez minerały przezroczyste i nieprzezroczyste. Pierwszą grupę stanowią: cyrkon, epidoty, granaty, turmalin, rutil, sporadycznie horblendy, pirokseny i apatyt. Do drugiej grupy należą agregatowe skupienia uwodnionych tlenków żelaza, rozproszony w skale pył hematytowy, okruchy magnetytu, ilmenitu i hematytu oraz syndiagenetyczny pirit i markasyt. Sporadycznie w skałach szarogłazowych obecna jest substancja węglista. W kilku przypadkach stwierdzono w szarogłazach konkretje o spoiwie węglanowym o wymiarach od 0,9 do 6 cm. Mają one dość nieostre granice i są w znacznym stopniu podobne do opisanych wcześniej przez Barczuka (1974) z kulmu Gór Bardzkich.

#### ARKOZY I MUŁOWCE ARKOZOWE

Skały tego typu są mniej liczne od szarogłazów w seriach karbońskich. Charakteryzuje je struktura nierównoziarnista, słaby stopień obtoczenia ziarn i spoiwo typu „matrix”. W ich skład wchodzi w różnych proporcjach kwaśne plagioklasy, skałen potasowy, kwarc, biotyt, chloryt, muskowitz, kaolinit i sporadycznie okruchy skał (kwarcyty, skały ilaste i mułowce). W omawianych arkozach plagioklasy przeważają nad skałen potasowym. Zawartość kaolinitu w tych skałach nie jest zbyt wielka i wykazują one, w odróżnieniu od typowych arkoz, dość znaczny stopień diagenety. Według klasyfikacji Pettijohna (1957) stoją one na pograniczu arkoz i szarogłazów.

Mułowce arkozowe różni od arkoz jedynie stopień rozdrobnienia składników i większa zawartość substancji ilastej.

#### PIASKOWCE KWARCOWE, KWARCYTOWE I POLIMIKTYCZNE

Głównym składnikiem tych skał są ziarna kwarcu zajmujące do 98% objętości skał (Pogorzela—4), zwykle dość dobrze wysortowane, średnio lub słabo obtoczone. Wśród innych składników stwierdzono: skałen potasowy, rzadziej plagioklasy, fyllokrzemiany — głównie odbarwione łyszczyki i chloryty (pennin), substancję żelazistą i sporadycznie (w przypadku piaskowców polimiktycznych) okruchy skał głównie

metamorficznych, wulkanicznych i krzemionkowych. Spoiwo właściwe typu kontaktowo-porowego jest głównie krzemionkowe, partiami węglanowe, niekiedy ilasto-krzemionkowo-wapniste lub krzemionkowo-żelazisto-ilaste. Przeważającym typem strukturalnym wśród tych piaskowców są piaskowce kwarcytowe, charakteryzujące się znacznym stopniem rekrystalizacji spoiwa krzemionkowego. Z minerałów akcesorycznych pospolity jest tu cyrkon, turmalin i pistacyt.

#### PIASKOWCE I MUŁOWCE TUFITOWE

Okruchy i drobne ziarna przeobrażonego szkliwa wulkanicznego są dość pospolite w skałach szarogłazowych. W pewnych przypadkach (Kłépinka IG—1) stosunki ilościowe szkliwa i składników detrytycznych pozwalają zaliczyć skały o strukturach psamitowo-aleurytowych do piaskowców i mułowców tufitowych o teksturze przeważnie równoległej. Ich składniki to głównie drobno- i średnioziarniste ziarna kwarcu detrytycznego, pseudomorfozy węglanowo-chlorytowe po skałeniach i drobnoziarniste szkliwo wulkaniczne w znacznym stopniu schlorytyzowane i skarbonatyzowane, tworzące wspólnie z chalcedonem spoiwo o charakterze tła skalnego. Sporadycznie występuje tu kwarc piroklastyczny o charakterystycznych ostrych łukowato-pałeczkowatych i igłowatych kształtach. Agregaty blaszek jasnozielonego chlorytu o niebieskich subnormalnych barwach interferencyjnych mają partiami mikrostrukturę radialno-promienistą z wachlarzykowatym ułożeniem blaszek.

#### SKAŁY O STRUKTURZE ALEURYTOWO-PELITOWEJ

Skały o strukturze aleurytowej, aleurytowo-pelitowej i pelitowej są przeważającym typem skał w zbadanych osadowych seriach karbońskich. Tekstury ich są wyraźnie równoległe, przeważnie laminowane, utworzone przez naprzemianległe laminy aleurytowe i pelitowe. Cechuje je dość znaczny stopień diagenety i wyraźna oddzielność łupkowa. Tylko część z tych skał można zaliczyć do słabiej zdiagenezowanych ilowców i ilowców. Laminy są wykształcone faliście, poprzerywane, zaburzone, a tekstury partiami brekcyjne, noszą oznaki zaburzeń sedymentacyjnych i tektonicznych.

W zależności od składu mineralnego, rodzaju i intensywności procesów diagenetycznych wyróżniono w obrębie skał o strukturze aleurytowo-pelitowej: mułowce ilaste, mułowce margliste, mułowce-żelazisto-margliste, łupki ilasto-mułowcowe, ilowce, łupki ilaste, łupki piaszczyste, łupki ilasto-margliste, margle dolomityczne, łupki węgliste i łupki ilasto-żelaziste.

Łupki mułowcowo-ilaste — laminy megaskopowo jaśniejsze tych skał składają się z aleurytowych ziarn kwarcu i rzadziej skaleni potasowych, kwaśnych plagioklazów, blaszek muskowitu, biotytu i chlorytu. Laminy ciemniejsze tworzą illit, łuszczyk, chloryt i kwarc. Sporadycznie występują tu minerały nieprzeźroczyste oraz substancja węglista.

Łupki ilaste i iłowce cechuje tekstura mikrorytmiczna, na którą składa się szereg warstewek ilastych i ilasto-klastycznych. Minerale ilaste to w przeważającej części illit o wysokich barwach interferencyjnych. Składniki klastyczne to głównie kwarc, okruchy skał krzemionkowych i skalenie.

Pozostałe skały tej grupy różni od wymienionych dwóch typów jedynie większa zawartość węglanów, uwodnionych tlenków żelaza i substancji węglistej.

Węglany tworzą przeważnie mikrokryształiczne, czasem kryptokryształiczne strefy przenikające się palczasto i pozazębiane z pelitem ilastym. Rozpoznano wśród nich kalcyt, dolomit, ankeryt i syderyt tworzący lokalnie w obrębie partii węglanowych automorficzne kryształki. W niektórych profilach zawartość węglanów jest dość znaczna. Wyróżniono tu np.: łupki ilasto-margliste (Wierzchowice—4) i margle dolomityczne (Dąbce—2). Zauważono, że substancja ilasta współwystępująca z węglanami jest zwykle niskodwójłonna, agregatowa (kaolinit). Substancja węglista występuje albo w postaci rozproszonego w tle skalnym pigmentu lub soczewkowatych skupień i przewarstwień o grubości do paru centymetrów. Związki żelaza, podobnie jak substancja węglista, obecne są w formie impregnacji spoiwa skał lub soczewkowatych skupień, ułożonych zgodnie z równoległą teksturą skał. Zwykle skupieniom związków żelaza towarzyszą węglany. Z minerałów akcesorycznych oznaczono tu cyrkon, epidot i turmalin. Miejscami znaczącym składnikiem skał mułowcowo-ilastych są skupienia pirytu i markasytu.

#### SKAŁY WULKANICZNE

W profilach wiertniczych Kowalewo—1 i Kowalewo—2 pod osadowym kompleksem skał karbońskich stwierdzono wulkanity o strukturze porfirowej (uznane przez geologów dokumentujących za karbońskie). Mają one mikrokryształiczne, skaleniowe lub felzytowe tło skalne utworzone z brunatnego szkliwa. Fenokryształy stanowi głównie automorficzny kwarc z obwódkami mikrokryształicznych agregatów skaleni i spękaniem zabiżnionymi chalcedonem, rzadsze są silnie skalcytyzowane skalenie. Akcesorycznie występują tlenki żelaza i biotyt przeobrażony w chloryt. Spękania w skale są zabiżnione przez jasnozielony, błądy chloryt, kalcyt i kaolinit.

#### SKAŁY METAMORFICZNE

W profilu wiertniczym Czeszów—4 silnie zdiagnozowane osadowe serie karbońskie przechodzą w sposób ciągły w dolnej części profilu w łupki kwarcowo-albitowo-hematytowe. Składniki mineralne są spłaszczone i ułożone zgodnie z laminacją skały. Laminy jaśniejsze zbudowane są z blastów albitu (pl. III, 1), kwarcu i węglanów impregnowanych listewkowatymi wydzieleniami hematytu. W laminach ciemniejszych o zbliżonym składzie jakościowym głównym składnikiem są tabliczki hematytu i węglany (syderyt, ankeryt). Pewna część skupień hematytowych ma charakter pseudomorfoz po minerałach ciemnych (głównie po biotycie). W obrębie lamin węglanowych stwierdzono soczewkowate skupienia kaolinitu. Laminy są miejscami silnie zaburzone, spękane. Minerale są pokruszone, a całość zabiżniona przez krótkie bliznowe żyłki kalcytowe. Zawartość hematytu w skale sięga miejscami kilkudziesięciu procent.

#### SKAŁA ŻYŁOWA

Skalę żyłową w utworach karbońskich stwierdzono tylko w jednym przypadku, w otworze Wołczyn IG—1. Reprezentowana jest przez żyłę lamprofiru o strukturze porfirowej, teksturze bezładnej, partiami równoległej, co podkreśla ułożenie fenokryształów biotytu. Tło skalne o strukturze mikrolitowej obfituje w plagioklasy, natomiast nieliczne są tu ziarna kwarcu. W partiach centralnych żyły tło skalne składa się głównie z drobnych listewek plagioklazu. Fenokryształy tworzą tu kwarc, biotyt i apatyt. Najliczniejszy jest biotyt o pleochroizmie w kolorach od jasnożółtego do brązowego. Biotyt został w większości zastąpiony przez kalcyt, rzadziej przez chloryt. Fenokryształy kwarcu są ponadtapiane i otoczone obwódkami reakcyjnymi. Sporadycznie stwierdzono w skale skalenie potasowe i szkliwo wulkaniczne. Lamprofir jest silnie skarbonatyzowany. Oprócz licznych pseudomorfoz węglanowych obecne są żyłki kalcytowe o biegu prostopadłym do rozciągłości lamprofiru. Ponadto w lamprofirze występują porwaki skał osadowych (brekcja tarcia). Na kontakcie z łupkiem stanowiącym osłonę żyły lamprofir jest silnie szklisty.

#### PROCESY PRZEOBRAŻEŃ W OSADOWYCH SKAŁACH KARBOŃSKICH

Osadowe serie karbońskie noszą wyraźne znamiona silnych przeobrażeń diagenetycznych (miejscami na pograniczu metamorfizmu), a w strefach silniej zmineralizowanych — przeobrażeń metasomatycznych. Strefy przeobrażeń metasomatycznych nie są zbyt szerokie (rzędu paru centymetrów), ale w miejscach

silniej spękanych tektonicznie są nieco wyraźniej poszerzone. Wśród zaobserwowanych tu procesów metasomatycznych można wyróżnić hematytyzację, chlorytyzację, sylifikację, syderytyzację i ankerytyzację.

Znacznie intensywniej od przeobrażeń hydrotermalnych zaznaczają się zmiany wynikłe z silnej diagenety osadów. Procesy diagenety rozwijały się z różną intensywnością w poszczególnych profilach i doprowadziły do odmiennych efektów, w zależności od ich nasilenia, składu mineralnego i struktury skały. Do najważniejszych obserwowanych tu procesów diagenetycznych można zaliczyć:

1) Rekrystalizację spoiwa nadającą skałom znaczną spoiistość i zwięzłość. Zaobserwowano tu liczne obwódki regeneracyjne wokół ziarn kwarcu klastycznego, pozazębienie ziarn kwarcu z utworzeniem struktur blastycznych typowych dla kwarcytów, a także rekrystalizację minerałów blaszkowych w łupkach.

2) Reakcje między ziarnami metastabilnych składników szarogłazów, ujawniające się na kontaktach okruchów skał z ziarnami minerałów wykształceniem struktur granofirowych i myrmekitowych, tak charakterystycznych dla niektórych typów skał magmowych (pl. III, 2).

3) Tworzenie się minerałów autogenicznych — syderytu, ankerytu, kaolinitu i anhydrytu — w wyniku zastąpienia takich składników detrytycznych, jak biotyt, skalenie, okruchy szkliwa, muskowitzu i fragmenty niektórych skał. Zaobserwowano tu ścisły związek między procesami karbonatyzacji i kaolinityzacji, co prowadzi do wniosku, że jon żelazawy konieczny do utworzenia syderytu bądź ankerytu był uwalniany *in situ* w procesach kaolinityzacji minerałów ciemnych (Depples 1971). Procesy te są analogiczne do opisanych przez A. Teisseyre'a (1973) dla skał kulmu śródsudeckiego.

4) Zastępowanie spoiwa ilastego przez węglanowe, głównie kalcytowe, rzadziej ankerytowe, sporadycznie

anhydrytowe. Miejscami zastępowanie przez węglany kwarcu i innych składników piaskowców.

5) Krystalizacja fyllokrzemianów, głównie muskowitzu i chlorytu, tworzących międzyziarnowe strefy w piaskowcach, zastąpienie chlorytem spoiwa, biotytu, okruchów skał wulkanicznych i szkliwa.

6) Zwiększenie stopnia automorfizmu ziarnistych składników mineralnych, głównie skalenii potasowych i albitu.

Wykonane badania petrograficzne wykazały zróżnicowanie ilościowe i jakościowe niektórych składników detrytycznych w poszczególnych profilach, a także w profilu pionowym szeregu otworów. Pozwala to przypuszczać, że istnieje możliwość zastosowania metod petrograficznych do litostratygraficznych badań utworów karbońskich z obszaru monokliny przed-sudeckiej. Skład mineralny i wykształcenie większości analizowanych skał średnio- i grubookruchowych są typowe dla szarogłazów wyższego rzędu, część dla szarogłazów niższego rzędu według klasyfikacji Łydki (1955). Według klasyfikacji Pettijohna *et al.* (1972) badane skały średnio- i grubookruchowe należy zaliczyć do szarogłazów litycznych, a tylko część z nich do szarogłazów skaleninowych. Skały te cechuje dość znaczna zawartość spoiwa wynosząca od 15—45%, a więc w myśl kryteriów klasyfikacji tych autorów, można je uznać za „szarowaki” (dirty szarogłaz).

Badane osady szarogłazowe charakteryzuje dość duża zawartość składników mało odpornych na fizyczne i chemiczne czynniki niszczące. Stan zachowania oraz stopień obróbki mechanicznej ziarn i okruchów mineralnych wskazują, że transport materiału detrytycznego był stosunkowo krótki i szybki. Jednak ścisłe ustalenie obszarów alimentacyjnych dla tych utworów wymagałoby przeprowadzenia bardziej szczegółowych badań sedymentologicznych na podstawie pełnych profili wiertniczych, co stanowi już odrębne zagadnienie, wykraczające poza ramy tematyczne niniejszego opracowania.

## OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA UTWORÓW KRUSZCOWYCH W SKAŁACH KARBOŃSKICH

W badanych skałach karbońskich stwierdzono powszechność występowania minerałów kruszcowych. Minerale te nie stanowią na ogół większych nagromadzeń, lecz drobne skupienia głównie w formie wprysnięć, nalotów, pseudożyłek, żyłek właściwych, impregnacji i konkrekcji w skałach karbońskich. Większość wystąpień minerałów kruszcowych ze względu na ich wielkość i sposób wydzielenia jest możliwa do zauważenia i określenia wyłącznie za pomocą metod mikroskopowych.

Analiza mikroskopowa w świetle odbitym i prze-

chodzącym napotkanych utworów kruszcowych — form ich występowania, rozprzestrzenienia oraz paragenetyz mineralnych — pozwala wyróżnić szereg typów genetycznych nagromadzeń minerałów kruszcowych różniących się składem i pochodzeniem treści mineralnej, w tym:

1. wystąpienia minerałów kruszcowych w skałach magmowych i zmetamorfizowanych;
2. przejawy mineralizacji kruszcowej w skałach osadowych:
  - a) okruchowe wystąpienia minerałów kruszcowych,



Tabela 1

Wykaz otworów wiertniczych objętych badaniami mineralogiczno-petrograficznymi utworów karbońskich i stwierdzonych w nich przejawów mineralizacji oraz okrucowych wystąpień minerałów kruszcowych

List of drilling wells comprised by mineralogical and petrographic studies of Carboniferous formations, signs of mineralization recorded in them, and breccial appearances of ore minerals

Lp.  Ordinal number	Profil wiertniczy  Drilling profile	Wykonawca  Executor	Przebadany interwał skał karbońskich  Studied interval of Carboniferous rocks	Mineralizacja w skałach osadowych					Magmowych i metamorficznych  Magmowa zmetamorfizowana  Magmatic and metamorphic  Metamorphosed, magmatic mineralization
				Pomagmowo-hydrotermalna			Syndiagenetyczna/diagenetyczno-infiltracyjna	Okrucowa siarczkowa i tlenkowa	
				wysokie T	średnie T	niskie T			
				Mineralization in sedimentary rocks					
Postmagmatic-hydrothermal mineralization			Syndiagenetic diagenetic and infiltrational mineralization	Breccial sulphide and oxide mineralization					
high T	medium T	low T							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Antonin-4	PPN Piła	1919-67,8					tl-śl	
2	Babimost-1	PPN ZG	2519-2625,0			s	sy	tl	
3	Baszyn-1	PPN ZG	1861,5-1890						
4	Bogdaj-5	PPN Piła	1597,5-1650,0			tl-śl	di		
5	Borzęcin-1	PPN Piła	1821,0-1944,0			tl			
6	Brenno-1	PPN Piła	2500,5-2557,7						
7	Bronów-2	PPN ZG	1721,0-1791,0			tl		tl	
8	Brzostowo-1	PPN ZG	1663-1678,0			s		s	
9	Chyże-1	PPN Piła	3191,0-3202,0			s		tl	
10	Czerńczyce IG-1	IG	1088,3-1202,0			s	sy	tl	
11	Czeszów-2	PPN Piła	1758,5-1766,0						
12	Czeszów-4	PPN Piła	1816,0-1828,0						mt
13	Dachów-1	PPN Piła	1432,5-1508,0			tl			
14	Dąbcze-2	PPN ZG	2099-2203			s	sy		
15	Grabowno-1	PPN ZG	1866,0-1874,0					tl	
16	Henrykowice-2	PPN ZG	1649,0-1668,0			tl		s-śl	
17	Henrykowice-3	PPN ZG	1711,0-1716,0				di		
18	Jawor-1	PPN ZG	1747,0-1800,0			tl		s-śl	
19	Kaniów-1	PPN ZG	1372-1383,5 podł. granit.			s-hi			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
20	Kłépinka IG-1	IG	475,4-798,2		tl	tl-s	sy	tl	
21	Kowalewo-1	PPN ZG	1405,0-1612,0			s	sy		m
22	Kowalewo-2	PPN ZG	1419,0-1519,0						m
23	Lelików-1	PPN ZG	1685,5-1713,0			tl			
24	Laskowice IG-1	IG	1552,0-1754,0					s-tl	
25	Lasowice-1	PPN	1853,0-1879,5			tl			
26	Międzybórz-2	PPN	1647,5-1662,0				di		
27	Międzybórz-4	PPN ZG	1628,0-1652,0			s		s-śl	
28	Milicz	PPN ZG	1732,5-1802,0			tl		s-śl	
29	Niwiska-1	PPN ZG	1645,0-1700			tl-śl		tl	
30	Piaski-1	PPN	1870,0-2021,8			tl			
31	Pierwoszów-1	PPN Piła	1651,0-1677,7					tl-śl	
32	Pogorzela-1	PPN Piła	1770,0-1797						
33	Pogorzela-4	PPN Piła	2007,0-2060,2		s	s	sy		
34	Pogorzela-7	PPN Piła	2191,0-2207,0	tl		s	sy		
35	Przewóz-1	PPN ZG	2045-2224			s		s	
36	Przygodzice-1	PPN Piła	1895,0-1926,1			s-hi			
37	Radziądź-5	PPN Piła	1837,0-1988,0			s-hi			
38	Smarchowice IG-1	IG	1197,6-1500		s	s	sy		
39	Staropole-1	PPN ZG	2913,0-2955,0			tl	sy		
40	Strużka-1	PPN Piła	1445-1492,4						
41	Słupia-1	PPN Piła	1753,0-1925,0					tl	
42	Święciechowa-1	PPN Piła	2595,5-2652,5					tl	
43	Syców-2	PPN Piła	1701,0-1713,1			s		s-śl	
44	Szymonków IG-1	IG	1049,0-1175,0	s	s	s	sy, di		
45	Trzebosz-2	PPN ZG	1744,0-1786,0		tl-s	tl-s		tl-śl	
46	Wierzchowice-1	PPN ZG	1732-1782			s			
47	Wierzchowice-4	PPN ZG	1674-1747		tl-s	tl-s	sy		
48	Wierzchowice-12	PPN	1677,5-1686,0						
49	Wołczyn IG-1	IG	811,0-2331,2	s	s	s	sy, di		

s - minerały siarczkowe - sulphide minerals

tl - minerały tlenkowe - oxide minerals

sy - pierwotna mineralizacja syndiagenetyczna - primary syndiagenetic mineralization

di - mineralizacja diagenetyczno-infiltracyjna - diagenetic and infiltrational mineralization

m - mineralizacja pochodzenia magmowego - mineralization of magmatic origin

mt - mineralizacja typu zmetamorfizowanego - mineralization of metamorphic type

śl - śladowe wystąpienia minerałów kruszcowych - trace occurrence of ore minerals

hi - mineralizacja hydrotermalna przeobrażona hipergenicznie - hydrothermal mineralization hypergenetically metamorphosed

- b) pierwotna mineralizacja syndiagenetyczna,
- c) mineralizacja diagenetyczno-infiltracyjna,
- d) mineralizacja pomagmowo-hydrotermalna.

Wśród wyróżnionych powyżej typów genetycznych jedynie mineralizacja pomagmowo-hydrotermalna dostarcza istotniejszych ilościowo skupień. Stąd też najwięcej uwagi poświęcono w dalszej części pracy omówieniu mineralizacji pomagmowo-hydrotermalnej.

Zbiorcze wyniki badań mineralogicznych w 49 przebadanych profilach karbońskich (wraz z interwałem prześlędnego profilu wiertniczego w metrach) zostały przedstawione w tabeli 1.

#### WYSTĄPIENIA MINERAŁÓW KRUSZCOWYCH W SKAŁACH MAGMOWYCH I ZMETAMORFIZOWANYCH

##### SKAŁY MAGMOWE

Wystąpienia minerałów kruszcowych stwierdzone w skałach wulkanicznych (porfiry) z otworów Kowalewo—1, Kowalewo—2 są bardzo nieliczne i podobne do opisanych dalej w okruchach skał plutonicznych. Stwierdzono tu głównie hematyt, sporadycznie magnetyt z przerostami ilmenitu (pl. III, 3) i martyt. Skład mineralny, wzajemne stosunki minerałów kruszcowych i nierudnych wskazują, że powstanie minerałów kruszcowych należy tu wiązać z etapem magmowym. Ilościowo można je rozważać w kategoriach minerałów akcesorycznych.

##### SKAŁY METAMORFICZNE

Objawy rekrystalizacji składników mineralnych skał, w tym minerałów kruszcowych (pirytu, tlenków żelaza), są dość często spotykane w silnie zdiagnozowanych, partiach stojących na pograniczu metamorfizmu, skałach karbońskich tego rejonu, np. Kłępinka IG—1, Kaniów—1. Natomiast w skałach z profilu Czeszków—4, procesy te zaznaczyły się bardzo wyraźnie i doprowadziły do utworzenia mineralizacji hematytowej. Skała, w której występuje hematyt, to łupek albitowo-kwarcowo-hematytowy o teksturze równoległej, partiami silnie zaburzonej, z licznymi przerwami ciągłości lamin. Składniki mineralne są tu ułożone w postaci wydłużonych, zgodnych z laminacją kryształów. Hematyt stanowi miejscami od kilkunastu do kilkudziesięciu procent skały. Skupienia hematytowe mają charakter smug i przeławień. Forma jego kryształów to wydłużone tabliczki, listewki lub drobne mikrolity w tle skalnym, ułożone zgodnie z laminacją. Można wyróżnić laminy bogate i ubogie w hematyt. Cechy optyczne hematytu są dobrze zdefiniowane, wykazuje on silną anizotropię, wyraźne dwój odbicie, wysoką zdolność refleksyjną i mikrotwardość w grani-

cach od 1100 do 1200 kG/mm<sup>2</sup>. Formy występowania hematytu wskazują, że powstał on głównie pod wpływem rekrystalizacji w procesach metamorficznych związków żelaza wchodzących w skład pierwotnej skały osadowej oraz częściowo w wyniku zastąpienia biotytytu. Zawarte w skałe węglany występują w postaci lamin o budowie skrytokrystalicznej. Laminy te towarzyszą na ogół smugom hematytowym. Na podstawie znacznej ilości hematytu, jak i form jego występowania, można wysnuć przypuszczenie, iż część hematytu mogła zostać doprowadzona do skały z zewnątrz w efekcie procesów metamorficznych.

#### PRZEJAWY MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ W SKAŁACH OSADOWYCH

##### OKRUCHOWE WYSTĄPIENIE MINERAŁÓW KRUSZCOWYCH

Okruchowe wystąpienia minerałów kruszcowych w utworach karbońskich są częste, choć nie stanowią większych nagromadzeń. Pierwotna geneza minerałów kruszcowych wchodzących w skład tych wystąpień jest różna i nie zawsze możliwa do odczytania. Są to okruchy sensu stricto minerałów kruszcowych, jak i ich wrostki w okruchach skał wchodzących w skład szarogłazów i zlepieńców. Stwierdzono występowanie zarówno minerałów siarczkowych, jak i tlenkowych.

##### Minerały siarczkowe

Okruchowe nagromadzenia minerałów siarczkowych (pirytu, chalkopiryty i markasytu) są bardzo nieliczne, jedynie w profilach Laskowice IG—1, Przewóz—1, Brzostowo—1 zaznaczyły się one w wyraźny sposób. W otworze Laskowice IG—1 ponad granitognejsami biotytytowymi występuje spękany kompleks skał osadowych z licznymi lustrami tektonicznymi i szczelinami wypełnionymi śmietaną hematytową. W profilu tym na głębokości od 1708,0 do 1711,0 m występuje mułowiec żelazisty zawierający jako składnik detrytyczny okruchy kwarcu mocno poprzerastanego chalkopirytem (pl. III, 4). Okruchy kwarcu znacznie różnią się wielkością od innych składników skały, mają wymiary od 0,5 do 4 mm. Są one przeważnie ostrokrawędziste i słabo obtoczone. Chalkopiryt występujący w kwarcu ma formy ksenomorficzne, silnie rozgałęzione, zarysy nieostre przerastające się z kwarcem. Na krawędziach okruchów, chalkopiryt jest zastępowany przez azuryt i malachit, które tworzą cieniutkie, niepełne otoczki. W świetle odbitym spolaryzowanym otoczki te są prawie niewidoczne, natomiast łatwo zauważalne makroskopowo w postaci niebieskich i zielonych plamek w rdzawoczerwonym tle mułowca. Cechy optyczne chalkopiryty, barwa jasnożółta z odcieniem zielonkawym, silna anizotropia, jak i stwierdzenie wrost-

ków walerytu wskazują na temperaturę krystalizacji rzędu 200°C (Ramdohr 1962). Waleryt tworzy mikro-lity w chalkopirycie, widoczne jedynie przy dużych powiększeniach dzięki silnej anizotropii. Powstał on w wyniku odmieszania nadmiaru FeS w chalkopirycie wskutek ograniczenia mieszalności  $\text{CuFeS}_2$ —FeS ze spadkiem temperatury.

Pierwotna geneza minerałów kruszcowych jest tu zapewne hydrotermalna. Wielkość okruchów kwarcu, ich stopień obtoczenia, stan zachowania w nich minerałów kruszcowych i środowisko sedymentacji wskazuje na krótki transport okruchów i nieduży odstęp czasu pomiędzy procesami mineralizacji, wietrzenia i sedymentacji.

Wystąpienia minerałów kruszcowych w profilach Brzostowo—1, Przewóz—1 ograniczają się do sporadycznie stwierdzanych ksenomorficznych wrostków chalkopiryty i piryty w ziarnach kwarcu. Ich wykształcenie wskazuje, że nie mają one żadnego związku ze skałą otaczającą, ani też z występującymi w niej utworami żylnymi, natomiast bliższe określenie genezy minerałów kruszcowych nie jest tu możliwe. Inne wystąpienia okruchowe minerałów siarczkowych to różnego rodzaju skupienia piryty i markasytu w okruchach skał osadowych, rzadziej metamorficznych i krzemionkowych wchodzących w skład szarogłazów. Są one spotykane sporadycznie w prawie każdym przebadanym profilu.

#### Minerały tlenkowe

Okruchowe wystąpienia tlenkowych kruszców żelaza i tytanu są bardzo pospolite i praktycznie stwierdzone we wszystkich profilach, w których obecna jest frakcja psamitowa i psefitowa. Reprezentowane są przez fragmenty minerałów tlenkowych żelaza i tytanu bądź ich wrostki w okruchach skał magmowych. Licznie zanotowano je w otworach Niwiska—1, Słupia—1, Chyże—1, Grabowno—1. Wśród minerałów kruszcowych oznaczono hematyt, magnetyt, martyt, ilmenit, tytanomagnetyt i rutyl. Znaczna ich część została w różnym stopniu zastąpiona przez uwodnione tlenki żelaza, leukoksen i rutyl. Stwierdzono, że inwentarz minerałów rudnych wchodzących w skład okruchów skał wulkanicznych i innych magmowych znacznie się między sobą różni.

W okruchach skał wulkanicznych obecny jest głównie hematyt, rzadziej magnetyt, wykształcone w postaci drobnodispersyjnych impregnacji lub drobnych mikrolitów rozproszonych w tle skalnym. Inne formy wystąpień hematytu i magnetytu są mniej częste, można tu wyróżnić struktury szkieletowe (pl. III, 5) w prakryształkach skaleni, pseudomorfozy hematytowo-węglanowe po minerałach ciemnych (Chyże—1), hematytowo-chalcedonowe wypełnienia

miaroli. Wypełnienia te charakteryzuje budowa promienista, kolomorficzo-koncentryczna. Własności optyczne w świetle odbitym hematytu wchodzącego w skład różnych partii miaroli cechuje duża rozbieżność efektów anizotropii, zdolności refleksyjnej i mikrotwardości. Niektóre koncentryczne skupienia hematytu są ponadtapiane lub porozrywane, co może świadczyć, iż tworzyły się one we wczesnych etapach krystalizacji skał (pl. III, 6). Podobne struktury do opisanych często są w skałach wylewnych zaliczanych do czerwonego spągowca (Lubanie IG—1, Kunice Źarskie IG—1). Minerały tytanowe w okruchach skał wylewnych są bardzo nieliczne.

W okruchach skał plutonicznych (granitoidów — Słupia—1, Czerńczyce IG—1) nagromadzenia tlenków żelaza i tytanu mają inną postać. Tworzą samodzielne, hipautomorficzne kryształki lub rzadziej agregaty 2 do 3 ziarn, partiami ponadtapiane, rozlokowane pomiędzy ziarnami minerałów nierudnych. Inną formą ich występowania są struktury szkieletowe i drobne wrostki o strukturze gruzelkowej w obrębie lub na peryferiach minerałów nierudnych.

Magnetyt jest najliczniejszym minerałem kruszcowym w okruchach skał magmowych. Częste są w nim krystalograficznie zorientowane przerosty ilmenitowe i hematytowe (pl. IV, 1). Mają one formę cienkich listewek z obu stron ostro, lancetowato zakończonych. Rzadsze są w magnetycie grubolistewkowe przerosty hematytu, a sporadyczne wrostki przezroczystego minerału z grupy spineli. Magnetyt od brzegów jest zastępowany wzdłuż płaszczyzn łupliwości i spękań wtórnym hematytem-martytem. Listewki martytu bywają ułożone zgodnie z łupliwością magnetytu (111) i tworzą wówczas siateczkę w tym mineralu — niekiedy zupełnie go zastępując. Proces martytyzacji obejmuje także, choć w mniejszym stopniu, występujące w magnetycie przerosty ilmenitowe. Niektóre magnetyty (Chyże—1) wykazują w świetle odbitym barwę brązową i obniżoną zdolność refleksyjną, co zdaniem Ramdohra (1962) charakteryzuje magnetyty z wysoką zawartością tytanu. Samodzielne wystąpienia ilmenitu nie są zbyt liczne, mają one formę hipautomorficznych kryształków o pokroju tabliczkowym i trójkątnym. Często ilmenit jest zbliżniaczony w dwóch kierunkach, co przy skrzyżowanych nikolach daje obraz szachownicowy. Hematyt w postaci odrębnych kryształków jest sporadyczny. Rutyl i leukoksen współwystępują z martytem w pseudomorfozach po magnetycie zawierającym przerosty ilmenitu. Ponadto tworzą agregatowe skupienia powstałe z przeobrażenia minerałów tytanowych.

Przerosty magnetytowo-ilmenitowe i hematytowe charakteryzują się strukturami powstałymi w wyniku

rozpadu roztworów stałych. Roztwór stały tlenków żelaza i tytanu powstał zapewne powyżej temperatury 700°C. (Ramdohr 1962). Rozpad tego roztworu nie przebiegał we wszystkich przypadkach do końca, o czym świadczy obecność tytano-magnetytu (Chyże —1). Procesy martytyzacji magnetytu, utworzenia rutyli, leukoksenu można wiązać ze schyłkową fazą procesów mineralizacji kruszcowej lub częściowo z procesami hipergenicznymi. Zarówno skład mineralny, jak i cechy strukturalno-teksturalne wskazują, że powstanie minerałów kruszczowych występujących w okruchach skał magmowych (wchodzących w skład szarogłazów i innych skał psamitowych) związane jest z etapem magmowym.

Pod względem ilościowym wszystkie okruchowe wystąpienia minerałów kruszczowych w osadowych skałach karbońskich można rozpatrywać w kategoriach minerałów akcesorycznych.

#### PIERWOTNA MINERALIZACJA SYNDIAGENETYCZNA

Przejawy mineralizacji tego typu pojawiają się często w utworach karbońskich z obszaru monokliny przedsudeckiej. Najpełniej można je prześledzić w utworach Pogorzela—4, Czerńczyce IG—1, Wołczyn IG—1, zawierających najpełniejszy i najdłuższy profil utworów karbońskich. Pierwotna mineralizacja kruszcowa jest w pełni podporządkowana pakietowej (laminowanej) budowie utworów karbońskich i związana jest przede wszystkim z partiami profilu zawierającymi skały o strukturze aleurytowo-pelitowej, szczególnie bogatymi w substancję węglistą. Główna forma występowania minerałów rudnych to mikrolity kruszczowe tkwiące w obrębie poszczególnych elementów warstewek. Większe skupienia ziarn kruszczowych ułożone są w smugi, niekiedy tworząc „pseudożyłki” i naloty na powierzchniach oddzielności skał łupkowatych. Z minerałów kruszczowych rozpoznano piryty, markasyty i bardzo sporadycznie chalkopiryty.

Piryty jest najliczniejszym minerałem kruszczowym. Mikrolity pirytowe odznaczają się kształtami kulistymi lub nieregularnymi, bądź też idiomorficznymi, zwykle izometrycznymi. Napotkane większe skupienia mikrolitów pirytowych mają kształty owalne, strukturę kuleczkową i gruzełkową. Skupienia takie są określane jako pączkowate, framboidalne, pseudobakteryjne. Zostały one uznane przez Schneiderhöna (1923) jako okruszczowane bakterie. W świetle badań Love (1962) tego typu skupienia pirytu należy uznać za wynik działania bakterii anaerobowych w obrębie bliżej nieokreślonych organizmów tkankowych. Prace Bernera (1969) wskazują, że ta forma skupień pirytu może też powstawać na drodze nieorganicznej. Framboidalne skupienia pirytu często

współwystępują z substancją węglistą pochodzenia roślinnego, uwidoczniając partiami elementy jej budowy. Inna forma występowania pirytu to drobne lub większe idiomorficzne kryształki pirytu, tworzące ziarniste agregaty, wchodzące w skład pseudożyłek i nalotów na powierzchniach oddzielności skał. W obrębie tych agregatów występują minerały nierudne i sklejały je kryptokrystaliczny markasyt. Do rzadszych wystąpień pirytu należy zaliczyć większe nerkowate (2—3 cm) skupienia pirytu przerośnięte ze skałą płonną oraz kulki pirytowe (1—5 mm) o budowie radialnej. Miejscami piryty zastępowane przez markasyty. Utworzenie struktury framboidalnej (Rydzewski 1969; Sweeney, Kaplan 1973), pseudożyłek pirytowych, kulek pirytowych i wystąpień nerkowatych jest zapewne wynikiem procesów wczesnodiagenetycznych. W strefach silnie zaangażowanych tektonicznie, o oznakach silnej diagenetyzacji lub wpływu procesów hydrotermalnych, zaobserwowano objawy rekrystalizacji pirytu pochodzenia syndiagenetycznego.

Markasyt jest minerałem mniej częstym od pirytu. Występuje w formie drobnych hipautomorficznych kryształów rozproszonych w skale. Kształty ich to tabliczki lub strzałki i słupki o ostrych zarysach. Ponadto markasyt występuje w postaci kryptokrystalicznej masy zlepiającej drobnoziarniste agregaty ziarn pirytowych. Najważniejszą formą występowania markasytu są impregnacje w piaskowcach, gdzie wchodzi on w skład spoiwa, miejscami wyraźnie je zastępując. Impregnacje markasytowe w piaskowcach tworzą nieregularne, wyspowe skupienia, niekiedy zgrupowane w smugi. Markasyt wchodzi także w skład polimineralnych skupień siarczkowych, których centrum stanowi piryty, zewnętrzną zaś powłokę tworzą lasceczkowate i romboidalne ziarna markasytu ułożone promieniście lub rozetkowo. Można przypuszczać, że są to rozbudowane formy pseudomorfozowe (organogeniczne), w których siarczki skupiły się wokół niewysyconego ośrodka redukcyjnego detrytus organicznego (Schüller 1959).

Chalkopiryty stanowi akcesoryczny składnik omawianej paragenety. Stwierdzono go sporadycznie w postaci kulistych mikrolitów, wrostków w pirytych, jak i częściej w formie ksenomorficznych kryształów, wypełniających wolne przestrzenie pomiędzy ziarnami pirytu w „pseudożyłkach”. Chalkopiryty ten w świetle odbitym spolaryzowanym cechuje barwa żółta i bardzo słabo wyrażona anizotropia.

#### MINERALIZACJA DIAGENETYCZNO-INFILTRACYJNA

Lityfikacja, kompaktacja, dehydratacja i rekrystalizacja osadów karbońskich powodują uruchomienia, przemieszczenia i wtórne skupienie substancji

mineralnej zawartej w osadzie. W danym przypadku na mechanizm tych procesów składają się między innymi wcześniej opisane reakcje w metastabilnych skałach, jakimi są szarogłazy, jak i lokalne uruchomienia składników w kierunku wypełnienia istniejących pustek skalnych, szczelin diaklazowych, spękań, a także sekrecja minerałów w szczelinach tensyjnych skał. Może to być także descenzja lub ascenzja uruchamianych w procesach lityfikacji roztworów zawierających najbardziej mobilne składniki. Wyróżnić można tu następujące formy utworów diagenetycznych: strzałki, wrzeciona, krótkie żyłki wertykalne, żyłki warstwowe zwykłe, zabliznione spękania, wypełnienia kawern, geody, konkretacje proste i septariove. Głównymi składnikami utworów diagenetycznych są syderyt, kalcyt, anhydryt, kwarc, chalcedon i kaolinit. Minerale rudne są reprezentowane przez markasyt, piryt i sporadycznie chalkopiryt. Wyróżnienie niektórych form diagenetycznych i odróżnienie ich od powszechnie występujących w utworach karbońskich żyłek hydrotermalnych było szczególnie trudne. Zwłaszcza w odniesieniu do sekrecyjnie wypełnionych szczelin tektonicznych. Bardzo pomocne okazały się tu badania petrograficzne: obserwacja kierunków i sposobów wypełniania żyłek i szczelin, rozprzestrzenienia zmian w skałach otaczających, jak i występujących procesów korozyjnych zgodnie z kryteriami podanymi przez Korzyńskiego (1969, 1974). Szczelinki i żyłki wypełnione w procesach diagenetycznych są przeważnie nieostre, warstwowe, mgławicowe, a kąty ich przebiegu są w większości

zgodne, rzadziej prostopadłe do partiami równoległej tekstury skał. Utwory diagenetyczno-infiltracyjne zostały stwierdzone sporadycznie w części badanych profili karbońskich, m.in. Bogdaj—5, Henrykowiec—3, Międzybórz—2, Szymonków IG—1.

Markasyt jest najpospolitszym minerałem rudnym w utworach diagenetycznych, charakterystycznym dla wtórnych przemieszczeń. Samodzielnie lub z innymi minerałami nierudnymi tworzy strzałki, wrzeciona, żyłki bliznowe, wypełnia spękania i szczelinki. Występuje w nich w formie krótkich tabliczek, tworzących ziarniste agregaty lub skupień rozetkowo-sferolitycznych przylegających do ścian żyłek — zbudowanych z równoległe zrosniętych słupkowych osobników, zorientowanych promieniście. Sporadycznie wchodzi w skład głównie syderytowych konkretacji prostych lub septariowych.

Piryt jest mniej licznie reprezentowany od markasytu. Wchodzi w skład żył bliznowych, niekiedy wyłącznie pirytowych, gdzie wykazuje w pewnej mierze cechy koloidalnego pochodzenia. Współwystępując ze swym odpowiednikiem chemicznym — markasytem — lokuje się przeważnie na peryferiach żyłek.

Chalkopiryt występuje w geodach i wypełnionych kawernach. W geodach niewielkie kryształki chalkopirytu oznaczono na powierzchni szczotek kwarcowych lub utworzonych ze skalenoedów kalcytowych. Zanotowano jedynie trzy wystąpienia chalkopirytu w utworach diagenetycznych.

## MINERALIZACJA POMAGMOWO-HYDROTERMALNA

Serie karbońskie w większości badanych profili przecinają żyłki głównie kwarcowo-węglanowe zawierające często minerały kruszcowe. Żyłki przebiegają pod zmiennymi kątami upadu: na ogół pionowo, rzadziej ukośnie, a sporadycznie horyzontalnie. Miejscami tworzą one przerastającą się sieć żyłek przebiegających w różnych azymutach. Sposób przecinania się żyłek i ich skład mineralny świadczą, że często należą one do dwóch generacji (Babimost—1, Pogorzela—4, Wierzchowice—4). Na przykład w przypadku profilu Pogorzela—4 żyłki starszej generacji wysokotemperaturowej mają przebieg prawie poziomy lub pod niewielkim kątem upadu od 5 do 15°, młodszej niskotemperaturowej — zgodny z płaszczyznami złustrowań, o upadzie od 30 do 45°.

Grubość żyłek wynosi od kilkudziesięciu mikronów do kilkunastu centymetrów. Żyłki zarówno wzdłuż biegu, jak i upadu zmieniają się nieznacznie, tylko miejscami — szczególnie w kompleksach bar-

dzo zróżnicowanych petrograficznie — żyłki zanikają lub zwiększają swoją grubość, tworząc formy różańcowe. Wśród żyłek można wyróżnić żyłki pojedyncze i złożone, rzadziej żyłki siodłowe, kamerowe i różańcowe. Żyłki powstały przez wypełnienie substancją mineralną szczelin i spękań pochodzenia tektonicznego. Sporadycznie rozwijają się one bez wyraźnego związku z tektoniką. Najczęściej szczeliny i spękania zostały wypełnione całkowicie, gdziekolwiek tylko można stwierdzić (w środkowych partiach żyłek) puste przestrzenie z druzami dobrze rozwiniętych kryształów. Tekstury żyłek są głównie krustyfikacyjne, warstwowe, siateczkowe, rzadziej kolomorficzne, natomiast rozmieszczenie kruszców w żyłach — segmentowe lub krustyfikacyjne. Bardzo często można obserwować kilkakrotne otwieranie żyłek połączone z zabliznieniem kolejnymi generacjami minerałów nierudnych i rudnych, co zobrazowano na figurach 1, 2 i planszy IV, 2. Spotyka się też żyłki ponownie roz-

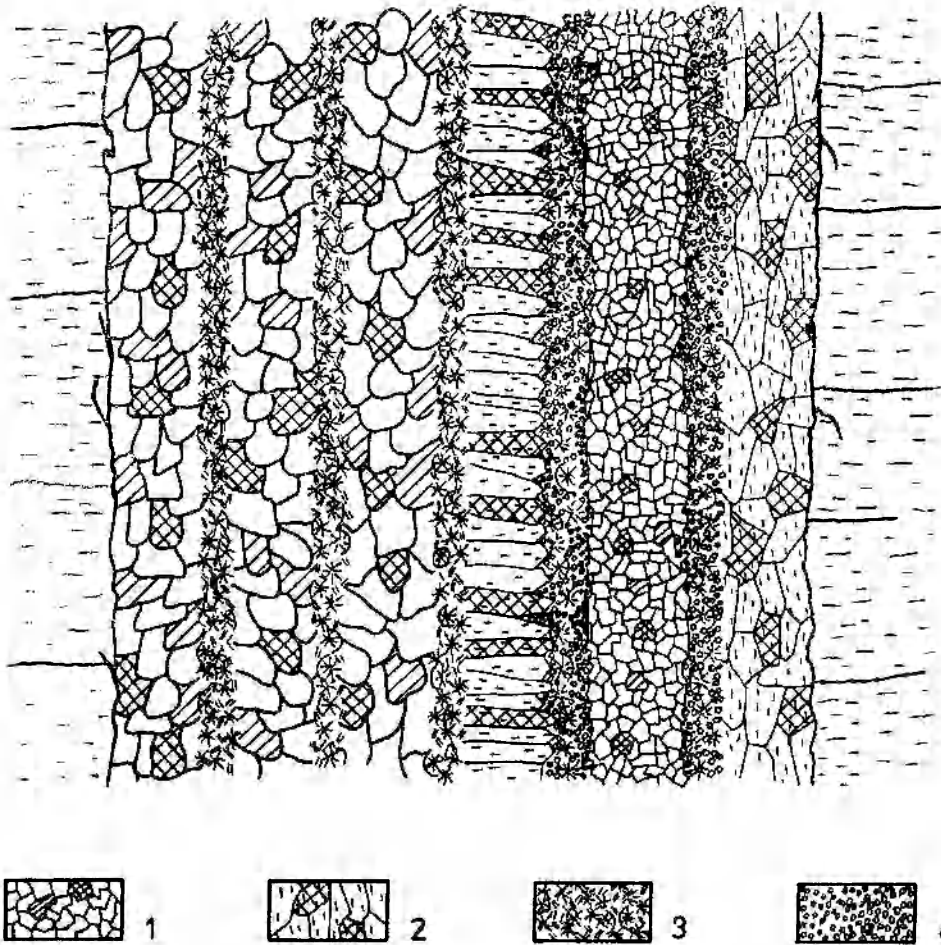


Fig. 1

Fragment żyłki o budowie złożonej, Smarchowice IG—1, głębokość 1360,0 m (skala 12:1)

1 — kalcyt; 2 — ankeryt, ankeryt z impregnacjami żelazistymi; 3 — chalcedon; 4 — kaolinit

Fragment of a small vein of complex composition Smarchowice IG—1, depth 1360.0 m. (scale 12:1)

1 — calcite; 2 — ankerite, ankerite with ferric impregnations; 3 — chalcedony; 4 — kaolinite

warte i niezabliźnione w postaci kawern o wystroju geodowym. Węższe żyłki są z reguły monomineralne, szersze zawierają kilka minerałów występujących niekiedy w złożonej kombinacji. Minerale kruszcowe występują na ogół na brzegach żyłek w strefie pomiędzy kwarcem I i węglanami.

Żyłki są przeważnie łatwo odróżnialne od skał otaczających, mają zarysy ostre, miejscami — w strefach silnie przeobrażonych metasomatycznie — wyrazistość granicy zaciera się (pl. IV, 3). Zarysy żyłek są nieostre także w strefach zabliźnionych roztarć i brekcji tektonicznych. Liczne są w żyłkach fragmenty skał otaczających o kształtach wrzecionowych, niekiedy zaokrąglone i otoczone obwódką grudkowych wydzieleni tlenków żelaza (Milicz—1). Miejscami minerały, przy ponownym rozwieraniu żyłek, w wyniku rozładowania naprężeń tektonicznych zostały mocno pokruszone lub powyginane i poprzesuwane (Lasowice—1). Żyłki te w większości zostały zabliźnione przez

młodsza generację minerałów nierudnych i rudnych. Miejscami żyłki główne posiadają liczne cienkie odgałęzienia, którymi wnikają w strefy spękań stycznych, znacznie poszerzając zasięg oddziaływania metasomatycznego na skałę. W strefach tych można zaobserwować miejscami przeniesienie większości mineralizacji w skałę otaczającą i zastępowanie spoiwa skały przez minerały rudne — głównie chalkopiryt II (Smarchowice IG—1). Do najczęstszych procesów obserwowanych na kontakcie żyłek i skał otaczających można zaliczyć rekrytalizację spoiwa i składników mineralnych skały, ankerityzację, sylifikację i pirytyzację.

W niektórych profilach zaobserwowano zmienność pionową składu paragenez mineralnych, np. w profilu Pogorzela—7 można wyróżnić dwie strefy. Strefę głębszą charakteryzują żyłki wysokotemperaturowe grubości od 1 do 2 cm, o składzie: chloryt, anhydryt, kwarc i z minerałów kruszcowych — hematyt, ilmenit i rutyl, zajmujących wspólnie z kwarcem partie cen-

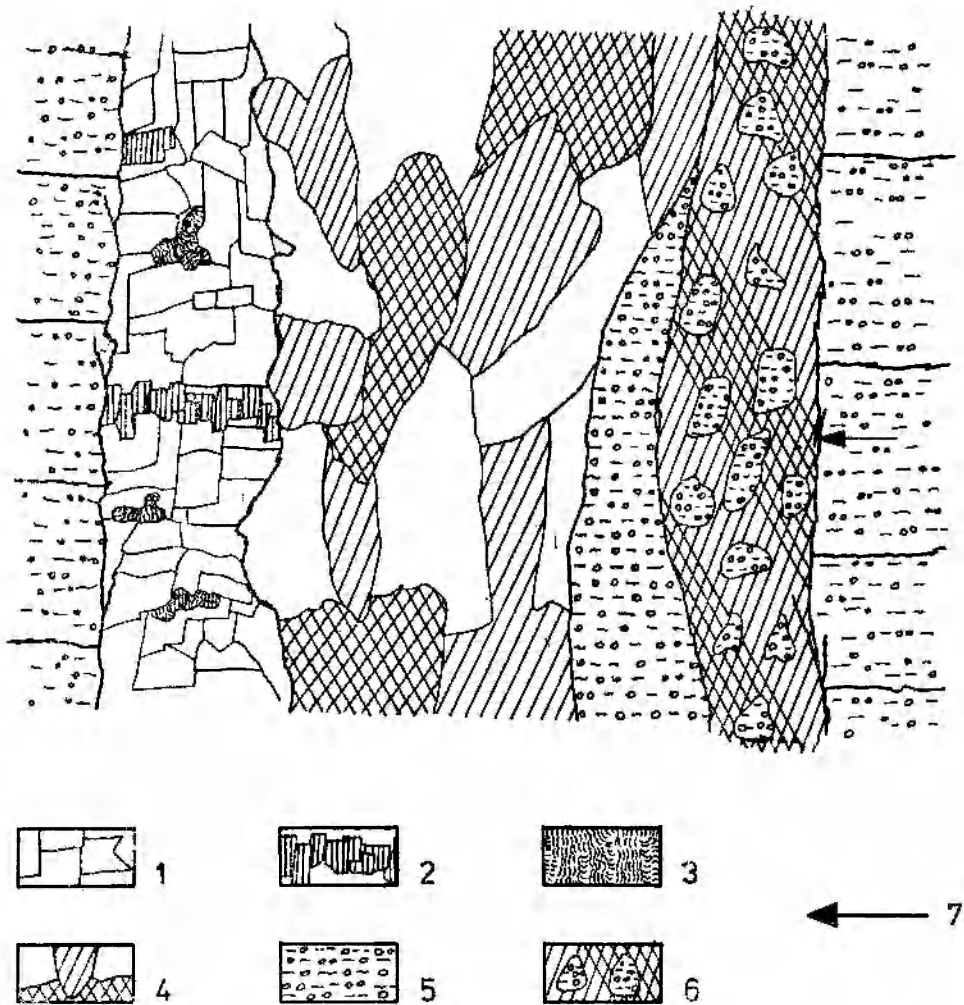


Fig. 2

Fragment żyłki wysokotermalnej o budowie złożonej, ze sklejoną strefą rozrarcia tektonicznego, Wołczyn IG-1, głębokość 2044,0 m (skala 4:1)

1 - kwarc; 2 - adularia; 3 - chloryt; 4 - kalcyt; 5 - fragment skały otaczającej; 6 - strefa sklejonego rozrarcia; 7 - strzałka wskazuje płaszczyznę lustra tektonicznego

Fragment of a small highthermal vein of complex composition with a glued zone of breccia, Wołczyn IG-1, depth 2044.0 m. (scale 4:1)

1 - quartz; 2 - adularia; 3 - chlorite; 4 - calcite; 5 - fragment of surrounding rock; 6 - zone of glued breccia; 7 - arrow pointing to a tectonic plane

tralne żyłek. Strefę płytszą (niskotemperaturową) charakteryzuje przewaga minerałów siarczkowych. Rozpoznano tu piryt, markasyt i chalkopiryt II. Podobną zmienność składu paragenez i temperatur mineralizacji można zaobserwować w profilu Wołczyn IG-1.

Głównym składnikiem żyłek hydrotermalnych są minerały niekruszcowe. Tylko w niektórych profilach lub ich partiach (Wołczyn IG-1, Smarchowice IG-1, Pogorzela-7) zaznacza się przewaga minerałów kruszczowych nad niekruszczowymi. Z punktu widzenia ilościowego badane nagromadzenia minerałów kruszczowych są interesujące tylko pod względem mineralogicznym, choć mogą być prognostykiem dla badań złożowych.

Przejawy mineralizacji hydrotermalnej są bardzo

licznie reprezentowane w profilach wiertniczych utworów karbońskich z obszaru monokliny przedsudeckiej. Praktycznie stwierdzono je we wszystkich pełniejszych profilach karbońskich, a brak ich w części otworów nawiercających jedynie strop karbonu (10-30 m) jest spowodowany zapewne przez późniejsze procesy hipergeniczne. Wyniki badań mineralogiczno-petrograficznych profili wiertniczych, w których po raz pierwszy opisano przejawy mineralizacji pomagmowo-hydrotermalnej zestawiono w tabeli 2.

Opis minerałów niekruszczowych i kruszczowych — ze względu na znaczne analogie w ich wykształceniu w poszczególnych profilach wiertniczych — przedstawiono wspólnie. Wśród minerałów kruszczowych wydzielono dwa zespoły:

I — minerały powstałe w wyniku bezpośredniej



Tabela 2

Wyniki badań mineralogiczno-petrograficznych w profilach, w których stwierdzono mineralizację pomagmowo-hydrotermalną  
Results of mineralogical and petrographic studies in profiles where postmagmatic-hydrothermal mineralization was found

Nazwa otworu i głębokość pobrania prób m Name of well and depth of collecting the samples	Opis petrograficzny Petrographic description	Skład mineralny utworów hydrotermalnych Mineral composition of hydrothermal formations
1	2	3
Babimost—1 2533,0 m 2602,0 m	mułowiec ilasto-wapnisty łupek ilasty	syderyt, kalcyt, kwarc, baryt ankeryt, kwarc, chalkopiryt, piryt, sfaleryt, bornit, galenit, bulanżeryt, kalcyt
Borzęcin—1 1839,5 m	żelazisty piaskowiec szarogłazowy	hematyt, (substancja ilasta)
Bronów—2 1763,0 m 1768,1 m	mułowiec żelazisto-wapnisty piaskowiec polimiktyczny	hematyt, syderyt, ankeryt
Brzostowo—1 1676,5 m 1678,1 m	piaskowiec polimiktyczny szarogłaz	ankeryt, kalcyt, piryt, chalkopiryt dolomit, kalcyt
Dachów—1 1467,5 m	łupek ilasty	żyłki I generacji — hematyt, syderyt, żyłki II generacji — kwarc, ankeryt, kalcyt
Dąbce—2 1468,0 m	mułowiec szarogłazowy	hematyt, kaolinit
Dąbce—2 2200,2 m 2204,6 m	margiel dolomityczny łupek ilasto-marglisty	kalcyt, baryt ankeryt, piryt, baryt, kalcyt
Henrykowice —2 1650,0 m 1664,2 m	szarogłaz piaskowiec szarogłazowy	hematyt, syderyt, ankeryt hematyt, syderyt, kalcyt, kwarc, baryt
Jawor—1 1777,0 m 1796,1 m 1798,2 m	piaskowiec szarogłazowy piaskowiec szarogłazowy piaskowiec szarogłazowy	hematyt, syderyt, kalcyt hematyt hematyt, kalcyt, anhydryt
Kaniów—1 1381,1 m	piaskowiec polimiktyczny	kalcyt, anhydryt, chalkopiryt, bornit, kupryt, Cu rodzima, limonit, getyt, hydrohematyt
Klepinka IG—1 482,0 m	piaskowiec tufitowy	kwarc, hematyt, kalcyt, chalkopiryt, sfaleryt, bornit
490,1 m	iłowiec	ankeryt, kalcyt, piryt, hematyt, chalkopiryt
503,1 m	mułowiec tufitowy	hematyt, ankeryt, kalcyt
623,1 m	piaskowiec szarogłazowy	hematyt, ankeryt, kalcyt
652,0 m	piaskowiec szarogłazowy	hematyt
Kowalewo—1 1511,8 m 1553,0 m 1555,1 m	piaskowiec tufitowy piaskowiec szarogłazowy szarogłaz	piryt, ankeryt, chalkopiryt piryt, ankeryt, chalkopiryt piryt, ankeryt, chalkopiryt, chalcedon
Lasowice—1 1861,0 m 1867,1 m	piaskowiec kwarcowy piaskowiec kwarcowy	hematyt, syderyt kalcyt, anhydryt, gips, kwarc
Lelików—1 1713,0 m	mułowiec tufitowy	hematyt
Międzybórz—4 1649,1 m	szarogłaz	ankeryt, galenit, piryt, kalcyt, chalcedon, em- plektyt (?), bizmut rodzimy
Milicz—1 1737,6 m 1766,4 m 1798,4 m	mułowiec żelazisty mułowiec szarogłazowy mułowiec laminowany iłowcem	kwarc, syderyt, hematyt hematyt, piryt, ankeryt hematyt, kalcyt

1	2	3
Piaski-1		
1968,2 m	mułowiec szarogłazowy	hematyt, kalcyt
1999,8 m	mułowiec szarogłazowy	hematyt, syderyt, kalcyt, anhydryt, kaolinit
Pogorzela-4		
2010,4 m	szarogłaz	kwarc, ankeryt, piryt, markasyt, chalkopirynt
2010,6 m		kwarc, ankeryt, piryt, melnikowit-pirynt
2011,2 m	mułowiec szarogłazowy	kwarc, ankeryt, anhydryt, pirotyn, arsenopirynt, piryt, markasyt II, melnikowit-pirynt
2017,8 m	piaskowiec kwarcytowy	syderyt, anhydryt, kwarc, pirynt
2022,1 m	piaskowiec polimiktyczny	kwarc, kalcyt, syderyt
2041,2 m	łupek ilasty	kwarc, kalcyt, hematyt
Pogorzela-7		
2191,8 m	mułowiec szarogłazowy	piryt, syderyt, ankeryt, chalkopirynt, markasyt, kowelin, baryt, malachit
2194,2 m	łupek węglisty	chloryt, kwarc, syderyt, chalkopirynt, pirynt, mar- kasyt, kalcyt, anhydryt, barynt
2203,4 m	łupek węglisty	syderyt, kwarc, anhydryt, hematyt, ilmenit, rutyl
Przewóz-1		
2166,5 m	piaskowiec polimiktyczny	kalcyt, chalkopirynt, pirynt, anhydryt, barynt
Przygodzice-1		
1925,7 m	piaskowiec polimiktyczny	kalcyt, pirynt, chalkopirynt, limonit, getyt, hydro- hematyt, substancja ilasta
Radziądz-5		
1885,4 m	piaskowiec polimiktyczny	kalcyt, pirynt, chalkopirynt, bornit, barynt, anhy- drynt, azurynt, malachit, limonit, getyt, hydro- hematyt
Smarchowice IG-1		
1197,5 m	szarogłaz	ankerynt, barynt, hematyt
1199,1 m	szarogłaz z przeławiczeniami mułowca szarogłazowego	ankerynt, syderyt
1226,5 m	szarogłaz	ankerynt, hematyt, kwarc, pirynt, chalkopirynt, bor- nit, sfalerynt, kowelin, azurynt, limonit, chalko- zyn II
1243,5 m	mułowiec szarogłazowy	ankerynt, pirynt, pirotyn, chalkopirynt, tetraedrynt, kalcynt, markasynt, melnikowit, markasynt
1254,2 m	szarogłaz	ankerynt, kwarc, sfalerynt, barynt
1310, 2 m	piaskowiec polimiktyczny	ankerynt, kwarc, sfalerynt, chalkopirynt, galenit, chalkozyn, tetraedrynt, bizmut rodzimy, barynt
1360,5 m	piaskowiec polimiktyczny	syderyt, hematyt, ankerynt, kwarc, chalcedon, kalcynt, limonit, hydrohematyt
1367,0 m	szarogłaz	ankerynt, śmietana hematytowa
1422,5 m	mułowiec syderytyczny	dolomit, kalcynt, kwarc, pirynt, chalkopirynt, chal- cedon, barynt
1476,0 m	mułowiec szarogłazowy laminowany ilowcem	kwarc, kalcynt, chalkopirynt, pirynt
1478,3 m	mułowiec ilasty	ankerynt, kwarc, chalkopirynt, sfalerynt, galenit, kalcynt
1486,5 m	mułowiec szarogłazowy	ankerynt, kwarc, pirynt, chalkopirynt, bornit, chal- kozyn, kalcynt, barynt
1490,7 m	szarogłaz	ankerynt, hematyt, pirynt, chalkopirynt, chalkozyn, sfalerynt, bornit, barynt
Staropole-1		
2951,0 m	piaskowiec polimiktyczny	hematyt, substancja ilasta (kaolinit)
Syców-2		
1708,2 m	piaskowiec arkozowy	kalcynt, barynt
1708,6 m	piaskowiec szarogłazowy	kalcynt, chalkopirynt, barynt
Trzebosz-2		
1780,0 m	piaskowiec szarogłazowy	hematyt, pirynt, pirotyn, chalkopirynt, bornit, chal- kozyn II, melnikowit-pirynt, kalcynt
1783,1 m	piaskowiec szarogłazowy	hematyt, syderyt
Wierzchowice-1		
1781,3 m	mułowiec dolomityczny	syderyt, ankerynt, pirynt, chalkopirynt, chalkozyn II, kalcynt, kwarc, chalcedon

1	2	3
1782,3 m	mułowiec wapnisty	hematyt, ankeryt, kalcyt, chalkopiryty, chalkozyn III, kupryt, bornit, galenit, limonit
Wierzchowice—4		
1696,2 m	łupek ilasty z przelawiczeniami mułowca marglistego	żyłki I generacji chalkopiryty, waleryt, sfaleryt, chalkozyn, hematyt, kwarc, kaolinit żyłki II generacji piryt, ankeryt, kalcyt
1722,8 m	mułowiec szarogłazowy	ankeryt, chloryt, chalcedon, kalcyt, hematyt, kwarc, piryty, pirotyn, sfaleryt, chalkopiryty, chalkozyn I, markasyt, kalcyt, chalkozyn III, kowelin, limonit
Wolczyn IG—1		
837,0 m	łupek ilasty	ankeryt, chloryt, chalcedon, kalcyt, hematyt, kwarc, piryty, pirotyn, sfaleryt, chalkopiryty, chalkozyn I, markasyt, kalcyt, chalkozyn III, kowelin, limonit
1305,0 m	szarogłaz	kalcyt, piryty, chalkopiryty, markasyt
1520,0 m	szarogłaz	kalcyt, pirotyn, piryty, chalkopiryty, sfaleryt
1520,7 m	szarogłaz	kwarc, piryty, arsenopiryty, pirotyn, sfaleryt, chalkopiryty, markasyt
1522,0 m	mułowiec szarogłazowy	kwarc, piryty, arsenopiryty, pirotyn, sfaleryt, chalkopiryty, markasyt
1929,1 m	szarogłaz	kwarc, adular, pirotyn, piryty, ankeryt, chalkopiryty, bornit, chalkozyn III, kalcyt
2044,0 m	piaskowiec arkozowy	kwarc, chloryt, adular, pirotyn, piryty, chalkopiryty, bornit, chalkozyn III, kalcyt, kowelin, tenoryt, azuryt, malachit, limonit
2044,2 m		kwarc, piryty, pirotyn, sfaleryt, chalkopiryty, chalkozyn I, markasyt, kalcyt
2049,0 m	piaskowiec arkozowy	kwarc, pirotyn, piryty, chalkopiryty, kalcyt
2097,7 m	mułowiec	kwarc, pirotyn, piryty, arsenopiryty, sfaleryt, chalkopiryty I, kubanit, chalkozyn I, markasyt, kalcyt
2090,1 m	piaskowiec arkozowy	kwarc, piryty, sfaleryt, chalkopiryty I i II, markasyt, galenit, tetraedryt
2148,3 m	iłowiec węglisty	pirotyn, sfaleryt, chalkopiryty I, chalkozyn I, markasyt, galenit
2205,0 m	szarogłaz drobnoziarnisty	

krystalizacji z płynów hydrotermalnych lub ich przebudowy w związku ze spadkiem temperatury, lub zmianą chemizmu środowiska;

II — minerały hipergeniczne powstałe kosztem minerałów zespołu I, w niskiej temperaturze.

#### CHARAKTERYSTYKA MINERAŁÓW KRUSZCOWYCH

##### ZESPÓŁ I

Hematyt jest jednym z najliczniejszych minerałów hydrotermalnych, występuje głównie w niższej termalnych, tlenkowych utworach kruszcowych w postaci śmietany hematytowej, w formie miejscami kolomorficznych naskorupień (grubości od 1 mm do 1 cm) na powierzchniach spekań i luster tektonicznych (Staropole—1, Dachów—1, Borzęcin—1). Partiami intensywnie zastępuje on spoiwo i składniki mineralne skał otaczających, z utworzeniem stref zczerwieńiających. Tej formie występowania hematytu towarzyszy substancja ilasta (kaolinit). Hematyt ten jest wykształcony w postaci drobnodispersyjnej, cechuje go wyraźna anizotropia twardości, natomiast jego cechy optyczne w świetle odbitym spolaryzowanym nie są zbyt wyraźne (pl. IV, 4). Inną mniej liczną formą występowania hematytu jest współudział w tworzeniu

żyłek krystyfikacyjnych i warkoczowych z węglanami, kwarcem, barytem i sporadycznie pirytem. Hematyt występuje tu w dwójakiej postaci: pyłu hematytowego impregnującego węglany lub strefowo treść żyłki (żyłki warkoczowe), a także zindywidualizowanych tabliczkowatych drobnych osobników i agregatów ziarn hematytu na brzegach żyłek (Henrykowice—2, Jawor—1, Milicz—1); (pl. IV, 5). Hematyt jest przeważnie najwcześniejszym składnikiem żyłek kruszcowych. Zaobserwowano miejscami zastępowanie hematytu syderytem (Dachów—1, Piaski—1), przy czym nowo powstałe osobniki syderytu mają kształty tabliczkowe lub pręcikowe, ułożone zgodnie z wydłużeniem żyłki. Podobnie pohematytowy charakter mają zapewne wydzielenia piryty w profilu otworu Milicz—1. W profilu otworu Dachów—1 wydzielono dwie generacje żyłek hydrotermalnych: starszą — hematyt, syderyt, ankeryt i młodszą — kwarc, ankeryt, kalcyt. Przykład ten, a także fakt, iż w żyłkach od partii zewnętrznych do centralnych obserwuje się spadek, a następnie wzrost zawartości żelaza (hematyt, syderyt, ankeryt, kalcyt, kwarc, baryt, kaolinit, hematyt), pozwalają w zgodny z tą kolejnością sposób określić miejsce hematytu w sukcesji mineralnej. Najrzadziej spotykaną formą występień hematytu

są impregnacje hematytowe rozwijające się na ogół w strefach bez wyraźnych spękań, tworzące siatkę drobnych przebarwień, żyłek mgławicowych o teksturze siateczkowej (Lelików—1). Ten rodzaj występowania hematytu, zdaniem S. S. Smirnowa (1956), można równie dobrze uznać za infiltracyjno-diagenetyczny. W stropowych partiach niektórych profilów karbońskich można zaobserwować hipergeniczne zastępowanie hematytu, głównie przez hydrohematyt i getyt, połączone z rozkładem syderytu i ankerytu.

Ponadto hematyt towarzyszy w niektórych profilach mineralizacji siarczkowej (Klepinka IG—1, Wierzchowice—4, Wołczyn IG—1). Reprezentowany jest tu głównie przez drobnodispersyjny pył hematytowy impregnujący treść mineralną żyłek lub wypełniający ich wewnętrzne partie. Inną mniej częstą formą występowania hematytu są listewkowate osobniki rozlokowane w zewnętrznych partiach żyłek lub agregaty listewek w partiach centralnych, zanurzone w słabo anizotropowej masie śmietany hematytowej. Sporadycznie hematyt tworzy samodzielne żyłki, w których od partii zewnętrznych do centralnych cechują go znaczne różnice własności optycznych (anizotropii, dwójdobicia), a także spadek mikrotwardości od 1100 kG/mm<sup>2</sup> do 515 kG/mm<sup>2</sup>. W partiach zewnętrznych tych żyłek osobniki hematytowe są bardziej zindywidualizowane.

W jednym przypadku, w profilu Pogorzela—7, hematyt stanowi około 95 % masy minerałów kruszcowych. Występuje w formie ziarnistych zrostów hipautomorficznych, listewkowatych, rzadziej tabliczkowatych kryształów (pl. IV, 6). Zarysy posiada ostre, zakończenia listewek i wydłużonych tabliczek strzałkowe i lancetowate. Można wyróżnić tu dwie generacje hematytu, różniące się kształtem i wielkością: wspomniane wyżej kryształy hematytu I. generacji, o długości od 0,5 do 3 mm, stanowiące jego główną masę oraz II. generację hematytu — igiełki, strzałki, gwiazdki o wielkości od 0,05 do 0,01 mm, rozlokowane na peryferiach większych kryształów. Podrzednie pomiędzy listewkami hematytu występują tu cienkie tabliczki ilmenitu i krótkie słupki lub izometryczne ziarna rutylu. Ilmenit i rutyl zostały oznaczone w jednym przypadku w utworach kruszcowych z profilu Pogorzela—7. Występują tu sporadycznie cienkie tabliczki ilmenitu i krótkie słupki lub izometryczne ziarna rutylu. Forma występowania rutylu wskazuje, iż powstał on zapewne częściowo w wyniku hydrotermalnego przeobrażenia ilmenitu.

Piryt jest najpospolitszym składnikiem utworów hydrotermalnych w karbońskich skałach podłoża monokliny przedsudeckiej (tab. 2). Występuje w dwóch generacjach.

Piryt I. generacji wykazuje strukturę idiomorfowo-ziarnistą utworzoną przez ziarniste agregaty kryształów lub pojedyncze kryształy wykształcone w postaci dwunastościanu pentagonalnego oraz sześcianu. Agregaty pirytowe są w niektórych profilach silnie pokruszone i wykazują miejscami strukturę kataklazową. Wzdłuż szczelin łupliwości i spękań piryt I jest często zablizniany i zastępowany przez chalkopiryty II, chalkozyn I i II oraz sfaleryt. Lekko trawione agregaty pirytowe wykazują miejscami wybitną budowę pasową (Szymonków IG—1, Smarchowice IG—1; pl. V, 1). Zdaniem Rakczejewa (1971) tego typu budowa pasowa pirytu wywołana jest odstępstwem stosunku Fe i S od stechiometrycznego w środowisku krystalizacji. Kontakt pirytu z minerałami nierudnymi żyłek jest na ogół ostry, partiami zaś koroduje on minerały nierudne skały otaczającej. W profilach, w których współwystępuje z pirotynem (Wołczyn IG—1) jego ilościowa zawartość jest odwrotnie proporcjonalna do zawartości pirotynu. W żyłkach pirotynowych występuje w postaci izolowanych hipautomorficznych kryształków otoczonych przez agregat pirotynowy, bez wyraźnych oznak korozji. Niekiedy zawiera liczne wrostki pirotynu, arsenopirytu, chalkopirytu II (pl. V, 2), chalkozynu I i sfalerytu. Wrostki te mają kształty tabliczkowato-pryzmatyczne, zarysy ostre i ułożone są w sposób zorientowany równolegle do biegu żyłek. Kryształy pirytu I są dość duże — od 0,3 do 1 mm.

Piryt II. generacji stanowi drobnoziarniste masy ziarn o wymiarach od 0,01 do 0,15 mm, wypełniające centralne partie żyłek, niekiedy sklejjące piryt I generacji (Smarchowice IG—1). Nierzadko występuje z markasytem, melnikowitem i związany jest z żyłkami II. generacji (Babimost—1, Szymonków IG—1, Pogorzela—4; pl. V, 3). Metakryształy pirytu zawierają często wrostki chalkopirytu II, sporadycznie sfalerytu i enargitu. W niektórych profilach formy występowania pirytu wskazują, że częściowo powstał on jako produkt przeobrażenia pirotynu (Trzebosz—2, Wołczyn IG—1).

Arsenopiryty oznaczono w dwóch profilach Pogorzela—4 i Wołczyn IG—1. Jest w rozpoznanych tam paragenezach minerałem stosunkowo rzadkim i należy go wiązać z początkowym etapem krystalizacji. Reprezentowany jest przez izolowane, masywne, grubotabliczkowe kryształy (w obrębie agregatów pirytowych) o pokroju romboidalnym. Jego kontakty z pirytem mają cechy zrostu. Podobnie jak współwystępujący z nim piryt jest lekko skataklazowany, a spękania w nim są zabliznione przez chalkozyn I. Sporadycznie w arsenopirycie stwierdzono wrostki chalkopirytu II.

Kobaltyn stwierdzono tylko w jednym profilu

Szymonków IG—1 i jest on w występujących tam utworach kruszcowych minerałem sporadycznym. Automorficzne kryształki kobaltynu rozlokowane są na kontakcie z saflorytem i pirytem. Charakter tych kontaktów oraz fakt, iż tworzy on zorientowane zrosty z saflorytem wskazują na jednoczesność ich krystalizacji (pl. V, 4, 5). Kobaltyn posiada wyraźnie zaznaczoną łupliwość wzdłuż szczelin łupliwości, jest zastępowany przez chalkopiryty II i mniej często przez chalkozyn I. Utworzona w nim przez chalkopiryty II i chalkozyn I gęsta sieć cieniutkich żyłek daje charakterystyczną strukturę kratową. Kobaltyn partiami wykazuje słabą budowę pasową.

Safloryt współwystępuje z kobaltynem w profilu Szymonków IG—1. Automorficzne tabliczki saflorytu narastają na piryty I, tworząc strukturę grzebieniastą. Przestrzenie między tabliczkami saflorytu wypełnia chalkopiryty II i sfaleryt, które często zablizniają też spękania istniejące w saflorycie. Na kontakcie saflorytu z pirytem I nie stwierdzono przejawów korozji. Omawiany safloryt wykazuje wyraźnie dwójjodbcie, co zdaniem Ramdohra (1962) ma związek z podwyższoną zawartością żelaza. Dość często wykazuje on budowę pasową.

Pirotyn oznaczono w kilku z badanych profilów (tab. 2). W niektórych stanowi główny minerał siarczkowy utworów kruszcowych (Wołczyn IG—1), w większości zaś jest bardzo nieliczny (Pogorzela—4, Trzebosz—2). Występuje zarówno w żyłkach kruszcowych, jak i w skale otaczającej. Skupienia pirotynu w żyłkach kruszcowych lokują się w ich zewnętrznych partiach, tworząc równoziarnisty agregat hipautomorficznych i ksenomorficznych kryształków. Ku partiom centralnym żyłek pirotyn wykazuje skłonność do wykształcenia automorficznego. Na brzegach żyłek wnika on zatokowo pomiędzy ziarna kwarcu, węglanów oraz minerały nierudne skały zastępując spoiwo albo też tworzy delikatną siateczkę przerostów i impregnacji, a ponadto partiami skleja strefy rozwarć. W zewnętrznych partiach żyłek pirotyn jest często pokruszony, skatakazowany i skleiony przez młodsze minerały kruszcowe. Pirotyn występujący w skale otaczającej żyłki ma przeważnie formę pojedynczych, hipautomorficznych, drobnych metakryształów, rzadziej agregatów od 2 do 3 ziarn, o kształtach grubotabliczkowych, niekiedy okrągławych, a w zarysach ostrych.

Niektóre ziarna pirotynu występujące w żyłkach zbudowane są z ułożonych na przemian lamelek różniących się odcieniem barwy, siłą odbicia światła, a także intensywnością efektów dwójjodbcia i anizotropii. Ziarna takie są zbudowane z przerastających się heksagonalnej i jednoskośnej odmian pirotynu, co jest charakterystyczne dla jego wysokotemperatu-

rowych wystąpień (Ramdohr 1962). Stopień przeobrażenia pirotynu w skale otaczającej jest na ogół mniejszy niż w żyłkach. Agregaty pirotynowe położone bliżej centralnych partii żyłek uległy procesom desulfuryzacji, polegających na zastąpieniu części pirotynu przez markasyt, rzadziej piryty II z zachowaniem charakterystycznej łupliwości popirotynowej (pl. V, 6). Niekiedy utworzyły się warstwowe przekładańce pirotynowo-markasytowe. W większości badanych profilów stopień desulfuryzacji pirotynu jest na ogół nieznaczny. Pirotyn występuje ponadto w postaci hipautomorficznych wrostków o kształtach tabliczek w piryty I oraz sporadycznie w sfalerycie, co może wskazywać na szeroki zakres temperatur krystalizacji pirotynu. Pirotyn zawiera liczne drobne wrostki sfalerytu i chalkopiryty II, przeważnie o ksenomorficznych, nieregularnych, okrągławych kształtach. Jest on miejscami lekko korodowany przez sfaleryt, chalkopiryty II i chalkozyn I i II. W profilu Trzebosz—2 pirotyn współwystępuje z chalkopirytem w formie równoległych tabliczkowatych zrostów określanymi jako chalkopiroty (Ramdohr 1961); (pl. VI, 1).

Sfaleryt jest tu pospolitym minerałem kruszcowym utworów hydrotermalnych. Stwierdzono go m.in. w profilach Babimost—1, Czerńczyce IG—1, Wołczyn IG—1. W niektórych partiach (np. Wołczyn IG—1 zgląd z żyłki z głębokości 2205,0 m) jest on głównym minerałem kruszcowym. Występuje tu w formie samodzielnych skupień o wymiarach od 0,5 do 4 mm, o pokroju hipautomorficznym i zarysach ostrych. Liczne są w nim drobne odmieszania chalkopiryty I oraz grubsze przerosty chalkopiryty II, chalkozynu I (pl. VI, 2) i drobne wrostki bornitu. Sporadycznie stwierdzono w sfalerycie wrostki pirotynu. Sfaleryt, współwystępujący z pirotynem, obrasta go na krawędziach bez wyraźnych oznak korozji, tworząc intensywnie rozgałęzione formy o wydłużonych kształtach, dostosowane do wolnych przestrzeni między ziarnami minerałów nierudnych. W niektórych profilach (Smarchowice IG—1) sfaleryt koroduje minerały nierudne skały otaczającej (pl. VI, 3) i zawiera okrągławe wrostki galenitu. Sfaleryt ten jest intensywnie zastępowany od brzegów przez tetradryt i galenit. Sfaleryt jest przeważnie nieprzezroczysty lub lekko prześwieca dając żółte lub czerwono-brunatne refleksy wewnętrzne. Lekko podtrawione wydzielania sfalerytu wykazują budowę bliźniaczą (Szymonków IG—1).

W profilach, w których jest składnikiem podrzędnym (Czerńczyce IG—1, Kłępinka IG—1), występuje w formie hipautomorficznych bądź ksenomorficznych, rozgałęzionych ziarn wypełniających przestrzenie intergranularne pomiędzy ziarnami węglanów.

Chalkopiryty rozpoznano w większości zbada-

nych profilów wiertniczych, w których stwierdzono mineralizację hydrotermalną (tab. 2). Ilościowo stanowi drugi po pirycie siarczkowy składnik utworów kruszcowych. Występuje w dwóch generacjach:

Chalkopiryty I — najwcześniejszy, w formie odmieszania w sfalerycie o wielkości od 0,01 do 0,03 mm i najczęściej wydłużonym kształcie, ułożonych zgodnie z łupliwością sfalerytu (pl. VI, 4). Chalkopiryty I powstał w wyniku rozpadu rozwiworu stałego w związku z ograniczoną mieszalnością  $\text{CuFeS}_2$  i  $\text{ZnS}$  ze spadkiem temperatury poniżej  $550^\circ\text{C}$  (Ramdohr 1962),  $520^\circ\text{C}$  (Cabri 1973). Chalkopiryty I stwierdzono wyłącznie w profilu Wołczyn IG—1.

Chalkopiryty II współwystępuje z bardzo różnymi asocjacjami minerałów w badanych utworach kruszcowych, co może wskazywać na szeroki zakres temperatur krystalizacji tego minerału. Ilościowo najliczniejsze są współwystąpienia chalkopiryty II z pirotynem, sfalerytem, chalkozynem I, bornitem i galenitem. Stosunki pomiędzy tymi minerałami wskazują, że większość kryształów chalkopiryty II jest późniejsza od pirotynu, chalkozynu I i sfalerytu, a wcześniejsza od chalkozynu II, bornitu i galenitu. W części profili chalkopiryty II wykazuje w świetle odbitym barwę jasnożółtą z zielonkawym odcieniem i silną anizotropię, co wskazuje na wyższe temperatury krystalizacji (Wołczyn IG—1, Szymonków IG—1, Pogorzela—4), w większości zaś odznacza się żółtą barwą i średnią lub słabą anizotropią wskazującą na niższe temperatury krystalizacji (Babimost—1, Kłépinka IG—1, Kowalewo—1). Reprezentowany jest głównie przez rozległe, agregatowe skupienia otaczające pojedyncze kryształki i agregaty pirytowe, partiami intensywnie je korodując (pl. VI, 5). Kształty kryształów chalkopiryty II dopasowują się na ogół do wolnych przestrzeni pomiędzy minerałami nierudnymi, na kontakcie z którymi zarysy chalkopiryty II są przeważnie ostre, tylko partiami rozmyte i korozyjne (Trzebosz—2). W strefach silnie spękanych skłaja on nierudne minerały skały; partiami w profilu Smarchowice IG—1 zaobserwowano zastępowanie spoiwa przez chalkopiryty II, tworzący w otoczeniu żyłek kruszcowych rozległe strefy mineralizacji typu impregnacyjnego.

Chalkopiryty II jest lekko korodowany przez sfaleryt, bornit, chalkozyn II, a intensywnie zastępowany przez tetradryt i galenit. Niektóre kontakty chalkopiryty II ze sfalerytem i bornitem mają cechy zrostu (pl. VI, 6). Dość częste są w chalkopirytycie II igłowate wrostki hematytu (pl. VII, 4; Trzebosz—2, Wierzchowice—4, Kłépinka IG—1) i sporadycznie sfalerytu i walerytu (pl. VII, 1). Agregaty ziarn chalkopiryty II są dość często spękane. Wzdłuż

spękań i od zewnątrz jest on partiami zastępowany przez hipergeniczny chalkozyn III i kupryt (pl. VII, 2).

Kubanit stwierdzono jako składnik akcesoryczny w profilu Wołczyn IG—1. Ma on formę listewek rozlokowanych na peryferiach agregatów chalkopirytowych. Kubanit cechuje w świetle odbitym barwa brunatna, efekt anizotropii niezbyt silny, ale mocniejszy niż w chalkopirytycie II. Powstał on w wyniku odmieszania nadmiaru  $\text{FeS}_2$  w chalkopirytycie w temperaturze od  $250$  do  $300^\circ\text{C}$  (Ramdohr 1962).

Waleryt oznaczono w profilu Wierzchowice—4. Tworzy tam mikrolity w chalkopirytycie II widoczne jedynie przy bardzo dużych powiększeniach, głównie dzięki silnej anizotropii. Grupują się one zwykle po kilka w pewnych partiach ziarn chalkopiryty II, w sposób optycznie zorientowany, jednocześnie wygaszając światło. Kształty wydzieleni walerytu są okrągławe, zarysy dość ostre. Waleryt powstał w wyniku odmieszania nadmiaru  $\text{FeS}$  w chalkopirytycie II, wskutek ograniczenia ich mieszalności ze spadkiem temperatury od  $200$ — $250^\circ\text{C}$  (Ramdohr 1962).

Chalkozyn jest minerałem ilościowo podrzędnym stwierdzonym m.in. w profilach Smarchowice IG—1, Wierzchowice—1, Szymonków IG—1. Występuje on w dwóch odmianach: wysoko i niskotemperaturowej.

Chalkozyn I reprezentowany jest głównie przez drobne żyłeczki wzdłuż szczelin łupliwości i spękań zablizniające piryty I, kobaltyn i pirotyn (pl. VII, 3). Jego wystąpienia nie są zbyt liczne, jest minerałem wcześniejszym od większości skupień chalkopiryty II, którego żyłeczki przecina chalkozyn I (Szymonków IG—1, Smarchowice IG—1). Jego cechy optyczne — barwa jasnoszara z niebieskawym odcieniem, wysoka zdolność refleksyjna, izotropia — wskazują na wysokotemperaturowy neodigenit (Ramdohr 1962), diagenit (Barton 1973).

Chalkozyn II jest minerałem znacznie częstszym od chalkozynu I. Występuje w ściślejszej paragenzie z chalkopirytem II i sfalerytem. Formy jego ziarn są zwykle ksenomorficzne, na kontakcie z minerałami nierudnymi posiadają zarysy dość ostre. Kontakty chalkozynu II z chalkopirytem II mają przeważnie cechy zrostów, natomiast ze sfalerytem, pirytem II i pirotynem wykazują charakter korozyjny. Częste są wrostki chalkozynu II w pirycie I, chalkopirytycie II, sfalerycie, we wrostkach tych często towarzyszy mu bornit. Cechy optyczne tej odmiany chalkozynu — barwa biała z niebieskawym odcieniem, izotropia i wysoka zdolność refleksyjna — wskazują na niskotemperaturową  $< 103^\circ\text{C}$  odmianę rombowego chalkozynu, w niektórych przypadkach (Wołczyn IG—1) powstałą zapewne jako paramorfoza po wysokotemperaturowym chalkozynie I (Ramdohr 1962).

Bornit jest w omawianych utworach hydrotermalnych minerałem spotykanym dość często (tab. 2). Nie stanowi jednak w żadnym z przebadanych profilów większych nagromadzeń. Współwystępuje z chalkopirytem II i sfalerytem, a ich kontakty mają przeważnie cechy zrostu (pl. VII, 5). Bornit obrasta bez wyraźnej korozji piryty I (pl. VII, 6) i chalkopiryty II, tworząc niepełne otoczki wokół ich ziarn i agregatów. Samodzielne wystąpienia bornitu mają formę ksenomorficzną, kształty przeważnie robaczkowate. Miejscami bornit ujawnia poligonalne spękania i postępującą od tych spękań plamistą zmianę barwy na szaro-brunatną, cechę charakterystyczną dla przeobrażeń hipergenicznych (Wierzchowice—1). W profilu Wołczyn IG—1 bornit obrastający chalkopiryty II jest zastępowany przez hipergeniczny chalkozyn III. Sporadycznie bornit występuje w postaci wrostków w sfalerycie, chalkopirycie II i chalkozynie II. Bornit w świetle odbitym wykazuje barwę różową do wrzosowej oraz lekką anizotropię.

Enargit oznaczono w profilu Szymonków IG—1, gdzie występuje wyłącznie w postaci wrostków w meta-kryształach piryty. Wrostki te posiadają kształty tabliczkowato-pryzmatyczne.

Markasyt jest częstym minerałem w omawianych utworach kruszcowych. Wyróżniono dwie jego generacje: markasyt I związany z średnimi temperaturami krystalizacji i markasyt II związany z jej końcowym niskotemperaturowym etapem.

Markasyt I jest mniej liczny od markasytu II, cechuje go w świetle odbitym barwa biała z lekkim zielonkawym odcieniem, silna anizotropia z efektem barwnym i wyraźne dwójodbicie. Występuje przeważnie w asocjacji z pirotytem. Charakter ich kontaktów wskazuje na zastąpienia popirotynowe, co związane było zapewne ze zmianą chemizmu środowiska w trakcie krystalizacji. O tym, że proces ten nie miał charakteru egzogenicznego świadczą żyłki chalkozynu I, zablizniające spękania w pirotycie, a przedłużające się bez zmian w markasyt (Wołczyn IG—1). W niektórych profilach wchodzi w skład agregatów pirytowych, gdzie zarysy jego kryształów są ostre, formy hipautomorficzne; markasyt ten powstał zapewne w wyniku bezpośredniej krystalizacji z płynów hydrotermalnych.

Markasyt II jest głównym składnikiem kruszcowym niskotermalnych żyłek II. generacji. Forma skupień markasytu II jest przeważnie drobnoziarnista o strukturze rozetkowo-agregatowej, strzępiastej i pierzastej (pl. VIII, 1). Cechują go korozyjne kontakty ze wszystkimi minerałami żyłek, z wyjątkiem niektórych nagromadzeń chalkopiryty (pl. VIII, 2). Charakter jego skupień oraz sposób współwystępo-

wania z melnikowitem, markasytem i pirytem II wskazują na synerezyjne pochodzenie markasytu II. W świetle odbitym cechuje go anormalnie jasna barwa i partiami obniżona anizotropia.

Emplektyt (?) — minerał zbliżony w znacznym stopniu swymi cechami optycznymi do emplektytu oznaczono w żyłkach hydrotermalnych z profilu Międzybórz—4. Pomiędzy kryształkami kalcytu stwierdzono tu minerał o barwie różowobrazowej, silnie anizotropowy i bardzo miękki. Jego skupienia mają kształty okrągławe, izometryczne, zarysy nieostre i rozmyte. Zdolność refleksyjna względna mierzona do kalcytu jest zaniżona, co może być spowodowane zauważalnymi procesami przeobrażeń hipergenicznych. Ponieważ podobne cechy optyczne wykazuje szereg innych minerałów z grupy siarkosoli bizmutowych, a nieduża wielkość jego wydzieleni nie pozwalała potwierdzić oznaczenia innymi metodami opatrzone je znakiem zapytania.

Bismut rodzimy oznaczono w profilach Międzybórz—4 i Smarchowice IG—1. Napotkano kilka jego skupień w zakątkach pomiędzy minerałami nierudnymi, bez wyraźnych kontaktów z minerałami siarczkowymi. Mają one zarysy rozmyte, a formę agregatowo-ziarnistą.

Galenit jest bardzo pospolitym składnikiem kruszcowym utworów hydrotermalnych i rozpoznano go w znacznej ilości profilów (tab. 2), nie stanowi jednak większych nagromadzeń. Związany jest głównie z siecią drobnych żyłek należących do młodszej generacji, tnących skały karbońskie w innym azymucie. Występuje w nich w dwojakiej postaci. Pierwsza to izolowane hipautomorficzne lub ksenomorficzne kryształy od 1 do 3 mm w centralnych partiach żyłek. Kryształy te mają zarysy nieostre i korozyjny charakter kontaktu z minerałami nierudnymi (pl. VIII, 3). Jest to główna forma występowania galenitu.

Druga postać to wrostki w chalkopirycie II, sfalerycie i węglanach, o kształtach okrągławych, kropłowatych, niezbyt rozgałęzionych. Przy polerowaniu wrostki galenitu w sfalerycie uzyskują charakter leżkowaty z rozmazaną otoczką (pl. VIII, 4). W niektórych profilach stwierdzono zastępowanie przez galenit sfalerytu (Szymonków IG—1) i chalkopiryty II (Smarchowice IG—1).

Tetraedryt napotkano w profilach Smarchowice IG—1 i Wołczyn IG—1. Występuje w drobnych ilościach w paragenezie z chalkopirytem II i sfalerytem, które na brzegach (pl. VIII, 5) i od szczelin łupliwości intensywnie zastępuje. Proces zastępowania tetraedrytem jest silniej wyrażony w stosunku do sfalerytu. W niektórych przypadkach, w wyniku zastępowania sfalerytu tetraedrytem, powstały pseudomorfozy te-

traedrytowe zawierające tylko drobne, nieregularne relikty sfalerytu.

Bulanżeryt stwierdzono w żyłkach hydrotermalnych II. generacji z profilu Babimost—1. Jest tam minerałem całkiem sporadycznym, wykształconym w formie drobnych pałeczkowatych wrostków w węglanach. Napotkano tylko jeden większy hipautomorficzny kryształ bulanżerytu (pl. VIII, 6). Od galenitu różni go zarówno niższa zdolność refleksyjna, jak i słabo wyrażona anizotropia, a przede wszystkim twardość. Dla galenitu uzyskano tu sklerometrem twardość w granicach 66—85 kG/mm<sup>2</sup>, a dla bulanżerytu od 120 do 135 kG/mm<sup>2</sup>.

Pirargiryt stwierdzono tylko w dwóch przypadkach w postaci wrostków w galenicie z profilu Czerńczyce IG—1. Wrostki te mają nieregularne, robaczkowate kształty.

Melnikowit—markasyt i melnikowit—piryt zidentyfikowano w kilku profilach. Można tu wyróżnić dwie grupy genetyczne tych minerałów. Pierwsza z nich to powstałe w wyniku przeobrażenia pirotynu, produkty przejściowe rekrystalizacji w piryty i markasyt (Wołczyn IG—1, Trzebosz—2). Druga — znacznie liczniejsza ilościowo — bezpośrednio krystalizujące z płynów hydrotermalnych, tworzące niskotermalne żyłki kruszcowe i kolomorficzne wypełnienia centralnych partii żyłek wysokotermalnych (Szymonków IG—1, Wołczyn IG—1, Pogorzela—7). W tej postaci współwystępuje melnikowit z pirytem II i markasytem II, w formie drobnoziarnistych agregatów o różnym stopniu rekrystalizacji — sklejących, korodujących i zastępujących wcześniej wydzielone minerały (pl. IX, 1, 2).

#### ZESPÓŁ II

Limonit jest tu najczęstszym produktem przeobrażeń minerałów kruszczowych. W profilach Przygodzice—1, Kaniów—1, Radziądź—5 występuje w postaci naskorupień na powierzchniach szczelin, ściankach żyłek lub drobnych ziarek pomiędzy minerałami nierudnymi. Jego nagromadzenia wykazują tekstury porowate, ziemiste i proskowe, rzadziej komórkowe. Często tworzy pseudomorfozy po syderycie, naśladując w ogólnym rysunku porowatości jego rombowa łupliwość. Wyraźne pseudomorfozy limonitowe po minerałach siarczkowych są spotykane rzadko, co spowodowane jest zapewne znacznym rozluźnieniem produktów wietrzenia (ługowanie określonych składników, wysychanie żeli). Skupienia limonitu złożone są drobno- i skrytokrystalicznych agregatów o silnych refleksach wewnętrznych, na których podstawie można przypuszczać, że głównym ich składnikiem jest getyt. Tekstury komórkowe trójkątne typu zastąpienia stwier-

dzono w otworze Radziądź—5, zespół ich cech wskazuje na powstanie w wyniku zastąpienia bornitu (S. S. Smirnow 1956).

W pozostałych badanych profilach limonit występuje sporadycznie, współwystępując z chalkozynem III i kowelinem w otoczkach na siarczkowych minerałach kruszczowych; w kilku przypadkach stwierdzono jego drobne grudki w obrębie markasytowych agregatów popirotynowych.

Getyt, podobnie jak występujący z nim w ścisłej paragenezie hydrohematyt, nie jest minerałem zbyt liczny. Od hydrohematytu wyróżnia go niższa zdolność refleksyjna i barwa refleksów wewnętrznych. Formy kryształów getytu i hydrohematytu to cienkie tabliczki i igłowate masy wypełniające żyłki, jak również zonalno-kolomorficzne naskorupienia na ściankach żyłek. Nie stwierdzono występowania getytu i hydrohematytu w pseudomorfozach po minerałach siarczkowych.

Chalkozyn III i kowelin stwierdzono w profilach Trzebosz—2, Smarchowice IG—1, Wołczyn IG—1 i Wierzchowice—1. Proces zastąpienia hipergenicznego przebiega tu w dwojaki sposób: od brzegów ziarn minerału zastępowanego głównie chalkopiryty II, wzdłuż których powstaje otoczka chalkozynowo-kowelinowa (pl. IX, 3), bądź wzdłuż pęknięć i szczelin przez powstanie płomykowatych odgałęzień, które rozszerzają się zastępując coraz większe partie minerałów. Zarówno chalkozyn III, jak i kowelin występujące w agregatach są drobnoziarniste i granice pomiędzy nimi są słabo widoczne. Kowelin wyróżnia się bardziej niebieską barwą i w przeciwieństwie do chalkozynu III jest wyraźnie anizotropowy, co ułatwia rozróżnienie tych minerałów przy skrzyżowanych nikolach. Cechy optyczne chalkozynu III — niebieska barwa, zdolność refleksyjna względna około 20 % i słabo wyrażona anizotropia — pozwalają sądzić, że jest to hipergeniczna odmiana rombowego chalkozynu. W profilu Pogorzela—7 stwierdzono chalkozyn III w asocjacji z azurytem i malachitem.

Azuryt i malachit rozpoznano m.in. w profilach Kaniów—1, Smarchowice IG—1, Pogorzela—7, Wierzchowice—1. Procesy zastępowania przez te minerały nie są zbyt silnie wyrażone. Tworzą one jedynie cieniutkie delikatne otoczki lub nieduże plamkowe skupienia w macierzystym mineralu siarczkowym — głównie w chalkopiryty II — lub rozmyte impregnacje w obrębie masy limonitowej (Radziądź—5, Przygodzice—1).

Bornit pochodzenia hipergenicznego oznaczono w profilach Wierzchowice IG—1 i Trzebosz—2. Zastępuje tam odmianę bornitu pochodzenia hydrotermalnego. Proces ten zachodzi z utworzeniem poli-



gonalnych spękań, od których postępuje zastępowanie objawiające się w zmianie barwy na szarobrunatną.

Kupryt występuje w profilach Wierzchowice—1, Kaniów—1, gdzie reprezentowany jest przez hiper-geniczne zastąpienia chalkopiryty II, niekiedy całkowicie wypełniające jego mniejsze ziarna. Cechuje go barwa biała z silnym niebieskim odcieniem i słabo wyrażona anizotropia. W profilu Kaniów—1 zawiera okrągławe wrostki miedzi rodzimej i relikty bornitu (pl. IX, 4).

Tenoryt oznaczono tylko w jednym przypadku w profilu Wołczyn IG—1. Automorficzne kryształki tenorytu o pokroju sześciennym obrastają tu większy agregat bornitu zastępowany przez azuryt i malachit.

#### CHARAKTERYSTYKA MINERALÓW NIEKRUSZCOWYCH

Wśród minerałów niekruszcowych stwierdzono obecność jasnozielonego chlorytu o sinych nadnormalnych barwach interferencyjnych, chlorytu zielonego o brunatnych subnormalnych barwach inter-

ferencyjnych, anhydrytu I, skalenia potasowego, kwarcu I, syderytu, ankerytu, chalcedonu, dolomitu, kalcytu, kwarcu II, anhydrytu II, gipsu, barytu i kaolinitu.

23 próbki treści mineralnej żyłek, z wstępnie odseparowanymi minerałami siarczkowymi, poddano jakościowej analizie rentgenowskiej, której wyniki przedstawiono w tabeli 3. Miało to na celu zidentyfikowanie substancji ilastej, współwystępującej z hematytem oraz trudnych do rozróżnienia metodami mikroskopowymi węglanów — ankerytu i dolomitu.

Chloryt jest minerałem stwierdzanym dość sporadycznie. Występuje w żyłkach hydrotermalnych w dwojakiej postaci. Pierwsza to rozetkowe wydzielienia słabo zielonkawego chlorytu narastające na kontakcie żyłki ze skałą otaczającą, a także jego wrostki w kwarcu. Chloryt ten cechują sine nadnormalne barwy interferencyjne i ujemny znak optyczny, co wskazuje na pennin. Powstał on zapewne częściowo w wyniku procesów chlorytyzacji minerałów ciemnych, rozwijającej się na kontakcie żyłek i skał otaczających (Pogorzela—7), częściowo w wyniku bezpośredniej

Tabela 3

Wyniki rentgenowskiej analizy jakościowej minerałów nierudnych wchodzących w skład utworów hydrotermalnych  
Results of x-ray qualitative analysis of non-ore minerals included in hydrothermal formations

Nazwa otworu, głębokość pobrania prób Name of well, depth of collecting the samples	Główne składniki Main components	Składniki podrzędne Secondary components	Składniki śladowe Trace components
1	2	3	4
Babimost—1 2533,0 m	kalcyt, kwarc, baryt	syderyt	
Bogdaj—5 1599,8 m	ankeryt, anhydryt, kwarc	baryt	syderyt, piryt
Borzęcin—1 1839,5 m	hematyt, kaolinit		
Dąbcze—2 2204,6 m	ankeryt, baryt		kalcyt
Henrykowice—2 1664,2 m	kalcyt, kwarc	hematyt, syderyt, baryt	
Kłépinka IG—1 482,0 m	kwarc, kalcyt	hematyt	chalkopiryt, sfaleryt
Kowalewo—1 155,0 m	ankeryt, kwarc	kaolinit, baryt	hematyt
Lasowice—1 1867,1 m	kalcyt, anhydryt	gips, kwarc	
Wołczyn IG—1 2082,0 m	kalcyt, kwarc	chloryt, plagioklaz	
Wołczyn IG—1 2141,0 m	kalcyt		
Wołczyn IG—1 2148,1 m	kalcyt, kwarc		
Wołczyn 2302,5 m	kalcyt		

krystalizacji z płynów hydrotermalnych (Wierzcho-  
wice—4, Wołczyn IG—1). Druga postać to zielony  
chloryt o brunatnych subnormalnych barwach inter-  
ferencyjnych, współwystępujący z kwarcem I. gene-  
racji (Wołczyn IG—1). Forma jego wydzieliń to rów-  
noległe agregaty blaszkowe o kształtach robacz-  
kowych, często powyginanych. Tworzą one agrega-  
towe wypełnienia pomiędzy hipautomorficznymi kry-  
ształkami kwarcu I lub wrostki w kwarcu I (pl. IX, 5).  
Cechy tego chlorytu — barwa zielona, dodatni znak  
optyczny, brunatne subnormalne barwy interferen-  
cyjne — wskazują na chloryt żelazisto-magnezowy  
(piknochloryt). Ta odmiana chlorytu tworzyła się za-  
pewne w wyniku bezpośredniej krystalizacji z wysoko-  
temperaturowych płynów hydrotermalnych. Analiza  
rentgenowska tego chlorytu wskazuje na polityp IIb,  
według klasyfikacji Browna i Baileya (1962).

Skaleń potasowy jest minerałem równie częstym  
jak chloryt, występującym w ścistej paragenezie  
z kwarcem I w żyłkach wysokotermalnych (Wołczyn  
IG—1). Jego formy to wydłużone hipautomorficzne  
lub automorficzne kryształki rozlokowane wśród  
ziarn kwarcu, rzadziej cieniutkie żyłki, tnące po-  
przecznie lub wzdłużnie strefę kwarcu I, urywające  
się na minerałach węglanowych. Cechują go chara-  
kterystyczne ostre, rombówce przekroje kryształków,  
sektorowe wygaszanie światła i plamiste zmętnienia,  
co wskazuje na hydrotermalną odmianę skalenia  
potasowego — adular.

Sydyryt jest bardzo pospolitym minerałem nie-  
kruszcowym w omawianych utworach, choć ilościowo  
niezbyt znacznym. Częstymi formami tego minerału  
są ziarna ksenomorficzne, rzadziej hipautomorficzne,  
którym niekiedy towarzyszą romboedry z lamelkami  
bliźniaczymi. Występuje zwykle w zewnętrznych  
partiach żyłek w paragenezie z kwarcem I i hematytym.  
Niektórych ziarna sydyrytu w żyłkach otwierających się  
parokrotnie układają się w smugi równoległe do  
ich krawędzi (pl. IX, 6). Ponadto sydyryt jest licznie  
reprezentowany w zmetasomatyżowanych — zsydyry-  
tyzowanych strefach skał otaczających. W miarę od-  
dalania się od żyłek zawartość jego w skałach otacza-  
jących maleje. Występuje tutaj w formie zastępującej  
spoiwo i częściej drobnych, okrągławych, metasoma-  
tycznych skupień. Niektóre z ziarn sydyrytu wska-  
zują, że powstał on przez zastąpienie hematytu.  
W płytkach cienkich jest brunatnawy z licznymi  
pigmentacjami tlenków żelaza lub niekiedy z wrostkami  
listewek hematytu ułożonymi wzdłuż szczelin  
łupliwości romboedrycznej.

Ankeryt jest następnym ilościowo po kalcycie  
minerałem nierudnym. Wypełnia zwykle strefy żyłek  
od partii zewnętrznych do partii centralnych — w żył-  
kach polimineralnych, ponadto tworzy samodzielne

żyłki ankerytowe lub częściej ankerytowo-kwarcowe  
o grubości do 2 cm. W płytkach cienkich jest bez-  
barwny lub lekko brunatno zabarwiony. Zawiera  
bardzo liczne pigmentacje żelaziste, rozlokowane  
wzdłuż szczelin łupliwości romboedrycznej (pl. X, 1).  
Tworzy zwykle agregaty ksenomorficznych ziarn  
lub hipautomorficznych romboedrów, które partiami  
są zaokrąglone. Agregaty ankerytowe są zwykle grubo  
i średnioziarniste, rzadziej drobnoziarniste. Minerał  
ten jest trudno odróżnialny od dolomitu, którego  
jest żelazistą odmianą i z którym łączą go ciągłe  
przejścia poprzez dolomit żelazisty. Pomocna okazała  
się przy ich rozróżnieniu analiza rentgenowska, choć  
nie zawsze interpretacja była jednoznaczna, zwłaszcza  
w przypadku ankerytów o niskiej zawartości żelaza.  
Wydaje się, iż w niektórych żyłkach polimineralnych  
istnieje ciągle przejście (od partii zewnętrznych do  
centralnych) ankerytu do dolomitu, przy czym ilościowo  
zawartość ankerytu jest znacznie większa. Poza  
żyłkami ankerytu występuje w skale otaczającej, jako  
produkt metasomatycznego zastępowania spoiwa ska-  
ły w procesach ankerytyzacji.

Dolomit nie stanowi ilościowo większych na-  
gromadzeń, choć występuje dość często w drobnych  
ilościach, współwystępując z kalcycem w wewnętrz-  
nych partiach żyłek kruszcowych. Tylko w otworze  
Smarchowice IG—1, gdzie współwystępuje z barytem,  
jest ilościowo minerałem znaczącym. Sporadycznie  
w niektórych profilach stwierdzono występowanie  
cieniutkich (od 2 do 3 mm) żyłek dolomitowych, nie  
zawierających minerałów kruszcowych. Dolomit  
w takich utworach jest drobnoziarnisty lub mikro-  
kryształiczny, a w stosunku do współwystępującego  
z nim kalcytu zwykle automorficzny. Od kalcytu od-  
różniają go wyższe współczynniki załamania oraz  
odmienna orientacja prążków bliźniaczych. Od an-  
kerytu jest trudno odróżnialny. W porównaniu z nim  
wykazuje niższe współczynniki załamania i dwójło-  
mność, inne wykształcenie i barwę oraz brak pigmen-  
tacji żelazistych.

Kalcyt jest najliczniejszym minerałem nierudnym  
żyłek kruszcowych. Występuje głównie w centralnych  
partiach żyłek polimineralnych lub tworzy samodzi-  
elne żyłki monomineralne o grubości od 1 do 2 cm.  
Współwystępuje z kwarcem II. generacji i anhydry-  
tem II, rzadziej z barytem, gipsem i kaolinitem.  
Przeważająca forma jego wykształcenia w żyłkach to  
agregaty grubokryształicznych ziarn z polisyntetyczny-  
mi zbliźniczeniami krzyżującymi się ukośnie. W par-  
tiach żyłek otwartych kryształły kalcytu wykrystalizo-  
wane w próżni zwykle wykształciły postać skaleno-  
edryczną. Znacznie rzadsze są wydzielenia kalcytu  
w postaci drobnoziarnistych mas wypełniających wne-  
trza żyłek. Sporadycznie stwierdzono kalcyt wykształ-

cony w postaci włóknistej, występujący na kontakcie ze skałą otaczającą (Kaniów—1) oraz o formach delikatnych listewek (Dachów—1). Kalcyt jest zwykle dość czysty, przezroczysty lub mleczny, tylko sporadycznie zawiera niewielkie okrągławe skupienia kaolinitu (Międzybórz—4) lub zabarwiony jest na czerwono od pyłu hematytowego.

Minerały grupy krzemionki są najliczniejszym ilościowo składnikiem utworów hydrotermalnych obok minerałów węglanowych. Reprezentowane są przez kwarc i chalcedon. Można tu wyróżnić dwie generacje kwarcu.

Kwarc I. generacji stanowi wspólnie z anhydrytem I i syderytem najwcześniejszy składnik nierudny żyłek, natomiast kwarc II. generacji współwystępuje ściśle z kalcytem w centralnych partiach żyłek. Zarówno kwarc I, jak i II cechuje duża skłonność do automorficznego wykształcenia. Kwarc II w żyłkach o budowie złożonej występuje zwykle w ich centralnych partiach, w kalcyście — w formie automorficznych kryształków o pokroju sześciennym (Babimost—1, Smarchowice IG—1 — pl. X, 2). Kwarc I jest nieco mniej automorficzny i zwykle prawidłowo wykształcone ma jedynie ściany boczne słupa trygonalnego lub piramidy. Kwarc starszej generacji bardzo często wykazuje strukturę mozaikową, kataklastyczną. Niekiedy ułożony jest rozetkowo, smużyście wygaszając światło (pl. X, 3). Niektóre automorficzne kryształy kwarcu narastają pionowo (krustyfikacyjnie) na ściankach żyłek i są prawidłowo zakończone piramidkami, co wskazuje, iż krystalizowały w próżni, która następnie została wypełniona przez węglany. Starsza generacja kwarcu ma tendencję do występowania w strefach metasomatycznie zsylikowanych i wiekowo wydaje się poprzedzać ankerytyzację i syderytyzację w skałach otaczających. Na kontaktach żyłek kwarcowych ze skałami otaczającymi często wytwarzały się strefy reakcyjne, w swym wykształceniu podobne do przerostów granofirowych (Wołczyn IG—1).

Chalcedon występuje w ściślej paragenezie z węglanami, głównie z ankerytem i dolomitem. Tworzy z nimi liczne przerosty i wydzielienia w przestrzeniach międzyziarnowych. Niektóre z tych przerostów mają cechy warstwowych przekładańców węglanowo-chalcedonowych (Smarchowice IG—1, fig. 1). Forma jego skupień jest zwykle rozetkowa, sferolityczna lub skorupowo-naciekowa. Mikrostruktura chalcedonu jest przeważnie włóknista z promienistym, wachlarzowym lub sferolitycznym ułożeniem włókien. Powstał on zapewne w wyniku rekrystalizacji wytrąconej z roztworu krzemionki koloidalnej — opalu.

Anhydryt jest minerałem dość częstym i ilościowo można go zaliczyć w niektórych profilach (Pogorze-

la—4, Pogorzela—7, Szymonków IG—1) do głównych składników żyłek hydrotermalnych. Wyróżniono dwie generacje anhydrytu: Anhydryt I. generacji wysokotemperaturowej (Pogorzela—7, Szymonków IG—1), który występuje w zewnętrznych partiach żyłek wspólnie z kwarcem I. generacji i syderytem. Anhydryt II. generacji niskotemperaturowej, który występuje w centralnych partiach żyłek w paragenezie z barytem i kalcytem (Bogdaj—5, pl. X, 4). Tworzy monokryształy o pokroju tabliczek, często z pojedynczymi lub wielokrotnymi lamelkami bliźniaczymi (101), krzyżującymi się pod kątem 86°. Anhydryt ma niekiedy formę ostrych strzałek lub bardzo płaskich tabliczek, zakończonych lancetowato. Anhydryt I powstał zapewne przez krystalizację z roztworów hydrotermalnych (Iwao 1956; Little 1969). Anhydryt II mógł powstać częściowo wtórnie, np. wskutek oddziaływania związków siarki z procesów wulkanicznych na kalcyt (Nagell 1957). Oprócz anhydrytu pochodzenia hydrotermalnego pospolity jest anhydryt utworzony w wyniku reakcji kwasu siarkowego z węglanami, co stanowi typ przeobrażeń związanych ze strefami zmian hipergenicznych i diagenetycznych. Źródła kwasu siarkowego należy upatrywać w rozkładzie siarczków metali (Żemczużnikow, Ginzburg 1960).

Gips stwierdzano sporadycznie. Napotkany został tylko w niektórych profilach (Lasowice—1, Szymonków IG—1). Występuje wyłącznie w centralnych partiach żyłek wspólnie z anhydrytem i kalcytem. Stwierdzono skupienia gipsu w dwóch postaciach: wydłużonych listewkowatych kryształków wykształconych na ogół poprzecznie do monokryształów anhydrytowych ułożonych zgodnie z biegiem żyłek i gipsu włóknistego wypełniającego zakątki pomiędzy większymi ziarnami innych minerałów. Sposób jego wykształcenia wskazuje na procesy hydrotermalne niskich temperatur (Osborne 1941).

Baryt jest częstym, choć ilościowo nieznacznym składnikiem żyłek kruszcowych. Wspólnie z kaolinitem jest jednym z najmłodszych składników omawianych paragenez i zwykle występuje w centralnych partiach żyłek. Tylko w jednym przypadku, w niektórych żyłkach otworu Smarchowice IG—1, występuje w dużej ilości, stanowiąc główny minerał nierudny żyłek (pl. X, 5). Zwykłą jego formę stanowią kryształy rombów o pokroju tabliczkowym (Syców—2, Pierwszów—1) lub skupienia ziarniste, pręcikowe, (Bogdaj—5), pierzaste, agregatowe i sferolityczne (Smarchowice IG—1). Bardzo często baryt występujący w centralnych partiach żyłek jest zabarwiony na czerwono od rozproszanego w nim pyłu hematytowego (czerwony szpat).

Kaolinit to minerał ilościowo dość częsty, szcze-

gólnie w niskotermalnych utworach tlenkowych występujących w formie wypełniającej szczeliny tektoniczne śmietany hematytowej. Ze względu na silne zabarwienie pyłem hematytowym jest trudny do oznaczenia mikroskopowo. W kilku przypadkach oznaczono go metodą rentgenowską. W innych wyróżnionych typach utworów hydrotermalnych jest on stosunkowo nieliczny i niezbyt często spotykany. Zwykle występuje w środkowych partiach żyłek w formie soczewkowatych, drobnych, agregatowych skupień pomiędzy ziarnami innych minerałów nierudnych (Szymonków IG—3, Brzostowo—1, Bogdaj—5). Miejscami współwystępuje z kalcytem w formie okrągławych agregatowych wrostków kaolinitu tworzących jego „ospowata” powierzchnię. Bardzo rzadko drobnołuseczkowy kaolinit tworzy samodzielne cienkie żyłki rzędu od kilkudziesięciu  $\mu\text{m}$  do 1 mm, przecinające i zablizniające splekane żyłki starszych generacji (Babimost—1). Mikrostruktura wydzieleni kaolinitu jest zwykle agregatowo-blaszkowa, przy czym blaszki kaolinitu są ułożone przeważnie wachlarzowo.

#### WYNIKI BADAŃ TERMOBAROGEOCHEMICZNYCH

W odczytaniu warunków mineralizacji wykorzystano minerały wskaźnikowe, wzajemne stosunki minerałów kruszcowych oraz ich stosunek do minerałów nierudnych i skał otaczających. Ponadto na podstawie licznych drobnych inkluzji fluidalnych, występujących w minerałach niekruszcowych żyłek hydrotermalnych, wykonano wskaźnikowe badania termobarogeochemiczne. W celu uzyskania dużej wiarygodności uzyskanych wyników badania te przeprowadzono równoległe na dwóch typach aparatur, ze stopniowym i ciągłym systemem ogrzewania. Obydwie aparaty dysponowały analogicznym zakresem dokładności odczytów; w zakresie od 0—600°C,  $\pm 2^\circ\text{C}$ . Stosowano termopary Pt/Pt, Rh 10%.

Największe trudności napotkano w preparatyce

przygotowania prób do badań. Wynikały one głównie z niewielkich wymiarów kryształów minerałów i zawartych w nich inkluzji oraz z licznych wrostków i przerostów w badanych minerałach. Trudności separacyjne związane z przerostami tlenków żelaza w węglanach (ulożonych wzdłuż szczelin romboedrycznej łupliwości) ograniczyły znacznie możliwości stosowania metody dekrepitacji. Przeprowadzone badania wykazały, iż w przypadku omawianych utworów hydrotermalnych wymogi badawcze najlepiej spełniały inkluzje zawarte w kwarcu I i II oraz w anhydrycie I, które dawały powtarzalne i pewne wyniki.

W pracy przedstawiono wyniki badań kilkunastu prób, co stanowi około 1/4 przeprowadzonych badań, pominięto natomiast wszystkie takie, które nie spełniały wymogów powtarzalności i dokładności. Poczyniono także próby mające na celu uzyskanie danych co do zmienności temperatury w żyłkach w stosunku do skały otaczającej. Tylko w jednym przypadku, w profilu Pogorzela—7 udało się uzyskać powtarzalne wyniki: partie wewnętrzne żyłek — anhydryt I — temperatura homogenizacji (Th) od 470 do 475°C, partie zewnętrzne — kwarc I, Th od 420 do 430°C, typ homogenizacji w gaz. Jest to zmienność charakterystyczna dla utworów hydrotermalnych, zgodnie z danymi podanymi przez Pawłowa i Szapowa (1972). Pomiar temperatur homogenizacji i dekrepitacji dla tej samej generacji kwarcu I pozwolił wyznaczyć w profilu Wołczyn IG—1 ciśnienie krystalizacji utworów hydrotermalnych na 800 do 770 atm  $\pm 10\%$  (Naumow, Malinin 1968).

Płyny hydrotermalne były w omawianych utworach zasobne w sole (halogenki), czego efektem są liczne fazy stałe we wrostkach ciekłych, jak i stałe wrostki halitu w kwarcu. Badania eksperymentalne wykazały, że tego typu roztwory chlorkowe mogą powstać podczas oddzielenia  $\text{H}_2\text{O}$  od krystalizującej magmy (Klinic, Burnham 1972).

Wyniki badań termobarogeochemicznych przedstawiono w tabeli 4 i na figurze 8.

Tabela 4

Wyniki analizy termobarogeochemicznej  
Results of thermobarogeo-chemical analysis

Profil wiertniczy	Minerał — głębokość pobrania próby	Typ homogenizacji	Temp. homogenizacji	Temp. dekrepitacji
Drilling profile	Mineral — depth of collecting the sample	Type of homogenization	Temperature of homogenization	Temperature of decrepitation
1	2	3	4	5
Babimost—1	kwarc I poprzedzający mineralizację kruszcową, gł. 2533,4 m, (fig. 8, 2, 6)	ciecz	220—235°C	260—280°C
Dąbcze—1	kalcyt, gł. 2204,6 m, (fig. 8, 10)	ciecz	80—95°C	

1	2	3	4	5
Pogorzela-4	kwarc I – wewnętrzne partie żyłek I generacji, gł. 2011,2 m, (fig. 8, 3) kwarc II – żyłki II generacji, gł. 2010,4 m, (fig. 8, 4)	ciecz	250–260°C	
Pogorzela-7	ankeryt – żyłki I generacji, gł. 2011,2 m kwarc I – zewnętrzne partie żyłek, gł. 2206,7 m, (fig. 8, 5, 7)	– gaz	– 420–430°C	340–350°C
Smarchowice IG-1	anhydryt I – wewnętrzne partie żyłek kwarc II – żyłki II generacji, gł. 1984,0 m, (fig. 8, 9)	gaz ciecz	470–475°C 95–110°C	
Szymonków IG-1	ankeryt – żyłki I generacji, gł. 1490,7 m. anhydryt I – wewnętrzne partie żyłek, gł. 1104,7 m, (fig. 8, 12)	– ciecz	– 290–320°C	220–245°C 290–320°C
Wierzchowice-1	chalcedon – przerastający ankeryt, gł. 1781,3 m, (fig. 8, 8)	ciecz	80–95°C	
Wolczyn IG-1	kwarc I – zewnętrzne partie żyłek, gł. 2044,0 m, (fig. 8, 1) kwarc I – centralne partie żyłki, gł. 2148,0 m, (fig. 8, 11)	ciecz ciecz	340–350°C 395–400°C	340–350°C 400–430°C

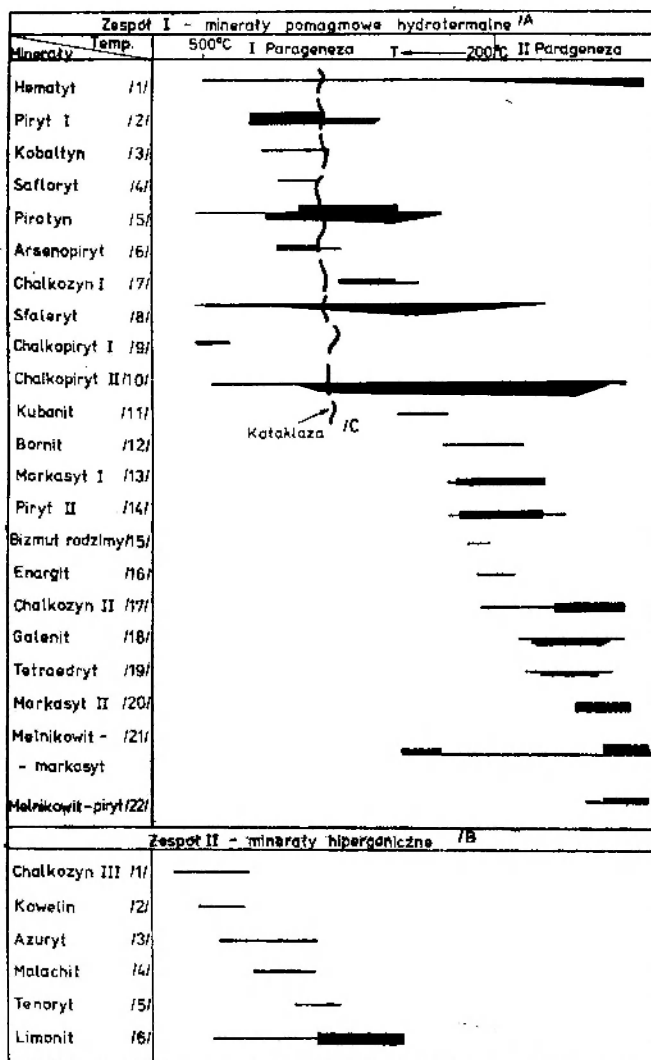


Fig. 3

Schemat sukcesji mineralnej w profilach, w których stwierdzono mineralizację siarczkową średnich i wyższych temperatur

Scheme of mineral succession in profiles where sulphide mineralization of medium and higher temperatures was found

A) group I – hydrothermal postmagmatic minerals: 1 – hematite; 2 – pyrite I; 3 – cobaltite; 4 – safflorite; 5 – pyrrothite; 6 – arsenopyrite; 7 – chalcocite I; 8 – sphalerite; 9 – chalcopyrite I; 10 – chalcopyrite II; 11 – cubanite; 12 – bornite; 13 – marcasite I; 14 – pyrite II; 15 – native bismuth; 16 – enargite; 17 – chalcocite II; 18 – galenite; 19 – tetrahedrite; 20 – marcasite II; 21 – melnicovite-marcasite; 22 – melnicovite-pyrite. B) group II – hypergenic minerals: 1 – chalcocite III; 2 – covellite; 3 – azurite; 4 – malachite; 5 – tenorite; 6 – limonite

## MINERALIZACJA KRUSZCOWA

Na podstawie przeprowadzonych badań w 28 profilach wiertniczych, w których stwierdzono mineralizację pomagmowo-hydrotermalną, wyróżniono 5 jej typów. Różnią się one: miejscem i sposobem występowania, składem mineralnym, temperaturą krystalizacji oraz stopniem przeobrażeń hipergenicznych.

Są to mineralizacje:

- siarczkowa wyższych, średnich i niskich temperatur;
- siarczkowo-tlenkowa wyższych, średnich i niskich temperatur;
- siarczkowa niskich temperatur;
- tlenkowa niskich temperatur;
- przeobrażona w procesach hipergenicznych.

## MINERALIZACJA SIARCZKOWA WYŻSZYCH, ŚREDNICH I NISKICH TEMPERATUR

Mineralizację tego typu stwierdzono zaledwie w 4 otworach: Szymonków IG—1, Wołczyn IG—1, Pogorzela—4 i Smarchowice IG—1. Schemat sukcesji minerałów kruszcowych stwierdzonych w wymienionych 4 profilach przedstawiono na figurze 3. Wyróżniono tu dwie paragenezy mineralne różniące się składem mineralnym i temperaturami powstania.

Parageneza I. jest reprezentowana przez hematyt, pirotyn, piryty, kobaltyn, safloryt, arsenopiryty, sfaleryt, chalkopiryty, kubanit, chalkozyn I i bornit. Chalkopiryty należy tu do dwóch generacji — chalkopiryty I, zapewne najwcześniejszy, występujący wyłącznie w formie inkluzji w sfalerycie oraz chalkopiryty II o stosunkowo długim okresie wydzielania — stanowiący główną masę chalkopirytu.

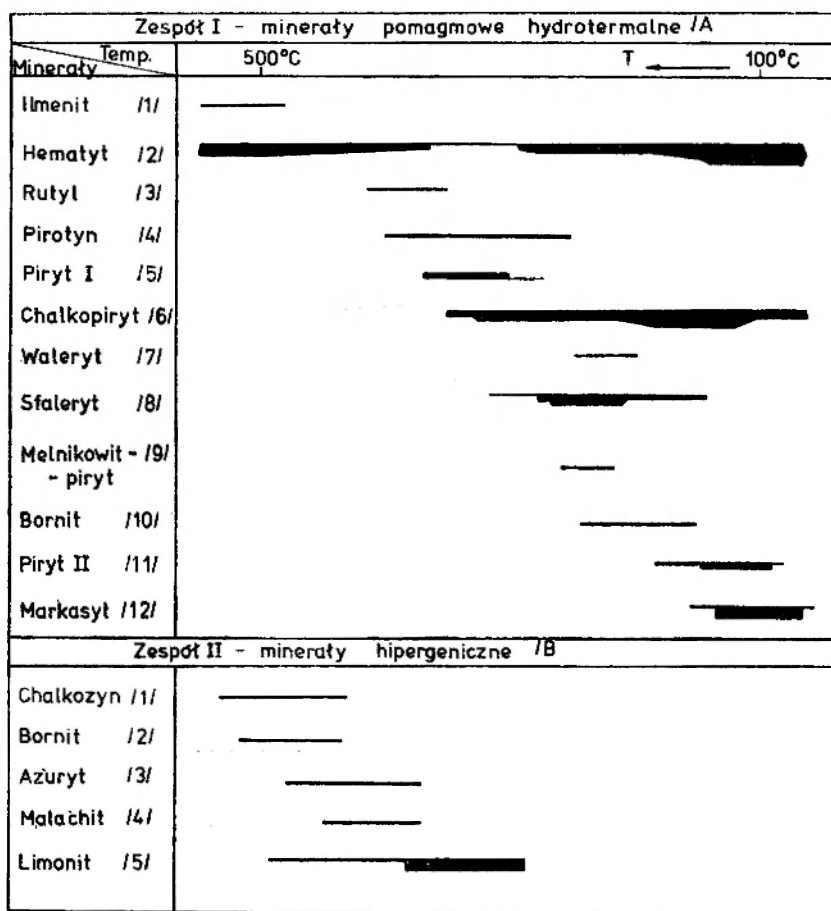


Fig. 4

Schemat sukcesji mineralnej w profilach, w których stwierdzono mineralizację siarczkowo-tlenkową

Scheme of mineral succession in profiles where sulphide-oxide mineralization was found

A) group I — hydrothermal postmagmatic minerals: 1 — ilmenite; 2 — hematite; 3 — rutile; 4 — pyrrhotite; 5 — pyrite I; 6 — chalcopyrite; 7 — vallerite; 8 — sphalerite; 9 — melnicovite-pyrite; 10 — bornite; 11 — pyrite II; 12 — marcasite. B) group II — hypergenic minerals: 1 — chalcocite; 2 — bornite; 3 — azurite; 4 — malachite; 5 — limonite

Minerały I. paragenezy krystalizowały w szerokim zakresie temperatur, od stosunkowo wysokich rzędu 500°C do niskich około 200°C. Wskazują na to stwierdzone struktury rozpadu roztworów stałych, a także uzyskane temperatury homogenizacji i dekrepitacji inkluzji płynnych. Ilościowe stosunki minerałów kruszcowych i ich form świadczą, że spadek temperatury był szybki — większość minerałów I. paragenezy wydzieliła się w zakresie temperatur średnich, od 200 do 300°C.

W trakcie krystalizacji minerałów I. paragenezy miało miejsce rozładowanie naprężeń tektonicznych, zaznaczające się kataklazą części minerałów kruszcowych i niekruszcowych. Charakter wywołanych przez ruchy tektoniczne zmian w krystalizacji utworów kruszcowych wskazuje na mineralizację syntektoniczną.

Parageneza II. jest reprezentowana przez piryty II, markasyt, bornit, chalkozyn II, enargit, galenit, tetraedryt, melnikowit-markasyt, melnikowit-piryty, hematyt. Główna masa minerałów tej paragenezy krystalizowała zapewne w zakresie temperatur od 50 do 200°C.

Minerały I. i II. paragenezy występują wspólnie, nałożone na siebie lub osobno w żyłkach I. i II. generacji. Minerały hydrotermalne zostały w nieznacznym stopniu zastąpione w procesach hipergenicznych przez chalkozyn III, kowelin, azuryt, malachit, tenoryt i limonit.

#### MINERALIZACJA SIARCZKOWO-TLENKOWA WYŻSZYCH, ŚREDNICH I NISKICH TEMPERATUR

Ten typ mineralizacji stwierdzono w otworach Wierzchowice—4, Klępinka IG—1, Trzebosz—2 (niskie i średnie temperatury) oraz Pogorzela—7 (niższe i wyższe temperatury). Schemat sukcesji mineralnej mineralizacji siarczkowo-tlenkowej przedstawiono na figurze 4.

Zbliżony skład mineralny i kolejność krystalizacji minerałów, stwierdzenie walerytu i chalkopirotynu, pozwalają zaliczyć badane utwory hydrotermalne z otworów Wierzchowice—4, Trzebosz—2, Klępinka IG—1 do średnotemperaturowych. Początek ich krystalizacji nastąpił w temperaturze około 300°, zaś koniec krystalizacji należy wiązać z temperaturami stosunkowo niskimi, rzędu 50°C. Obecność ilmenitu w żyłkach ze strefy głębszej profilu Pogorzela—7, którego wydzielenia nie mają charakteru rozpadu roztworu stałego, wskazuje na początek temperatury krystalizacji nieco powyżej 500° (Ramdohr 1962). Parageneza ze strefy płytszej w profilu Pogorzela—7 krystalizowała w temperaturach niższych zapewne znacznie od 200°. Różna forma i charakter kontaktów piryty z markasytem i chalkopirytem II pozwalają wyróżnić dwie generacje piryty. Pierwszą, wcześniej-

szą od głównej masy chalkopiryty i drugą związaną z końcowym etapem krystalizacji.

#### MINERALIZACJA SIARCZKOWA NISKICH TEMPERATUR

Mineralizacja siarczkowa niskich temperatur jest najczęstszym typem mineralizacji hydrotermalnej w utworach karbońskich z obszaru monokliny przedsudeckiej. Stwierdzono ją w 18 profilach, m. in. Smarchowice IG—1, Międzybórz—4, Wierzchowice—1, Kowalewo—1, Babimost—1, Czerńczyce IG—1 (tab. 1). W szeregu otworów napotkano utwory epitermalne zawierające śladowe ilości minerałów kruszcowych z paragenezą minerałów nierudnych, wykształconych w sposób wskazujący na powstanie w procesach hydrotermalnych niskich temperatur (Dąbcze—2, Syców—2, Przewóz—1, Brzostowo—1). Na hydrotermalny charakter tych utworów wskazuje ponadto obecność licznych inkluzji ciekłych i gazowo-ciekłych, występujących w minerałach nierudnych. Schemat sukcesji mineralnej w profilach, w których stwierdzono wyłącznie mineralizację siarczkową niskich temperatur, przedstawiono na figurze 5.

Biorąc pod uwagę brak struktur odmieszania i innych cech wskaźnikowych początek krystalizacji głównej masy tej mineralizacji określono na podstawie badań inkluzji płynnych w minerałach nierudnych i ich stosunku do minerałów kruszcowych na nieco niższą od 200°C (Babimost—1), końcowe zaś temperatury (Wierzchowice—1, Dąbcze—2, Smarchowice IG—1) uznano za stosunkowo niskie, rzędu 60°C.

#### MINERALIZACJA TLENKOWA NISKICH TEMPERATUR

Przejawy bądź ślady mineralizacji tlenkowej można zaobserwować w większości przebadanych profili karbońskich. Szczególnie wyraźnie zaznaczyły się one w otworach Henrykowice—2, Staropole—1, Dachów—1, Borzęcin—1, Piaski—1, Bronów—2, Lasowice—1, Milicz—1, Lelików—1, Jawor—1. Głównym minerałem utworów kruszcowych jest hematyt współwystępujący z nielicznym syderytem, ankerytem, kwarcem, kalcytem, barytem, substancją ilastą (kaolinit) i sporadycznie pirytem.

#### MINERALIZACJA HYDROTERMALNA PRZEOBRAŻONA W PROCESACH HIPERGENICZNYCH

Procesy hipergeniczne rozwijające się szczególnie intensywnie w stropowych partiach utworów karbońskich doprowadziły do całkowitego bądź częściowego zastąpienia pierwotnej mineralizacji pomagmowej. Procesy te można zaobserwować w znacznej ilości otworów, szczególnie w wykonanych przez przemysł naftowy, nawiercających jedynie strop utworów karbońskich. W głębszych partiach profili karbońskich,





genicznym w omawianych 3 otworach podlegała zapewne hydrotermalna niskotemperaturowa mineralizacja siarczkowa.

Analiza form występowania i wzajemnych stosunków minerałów kruszcowych hydrotermalnych i hipergenicznych we wszystkich profilach, w których stwierdzono minerały hipergeniczne, pozwala przyjąć następujący przebieg procesów hipergenicznych: minerały siarczkowe — chalkozyn III, kowelin, bornit, limonit — limonit, kupryt, miedź rodzima, tenoryt — malachit, azuryt, getyt, limonit, hydrohematyt — limonit, getyt, hydrohematyt.

W procesie tym następowało rozdzielanie miedzi i żelaza, odprowadzenie i rozproszenie miedzi z pośrednim etapem tworzenia utlenionych kruszców miedzi (S. S. Smirnow 1956), a także częściowe rozłożenie i odprowadzenie węglanów — głównie syderytu. Występujący w znacznej ilości w żyłkach z tej strefy drobnoziarnisty anhydryt ma zapewne w większości charakter wtórny.

Na podstawie sytuacji geologicznej utworów karbońskich w badanych profilach można przypuszczać, iż omawiane procesy hipergeniczne miały miejsce, w większość przypadków, w okresie pomiędzy dolnym karbonem a czerwonym spągowcem.

#### PARAGENEZY, ASOCJACJE I SUKCESJA MINERALNA

Znaczne odległości poszczególnych profili wiertniczych od siebie, a także zaznaczające się różnice w oddaleniu ich od źródeł płynów mineralizujących, skomplikowały i utrudniły analizę związków występujących pomiędzy poszczególnymi stwierdzonymi typami mineralizacji pomagmowo-hydrotermalnej.

Szczegółowa analiza składu mineralnego, form występowania minerałów kruszcowych, a także wzajemnych stosunków pomiędzy nimi w poszczególnych wyróżnionych typach mineralizacji hydrotermalnej pozwoliły ustalić, że utwory kruszcowe należą do dwóch paragenez mineralnych (fig. 6) różniących się składem, strukturą zastępowania i warunkami krystalizacji. Utwory I. i II. paragenezy występują na ogół wspólnie (niektóre asocjacje lub ich części, np. Smarchowice IG—1), nałożone na siebie lub rzadziej osobno w żyłkach I. i II. generacji. Minerały występujące w obrębie paragenezy charakteryzują kontakty typu zrostów (tekstury przerostowe), natomiast minerały należące do różnych paragenez charakteryzują silnie zaznaczające się procesy korozji i intensywne zastępowanie.

#### PARAGENEZA I

Skład mineralny I. paragenezy, urozmaicenie utworów kruszcowych wskazują na szeroki zakres

temperatur krystalizacji minerałów oraz dużą zmienność warunków fizykochemicznych środowiska. Znalazło to wyraz w utworzeniu trzech asocjacji minerałów kruszcowych, po części współwystępujących.

#### Asocjacja A

Na początkową wysoką temperaturę krystalizacji minerałów asocjacji A wskazuje obecność ilmenitu, którego minimalna temperatura krystalizacji wynosi powyżej 500°C (Ramdohr 1962). Końcową temperaturę może wskazywać obecność struktur odmieszania się roztworów stałych chalkopiryt-waleryt, zachodzących zdaniem Ramdohra (1962) w zakresie temperatur od 200 do 250°C. Ponadto na wysokie temperatury krystalizacji minerałów tlenkowych wchodzących w skład asocjacji A (Pogorzela—7) wskazują też wyniki homogenizacji inkluzji fluidalnych we współwystępujących z nimi minerałach nierudnych. Uzyskano tu dla anhydrytu temperaturę 575°C, a dla kwarcu rzędu 420—430°C. W obu przypadkach inkluzje homogenizowały w gaz.

W pierwszej kolejności krystalizował tu ilmenit i hematyt, następnie rutyl, tworzący się zapewne częściowo w wyniku przeobrażenia wcześniej utworzonego ilmenitu przez niskotemperaturowe płyny hydrotermalne. W dalszym ciągu — głównie w związku ze zmianą chemizmu płynów hydrotermalnych (a zwłaszcza zwiększeniem aktywności siarki) — doszło do utworzenia niewielkich ilości pirytu, arsenopirytu, pirotynu, chalkopirytu II, walerytu i sfalerytu. Ilościowe stosunki minerałów kruszcowych wskazują, że asocjacja ta jest głównie tlenkowa, a podstawowa masa minerałów kruszcowych utworzyła się w zakresie temperatur wysokich.

#### Asocjacja B

Asocjacja B nie posiada bezpośrednich wskaźników temperatury powstawania. Jednak na podstawie składu mineralnego, charakteru współwystępowania jej z minerałami asocjacji C i zaobserwowanej kataklazy części minerałów (analogicznej z asocjacją C), można przypuszczać, że kruszce asocjacji B utworzyły się w zakresie temperatur wysokich i średnich. W pośredni sposób na temperaturę wydzielania asocjacji B może wskazywać:

- ciemna barwa sfalerytu i czerwone refleksy wewnętrzne, świadczące o wysokiej zawartości żelaza, która charakteryzuje sfaleryty powstające w stosunkowo wysokich temperaturach (Ramdohr 1962; Scott 1973);

- homogenizacja i dekrepitacja inkluzji płynnych zawartych w anhydrycie współwystępującym z tą asocjacją (Szymonków IG—1), gdzie uzyskano temperatury od 290 do 320°C (typ homogenizacji w ciecz).

Paragenezy /A Asocjacja C/B	I			II	
	A	B	C	D	E
Hematyt /1/	█	█	█	█	█
Ilmenit /2/	█				
Rutyl /3/	█				
Piryty /4/	█	█	█	█	█
Arsenopiryty /5/		█	█		
Kobaltyn /6/		█			
Safloryty /7/		█			
Pirrotyn /8/	█		█		
Sfaleryt /9/	█	█	█	█	
Chalkopiryty I /10/			█		
Chalkopiryty II /11/	█	█	█	█	
Kubanit /12/			█		
Waleryt /13/	█				
Chalkozyn I /14/		█	█	█	
Bornit /15/		█	█	█	
Enargit /16/		█			
Markasyt /17/		█	█	█	
Emplektyt /18/				█	
Bizmut rodzimy /19/		█		█	
Galenit /20/			█	█	
Tetraedryt /21/				█	
Bulanżeryt /22/				█	
Chalkozyn II /23/				█	
Pirargiryty /24/				█	
Melnikowit - piryty /25/	█	█			
Melnikowit - markasyt /26/			█	█	

Fig. 6

Waryscyjska mineralizacja kruszcowa, pomagmowo-hydrotermalna w utworach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej  
Variscan ore mineralization of hydrothermal-postmagmatic type in the Carboniferous deposits of basement of the Fore-Sudetic Monocline

A) paragenezy; B) asocjacje; C) minerały: 1 – hematyt; 2 – ilmenit; 3 – rutyl; 4 – piryt; 5 – arsenopiryty; 6 – kobaltyn; 7 – safloryt; 8 – pirrotyn; 9 – sfaleryt; 10 – chalkopiryty I; 11 – chalkopiryty II; 12 – kubanit; 13 – waleriit; 14 – chalkocyt I; 15 – bornit; 16 – enargit; 17 – markasyt; 18 – emplektyt; 19 – bizmut rodzimy; 20 – galenit; 21 – tetraedryt; 22 – boulanżeryt; 23 – chalkocyt II; 24 – pirargiryty; 25 – melnikowit-piryty; 26 – melnikowit-markasyt

Można zatem wnioskować, że temperatura początku krystalizacji minerałów kruszczowych asocjacji B była nieco niższa od asocjacji A i C, i wynosiła nieco poniżej 400°C, natomiast koniec jej krystalizacji należy wiązać z temperaturami rzędu 200°C. Jako pierwszy krystalizował tu piryt ze znaczną ilością domieszek Co i As, które na pewnym etapie jego krystalizacji — nie mogąc znaleźć miejsca w strukturze pirytu — utworzyły własne fazy mineralne w postaci narastającego na pirycie saflorytu i kobaltynu oraz równolegle krystalizującego z nimi arsenopirytu. Po zakończeniu ich krystalizacji w wyniku rozładowania naprężeń tektonicznych minerały te uległy katalizie, a powstałe spękania zostały wypełnione przez minerały młodsze. Kataklaza ta w różny sposób i z różną intensywnością przejawiała się w poszczególnych profilach utworów karbońskich, tylko w niektórych w istotny sposób przerwała krystalizację i spowodowała zmianę chemizmu środowiska (Szymonków IG—1), w większości natomiast (Wołczyn IG—1) wywołała jedynie zmiany mechaniczne, co wskazuje na mineralizację syntektoniczną. Następnie prawie jednocześnie krystalizowały pozostałe minerały: chalkozyn I, chalkopiryt II, sfaleryt, nieco później bornit, markasyt i enargit. Nieliczne skupienia hematytu w tej asocjacji mają głównie charakter metasomatycznych przerostów w skale otaczającej. Ilościowa analiza minerałów kruszczowych i sposobów ich występowania w asocjacji B wskazują, że główna masa minerałów kruszczowych tworzyła się w zakresie średnich temperatur od 200 do 300°C.

#### Asocjacja C

Minerały asocjacji C krystalizowały w szerokim zakresie temperatur. Na początkowo wysokie temperatury krystalizacji wskazują: obecność struktur rozpadu roztworów stałych  $\text{CuFeS}_2 + \text{ZnS}$ , w postaci odmieszkań chalkopiryту I w sfalerycie zachodzących w temperaturze 550°C (Kullerud 1964), 520°C (Cabri 1973), a także silna anizotropia i zbliżniczenia w nielicznych osobnikach chalkopiryту II (Wołczyn IG—1). Może to być wynikiem przebudowy chalkopiryту o symetrii regularnej — tałnachitu (Kostów 1971; Uytengaardt, Burke 1971) w polimorficzny chalkopiryt tetragonalny, przy obniżeniu temperatury poniżej 550—520°C. Na wysoką temperaturę krystalizacji mogą też wskazywać występujące w pirotynie przerosty heksagonalnej i jednoskośnej odmiany tego minerału, powstające najczęściej w wysokich temperaturach (Ramdohr 1962). Badania Arnolda (1965), Yunda i Halla (1969) stawiają pod znakiem zapytania możliwość stosowania tej cechy jako termometru geologicznego.

Struktury rozpadu roztworów stałych, jak również oznaki przebudowy polimorficznej, występują jedynie w nielicznych agregatach minerałów rudnych, co wskazuje na bardzo szybkie ochłodzenie środowiska krystalizacji. W wyniku szybkiego ochładzania nastąpił dalszy etap odmieszania w chalkopirycie II w postaci wrostków kubanitu, zachodzący w temperaturach rzędu 250—300°C (Ramdohr 1962); 200—210°C (Cabri 1973).

Jako pierwsze w omawianej asocjacji z nielicznymi opisanymi powyżej strukturami rozpadu roztworu stałego krystalizowały pirotyt, sfaleryt i chalkopiryt I i II. Następnie wraz ze wzrostem zawartości jonów siarki wydzieliły się piryt I, arsenopiryt, chalkozyn I. Krystalizacja sfalerytu i chalkopiryту II trwa jeszcze dalej, jednakże odmiany powstające w niższych temperaturach różnią się od poprzednich brakiem opisanych powyżej struktur, a także innymi cechami optycznymi. Z kolei krystalizuje bornit, a następnie markasyt I w postaci prawidłowo zrastających się tabliczek, co zdaniem Wołyńskiego (1949) wskazuje na wyższe temperatury powstawania. Krystalizację asocjacji C kończy melnikowit-markasyt wytrącający się w stosunkowo niskich temperaturach z roztworów o charakterze koloidalnym.

Przeprowadzone badania pozwalają przypuszczać, że określona na podstawie obecności struktur rozpadu sfaleryt-chalkopiryt I początkowa temperatura płynów hydrotermalnych rzędu 550 lub 520°C jest zawyżona. Związane jest to zapewne z faktem, iż w badaniach eksperymentalnych struktur rozpadu nie jest w odpowiednim stopniu uwzględnione ciśnienie krystalizacji, a przede wszystkim stężenie soli w płynach hydrotermalnych. Potwierdzają to również dane dotyczące temperatur dekrepitacji minerałów rudnych, podane przez Tugarinowa, Naumowa (1971), jak i ostatnie wyniki badań Kozłowskiego *et al.* (1975).

Ilościowe stosunki kruszców asocjacji C wskazują, iż minerały te tworzyły się nielicznie w zakresie wyższych temperatur od 300 do 400°C, natomiast w większości masy mineralnej w temperaturach średnich rzędu 200 do 300°C. Potwierdzają to wyniki dekrepitacji i homogenizacji inkluzji płynnych zawartych w minerałach nierudnych współwystępujących z tą asocjacją (Wołczyn IG—1, Pogorzela—4).

Wszystkie opisane powyżej asocjacje I. paragenezy mineralnej są stosunkowo nieliczne. Najliczniejsza jest wśród nich asocjacja C obecna w niektórych profilach w znacznej ilości. Główna masa mineralizacji I paragenezy jest związana ze średnimi temperaturami rzędu 200 do 300°C, tylko nieznaczna część z temperaturami wyższymi od 300 do 400°C.

## PARAGENEZA II

Skład mineralny utworów II. paragenezy minerałów kruszcowych wskazuje na znaczne obniżenie temperatury roztworów, a także na pewne ujednoczenie chemizmu roztworów. Wyróżniono tu dwie dość rzadko współwystępujące asocjacje D i E.

## Asocjacja D

Asocjacja D jest w badanych utworach kruszcowych najliczniej reprezentowana. Została ona zapoczątkowana przez pojawienie się współwystępujących w dużej ilości: pirytu II, markasytu I, chalkopirytu II. Udział markasytu stopniowo się zwiększa, aż do uzyskania przewagi nad pirytem. Prawie równolegle rozpoczyna się krystalizacja bornitu, galenitu, tetraedrytu, a następnie w wyniku przemian polimorficznych tworzy się chalkozyn II. Procesy krystalizacji kończą tu markasyt II i melnikowit-markasyt, wytrącające się z roztworów o charakterze koloidalnym. Niewyjaśniona do końca jest tu pozycja bizmutu rodzimego i minerału określonego jako emplektyt, ze względu na brak kontaktów z innymi minerałami rudnymi występującymi w tych samych żyłkach. Agregatowo-ziarnista forma wydzieleni bizmutu oraz asocjacja, z którą współwystępuje wskazują, że proces krystalizacji tych minerałów mógł zachodzić jedynie poniżej 271°C — temperatura topnienia bizmutu (Kołodziej 1971; Iwanow 1969). Opisana asocjacja, podobnie jak formy wydzielenia markasytu, wskazuje na niskie temperatury krystalizacji rzędu 200 do 100 i mniej stopni C. Na stosunkowo niskie temperatury (od 120 do 80°C) krystalizacji głównej masy minerałów kruszcowych asocjacji D wskazują też wyniki badań inkluzji gazowo-ciekłych występujących w węglanach i w kwarcu, wchodzących w skład utworów hydrotermalnych (Dąbcze—2, Smarchovice IG—1, Wierzchowice—1). Skład mineralny tej asocjacji wskazuje, że na wyznaczonej granicy pomiędzy I i II paragenezą, pH środowiska macierzystego uległo znacznym zmianom. Roztwory początkowo alkaliczne, o czym świadczy wytrącanie się pirytu I, zmieniły swój charakter na obojętny (jednocześnie wytrącania pirytu II i markasytu I), a na koniec kwaśny — krystalizacja markasytu II (Michałek 1962).

## Asocjacja E

Asocjacja E jest dość liczna, natomiast jakościowo uboga. Reprezentowana jest prawie wyłącznie przez drobnodispersyjny hematyt i sporadycznie piryt (być może pohematytowy). Większość autorów na podstawie badań eksperymentalnych przyjmuje, że hematyt może krystalizować z roztworów w temperaturze powyżej 200°C (Ramdohr 1962). Forma wy-

dzielenia hematytu i stosunek do innych asocjacji wskazuje, że omawiana asocjacja krystalizowała zapewne w temperaturach znacznie niższych od 200°C.

W trakcie krystalizacji paragenezy I. i II. zachodziły zmiany aktywności siarki, tlenu i dwutlenku węgla. W najwyższych temperaturach tworzyły się prawie wyłącznie minerały tlenkowe (asocjacja A), co związane jest z biernością H<sub>2</sub>S w fazie gazowej. Ze spadkiem temperatury i wzrostem rozpuszczalności H<sub>2</sub>S w płynach hydrotermalnych wypadały początkowo siarczki o małej zawartości siarki w stosunku do metalu, jak pirotyn, arsenopiryt, a dopiero następnie chalkozyn, piryt i sfaleryt. Dalszy wzrost aktywności jonów siarki w średnich temperaturach powodował hydrotermalne zastępowanie pirotynu melnikowitem, a dalej markasytem i pirytem.

W omawianych przypadkach należy wykluczyć w większości możliwość zastępowania pirotynu melnikowitem w warunkach hipergenicnych (Ramdohr 1962). Wskazuje na to charakter kontaktów (żyłki niezmiennego chalkopirytu przecinające markasyt i pirotyn), jak i stopień rozwoju procesów hipergenicnych. Pirotyn przechodzi tu początkowo w melnikowit, a następnie w wyniku rekrystalizacji, poprzez formy pośrednie melnikowit-pirytu i melnikowit markasytu, w piryt i markasyt. Minerale te tworzą ze sobą niekiedy uporządkowane przerosty, przypominające wyglądem struktury powstałe w wyniku odmieszania heksagonalnej i jednoskośnej modyfikacji pirotynu. Odmieszanie to zachodzi w temperaturze 304±6°C (Arnold 1965). Można więc przypuszczać, że zastępowanie melnikowitem zachodziło w temperaturze niższej od 304°C. Na podstawie analizy występowania tych minerałów i ich stosunku do innych minerałów kruszcowych można wnioskować, że część tych zastępień miała miejsce w temperaturach stosunkowo wysokich (asocjacja C). Hydrotermalne procesy zastępowania pirotynu melnikowitem były wielokrotnie opisywane przez Bietiechtina *et al.* (1958).

Niewielką ilość hematytu współwystępującego w średnich temperaturach z chalkopirytem II można tłumaczyć utleniającym działaniem pary wodnej na chlorki i chlorkowe kompleksy żelaza. Potencjał oksydacyjny jest tu zapewne najniższy dla przedziału średnich temperatur, w temperaturach niskich wzrasta, na co wskazuje obecność barytu i hematytu (asocjacja D, E). Ze spadkiem temperatury następuje też wzrost znaczenia CO<sub>2</sub>; w wyższych temperaturach jest on obecny zapewne w postaci niezdysoncjowanej drobiny CO<sub>2</sub>, w niższych przyjmuje w wodzie postać jonową — HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> i przy spadku ciśnienia prowadzi do wytrącania się węglanów. Można przyjąć, iż współwystępujący z ankerytem chalcedon (o dość wysokiej

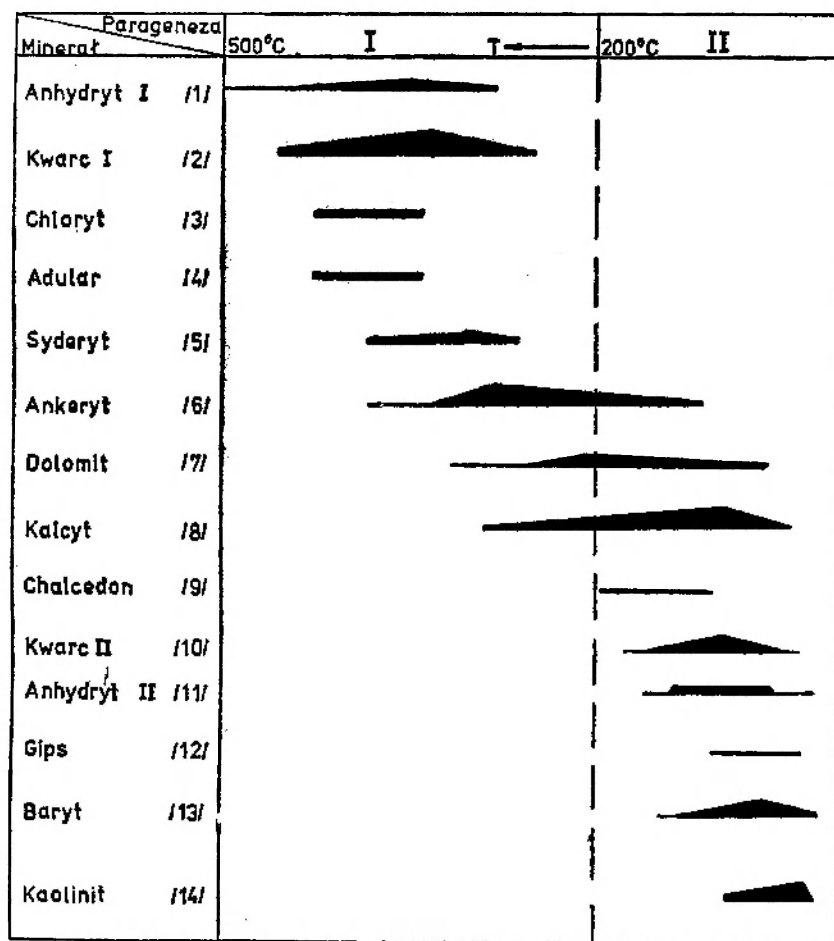


Fig. 7

Mineralizacja niekruszcowa — schemat sukcesji mineralnej

Non-ore mineralization — scheme of mineral succession

1 — anhydrite I; 2 — quartz I; 3 — chlorite; 4 — adularia; 5 — syderite; 6 — ankerite; 7 — dolomite; 8 — calcite; 9 — chalcedony; 10 — quartz; 11 — anhydrite II; 12 — gypsum; 13 — barite; 14 — kaolinite

temperaturze powstawania) wydzielił się w wyniku reakcji  $\text{CO}_2$  z alkalicznymi krzemianami.

Sposób wykształcenia omawianych paragenez, powstałych w warunkach szybkiego spadku temperatury i ciśnienia, pozwala na zaliczenie ich do paragenez teleskopowych (W. J. Smirnow 1969). Cechy strukturalno-teksturalne utworów hydrotermalnych wskazują, że z minerałami kruszczowymi paragenezy I. krystalizowały następujące minerały niekruszcowe: kwarc I, chloryt, anhydryt I, adular, syderyt, ankeryt, dolomit, kalcyt, natomiast z minerałami paragenezy II. krystalizowały: ankeryt, kwarc II, chalcedon, dolomit, kalcyt, anhydryt II, baryt, gips i kaolinit. W przypadku profilów, w których wydzielono dwie generacje żyłek, różniące się kierunkiem przebiegu i treścią mineralną, żyłki młodszej generacji zawierają zwykle węglany uboższe w żelazo, kwarc II. generacji i baryt (pl. X, 6).

Na figurze 7 widać, że pola współwystępowania siarczanów (anhydrytu, gipsu i barytu) oraz węglanów

są dość szerokie. Związane jest to zapewne z różnicami w chemizmie płynów hydrotermalnych (m. in. stężeniu jonów  $\text{SO}_4^{2-}$  i  $\text{CO}_3^{2-}$ ) w poszczególnych badanych profilach. Niewielkie zmiany w chemizmie środowiska mogą powodować znaczne różnice w kolejności i temperaturach wydzielania minerałów nierudnych (Holland 1967; Uczameszwili *et al.* 1971).

Opisywane utwory hydrotermalne nie przechodzą do skał czerwonego spągowca i wykazują ścisłe związki z tektoniką waryscyjską, co może wskazywać na ich wiek waryscyjski (bliżej faza kruszczogórska lub asturyjska). Na waryscyjski wiek mineralizacji hydrotermalnej z utworów karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej wskazują też liczne analogie składu mineralnego i cech strukturalno-teksturalnych z utworami kruszczowymi z paleozoicznych utworów obszaru śląsko-krakowskiego (Ślósarz 1964a, 1964b; Górecka 1972) i niecki śródsudeckiej (Kowalski, Lipiarski 1973).

## Prawidłowości w przestrzennym występowaniu mineralizacji

Na podstawie wykonanych badań można stwierdzić, że obecność mineralizacji hydrotermalnej w utworach karbońskich obszaru monokliny przedsudeckiej jest zjawiskiem powszechnym. Zaznaczają się jednak pewne wahania ilościowe i jakościowe w jej przestrzennym rozmieszczeniu. Jest to tylko częściowo wynikiem nierównomiernego usytuowania badanych profilów wiertniczych na monoklinie przedsudeckiej, w większości natomiast uwarunkowane jest różną wielkością ścięcia erozyjnego utworów karbońskich (wyniesienie leszniańskie, lubińskie), jak i odległością od przypuszczalnych źródeł płynów hydrotermalnych. Najliczniejszą i najbogatszą jakościowo mineralizację

kruszcową napotkano w strefie obejmującej wschodnią część monokliny przedsudeckiej, w rejonie położonym na SE i NE od Wrocławia. Związane jest to ze znaczną miąższością utworów karbońskich w tym rejonie i dużym prawdopodobieństwem bliskości źródłowej strefy mineralizacji, za jaką można by uznać granitoidy pokrewne granitoidom strefy Strzelin—Żułowa, które zdaniem Oberca (1966) rozciągają się prawdopodobnie pod pokrywą młodszych skał osadowych w kierunku wschodnim, zwłaszcza że granitognejsy, stwierdzone w spągu otworu Laskowice IG—1, zawierają mineralizację pomagmową (niepubl. badania autora), która jest zbliżona do opisywanej przez Olszyńskiego (1973) ze skał osłony masywu strzelińskiego. Na bliskość źródeł płynów hydrotermalnych

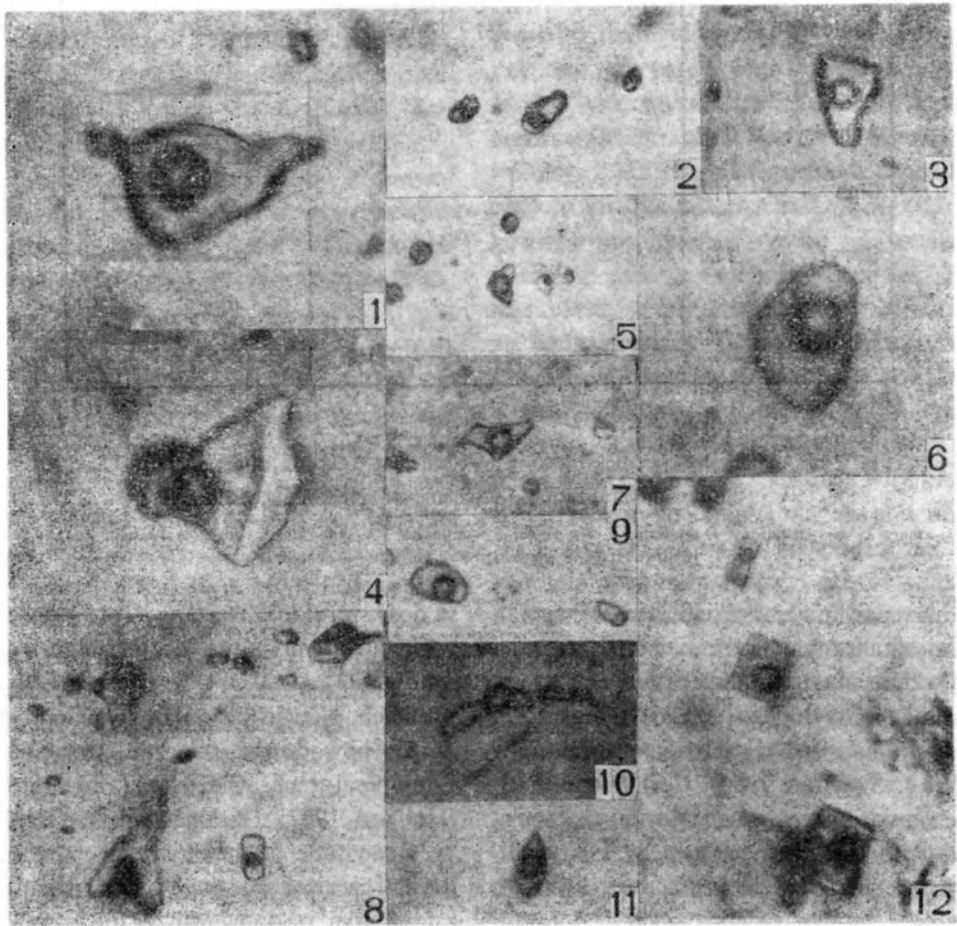


Fig. 8

## Inkluzje w minerałach nierudnych żyłek hydrotermalnych

Inclusions in non-ore minerals from hydrothermal veins (gazowo-ciekła = gaseous-liquid; ciekło-gazowa = liquid-gaseous)

1 — gazowo-ciekła, Th 340–350°C, kwarc — Wołczyn IG—1, gł. 2044,8 m, pow. x 3000; 2 — gazowo-ciekła, Th 220–235°C, kwarc — Babimost—1, gł. 2533,1 m, pow. x 1200; 3 — gazowo-ciekła, Th 145–160°C, kwarc — Pogorzela — 4, gł. 2010,4 m, pow. x 2000; 4 — gazowo-ciekła, Th 250–260°C, kwarc — Pogorzela — 4, gł. 2011,2 m, pow. x 3000; 5 — ciekło-gazowa, Th 420–430°C, kwarc — Pogorzela — 7, gł. 2206,4 m, pow. x 1500; 6 — gazowo-ciekła, Th 225–235°C, kwarc — Babimost — 1, gł. 2533,4 m, pow. x 2000; 7 — ciekło-gazowa, Th 420–430°C, kwarc — Pogorzela — 7, gł. 2206,4 m, pow. x 1500; 8 — gazowo-ciekła, Th 80–95°C, kwarc — Wierzchowice — 1, gł. 1781,3 m, pow. x 1200; 9 — gazowo-ciekła, Th 95–110°C, kwarc — Smarchowice IG—1, gł. 1484,0 m, pow. x 2000; 10 — gazowo-ciekła, Th 80–95°C, kalcyt — Dąbcze — 2, gł. 2204,6 m, pow. x 2000; 11 — gazowo-ciekła, Th 395–400°C, kwarc — Wołczyn IG—1, gł. 2148,0 m, pow. x 2000; 12 — gazowo-ciekła, Th 290–310°C, anhydryt — Szymonków IG—1, gł. 1104,7 m, pow. x 2000

wskazują tu wysokie temperatury stwierdzonych mineralizacji, a także żyła lamprofiru tnąca kompleks osadowych skał karbońskich w otworze Wołczyn IG—1. W strefie tej licznie reprezentowane są minerały należące do asocjacji B, C, D, bardzo nielicznie należące do asocjacji E.

Druga strefa występowania mineralizacji pomagmowo-hydrotermalnej to obszar środkowej i zachodniej części monokliny przedsudeckiej. Ze względu na znaczne ścięcie erozyjne utworów karbońskich w tym rejonie, a także niedużą ilość dostępnych profili wiertniczych, została ona słabiej rozpoznana. Prawidłowości zaznaczają się tu dość słabo, niemniej zauważono, iż wystąpienia mineralizacji kruszczowych

układają się tu w pasie równoleżnikowym, mniej więcej odpowiadającym przebiegowi grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej. Można więc przypuszczać, że źródłowe strefy płynów hydrotermalnych mieściły się w obrębie tej struktury warwicyjskiej. W rejonie centralnym mógł nimi być masyw strzegomski przedłużający się zapewne pod skałami osłony w kierunku NW, na co wskazują badania Sałacińskiego (1978). W zachodniej części monokliny przedsudeckiej (peryklina Żar) za źródło mineralizujących roztworów można uznać skały granitoidowe nawiercone w bezpośrednim podłożu karbonu (Żarków—2, Przyborowice—1, Gubin—2). Najliczniej reprezentowane są tu asocjacje A, D, E, sporadycznie B i C.

## WNIOSKI

I. Przeprowadzone badania pozwoliły stwierdzić powszechność występowania minerałów kruszczowych w skałach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej, a także wyróżnić w ich obrębie szereg typów genetycznych nagromadzeń minerałów kruszczowych (w osadowych, magmowych i zmetamorfizowanych skałach karbońskich).

II. Wśród osadowych skał karbońskich oznaczono 21 typów petrograficznych. Skały te cechuje znaczna ilość składników mało odpornych na fizyczne i chemiczne czynniki wietrzenia. Stopień ich obtoczenia, wysortowania oraz zachowania pozwalają sądzić, że transport materiału detrytycznego był stosunkowo krótki i szybki.

III. W zależności od składu mineralnego utworów kruszczowych, sposobu ich występowania oraz pochodzenia treści mineralnej w osadowych skałach karbońskich wyróżniono 4 typy genetyczne wystąpień minerałów kruszczowych:

1. okruchowe wystąpienia minerałów kruszczowych — są to minerały siarczkowe i tlenkowe o różnej pierwotnej genezie, redeponowane w osadach karbońskich;

2. pierwotna mineralizacja syndiagenetyczna związana z procesami tworzenia osadu;

3. mineralizacja diagenetyczno-infiltracyjna występująca w obrębie form diagenetycznych. Związana z wtórnymi przemieszczeniami treści mineralnej w skałce osadowej;

4. mineralizacja pomagmowo-hydrotermalna.

IV. Wystąpienia minerałów kruszczowych w magmowych i zmetamorfizowanych skałach karbońskich, ilościowo nie stanowią większych nagromadzeń i powstały w trakcie tworzenia tych skał.

V. Wśród wyróżnionych typów genetycznych jedynie mineralizacja pomagmowo-hydrotermalna stanowi

istotniejsze jakościowo i ilościowo nagromadzenia. Do najważniejszych wniosków dotyczących tej mineralizacji należy zaliczyć następujące:

1. W utworach hydrotermalnych autor zidentyfikował 26 minerałów kruszczowych, powstałych w wyniku bezpośredniej krystalizacji z płynów hydrotermalnych lub ich przebudowy w wyniku zmiany chemizmu środowiska oraz 10 minerałów hipergenicznych powstałych kosztem tych 26. Wszystkie minerały kruszczowe zostały stwierdzone w tych utworach po raz pierwszy.

2. Wyróżniono 5 typów mineralizacji pomagmowo-hydrotermalnej. Typy te niezależnie od miejsca występowania wykazują związki genetyczne pozwalające wiązać ich powstanie z tym samym cyklem metalogenicznym. Na podstawie analizy strukturalno-teksturalnej, składu mineralnego i temperatury powstawania stwierdzono w obrębie mineralizacji hydrotermalnej dwie paragenezy mineralne (fig. 6):

I. — wysokich i średnich temperatur z trzema (A, B, C) współwystępującymi asocjacjami minerałów rudnych;

II. — niskich temperatur z dwiema (D, E) asocjacjami minerałów rudnych.

3. Minerały I. i II. paragenezy mineralnej występują łącznie nakładając się na siebie lub osobno w żyłkach I. i II. generacji.

4. Działalność płynów hydrotermalnych spowodowała wyraźną miejscami metasomatozę skał otaczających i rekrystalizację ich składników, w tym sylifikację, syderytyzację, ankerytyzację, chlorytyzację i pirytyzację.

5. Mineralizacja kruszczowa ma wyraźny związek z mikrotektoniką. Żyłki hydrotermalne wykazują zmienne kąty upadu, od horyzontalnych do pionowych. W większości przebadanych profili skał kar-

bońskich przebiegają one skośnie do partiami równoległej tekstury osadowych skał karbońskich.

6. Krystalizacji minerałów kruszcowych I. paragenezy mineralnej towarzyszyło rozładowanie naprężeń tektonicznych, powodujące kataklazę i spękania części minerałów kruszcowych i niekruszcowych. Spękania te zostały zabliźnione przez młodsze minerały I. i II. paragenezy. Charakter wywołanych przez kataklazę zmian w krystalizacji wskazuje na mineralizację syntektoniczną.

7. W trakcie krystalizacji następowała zmiana chemizmu środowiska przejawiająca się we wzroście zawartości jonów siarki, a także w mającej miejsce na kontakcie I. i II. paragenezy mineralnej zmianie pH płynów hydrotermalnych z alkalicznego na kwaśne.

8. Pod wpływem czynników hipergenicznych minerały kruszcowe, wykrystalizowane z roztworów pomagmowych — I zespół mineralny — są zastępowane przez minerały wtórne (hipergeniczne) — II zespół mineralny (fig. 3, 4, 5). Dotyczy to zwłaszcza stropowych odcinków badanych profilów wiertniczych. Na podstawie sytuacji geologicznej utworów karbońskich w omawianych profilach można przyjąć, że procesy hipergeniczne miały miejsce (w większości przypadków) w okresie między dolnym karbonem a czerwonym spągowcem.

9. W profilach szeregu otworów zaobserwowano zależność między temperaturą krystalizacji utworów kruszcowych a głębokością ich występowania. Partie głębsze profilów charakteryzuje wyższa, płytsze zaś niższa temperatura krystalizacji treści mineralnej (tab. 2).

10. Mineralizacja siarczkowa i tlenkowa występują w równorzędnych ilościach. W obrębie mineralizacji siarczkowej zdecydowanie przeważają kruszce miedzi, w tlenkowej — hematyt.

11. Istnieją dwa maxima zawartości minerałów tlenkowych — pierwsze w wysokich, drugie w niskich temperaturach. Mineralizacje średniotermalne są praktycznie pozbawione minerałów tlenkowych (fig. 3, 4).

12. Przestrzenne rozmieszczenie mineralizacji pomagmowej w utworach karbońskich jest zależne od budowy geologicznej podłoża waryscyjskiego (wielkości ścięcia erozyjnego utworów karbońskich), a także od odległości od źródeł płynów mineralizujących.

13. Opisana mineralizacja pomagmowa wykazuje

znaczne podobieństwo składu mineralnego oraz cech strukturalno-teksturalnych do innych rozpoznanych mineralizacji waryscyjskich z obszarów sudeckiego i śląsko-krakowskiego.

14. Ścisłe związki opisanej mineralizacji z mikrotektoniką waryscyjską, nieprzechodzenie utworów hydrotermalnych w czerwony spągowiec wskazują na waryscyjski wiek mineralizacji (faza kruszcogórska, ew. asturyjska). Źródła płynów hydrotermalnych autor upatruje w waryscyjskich intruzjach granitowych i porfirowych.

VI. Uzyskane wyniki badań, jak i głębokość zalegania utworów karbońskich w znacznym stopniu wykluczają możliwość znalezienia w ich obrębie złóż kruszców o znaczeniu przemysłowym na obszarze zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. Pewne perspektywy istnieją we wschodniej części monokliny przedsudeckiej, gdzie głębokość zalegania utworów karbońskich, intensywność mineralizacji i ewentualna bliskość (?) waryscyjskich masywów granitoidowych pozwalają mieć nadzieję na znalezienie przemysłowych złóż kruszcowych. Rokującym perspektywy typem genetycznym jest mineralizacja hydrotermalna.

VII. Powszechność wystąpień różnych genetycznie typów nagromadzeń minerałów kruszcowych w skałach karbońskich oraz przesłanki dotyczące ich pierwotnej miąższości i zasięgu wskazują na rolę erozji utworów karbońskich jako ewentualnego źródła metali, przyczyniającego się w pewien sposób do powstania cechsztyńskich złóż miedzi.

VIII. Istnieje konieczność dalszego prowadzenia badań kruszcowych nad utworami karbońskimi monokliny, a także objęcia nimi utworów czerwonego spągowca i starszego podłoża. Ma to istotne znaczenie dla poszerzenia naszych wiadomości o genezie cechsztyńskich złóż miedzi i ich związku z waryscyjską mineralizacją pomagmową. Szczególnie ważne jest tu ustalenie wieku masywów granitoidowych i porfirowych występujących w podłożu monokliny oraz bliższe poznanie związków łączących je z waryscyjską mineralizacją pomagmowo-hydrotermalną. Na obecnym etapie badań łączenie opisanych mineralizacji z konkretnymi masywami magmowymi może mieć tylko znaczenie hipotetyczne.

#### LITERATURA

ARNOLD R. G., 1965: Pyrrhotite phase relations below 304° ± 6°C at 1 Atm total pressure. *Econ. Geol.*, vol. 64, no 4.  
 BARCZUK A., 1974: Geneza konkrekcji kalcytowych w szarogłazach kulmu Gór Bardzkich. Calcareous concretions in the culmian graywackes of the Bardo Mts (Sudetes). *Acta Geol. Pol.*, vol. 24, no 2.

BARCZUK A., SPECZIK St., 1974: Utwory epitermalne w profilu karbonu dolnego z wiercenia Czerńcyce IG-1. Эпитеpмальные образования в разрезе нижнего карбона из скважины Черньцыце ИГ-1. *Rudy i Met. Nieżel.*, nr 9.



- BARTON P. B. Jr., 1973: Solid solutions in the system, Cu—Fe—S. Part I. The Cu—S and CuFe—S Joins. *Econ. Geol.*, vol. 68, no 4.
- BERNER R. A., 1969: The syntesis of Framboideal Pyrite. *Ibid.*, vol. 64, no 4.
- [BIETIECHTIN A. G. *et al.*], 1958: Бетехтия А. Г., Генкия А. О., Фялимонова А. А., Шадлун Т. Н.: Текстуры и структуры руд. Москва.
- BROWN B. E., BAILEY S. W., 1962: Chlorite polytypism: I Regular an semirandom one-layer structures. *Amer. Miner.*, t. 47, no 7/8.
- CABRI L. J., 1973: New Data on phase relations in the Cu—Fe—S System. *Econ. Geol.*, vol. 64, no 4.
- [DEPPLES E. K.], 1971: Дешплес Е. К., Диагенез и катагенез песчаников, [Ин:] Диагенез и катагенез осадочных образований. Москва.
- DVORAK J., 1959: Rozwój facjalno-litologiczny dewonu i karbonu w Sudetach Wschodnich i na Morawach. Facial an lithological development of the Devonian and Carboniferous in the Eastern Sudeten and in Morawia. *Kwart. Geol.*, t. 3, nr 1.
- GÓRECKA E., 1972: Mineralizacja kruszcowa w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego. Ore mineralization in paleozoic rocks of the Silesian-Cracow Area. *Acta Geol. Pol.*, vol. 23, nr 3.
- HOLLAND H. D., 1967: Gangue minerals in hydrothermal deposits, [In:] Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Holt, Rinehardt and Winston Inc., New York.
- [IWANOW B.], 1969: Иванов Б., Форма нахождения и особенности распространения висмута в гидротермальных месторождениях. Изд. Наука. Москва.
- IWAO S., 1956: Hydrothermal gypsum deposits of the Wani-bucki Mine. Japan with specjał reference to alteration of wall rocks. *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, no 27,
- JĄSKOWIAK M., 1964: Dotychczasowe dane o budowie obszaru przedsudeckiego. Existing Data on the structure of the Fore-Sudetic Monokline. *Kwart. Geol.*, t. 8, nr 3.
- [JUSZKO S. A.], 1966: Юшко С. А., Методы лабораторного исследования руд. Москва.
- KASPRZAK T., SOKOŁOWSKI J., 1964: Zarys budowy obszaru przedsudeckiego. Outline of structure of Fore-Sudetic area. *Geofiz. i Geol. Nafty*, nr 3/4.
- KLINIC I. A., BURNHAM C. W., 1972 Partitioning on chloride between a silicate melt and coexisting aqueous from 2 to 8 kilobars. *Econ. Geol.*, vol. 67, no 2.
- KLĄPCIŃSKI J., 1972: Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. Lithology, fauna, stratigraphy and palaeography of Permian in the Fore-Sudetic Monocline. *Geol. Sudetica*, vol. 5.
- [KOŁONIN G. R.], 1971: Колонин Г. Р., О самородном висмуте как геологическом термометре. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Москва.
- KOREJWO K., TELLER L., 1967: Stratygrafia dolnego karbonu (górnny wizen) z wiercenia Sułów—1 i Lamki—1. La stratigraphie du Carbonifère inférieur (viséen supérieur dans les forages Sułów et Lamki (Pologne du Sud-Quest). *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, nr 2.
- [KORZYŃSKI D. S.], 1969: Коржинский Д. С., Теория метасоматической зональности. Труды ИГЕМ АН СССР. Москва.
- 1974: Проблема различия метасоматических образований от магматических и осадочных, [Ин:] Метасоматизм и рудообразование. Москва.
- [KOSTOW I.], 1971: Костов И., Минералогия. Изд. Недра Москва.
- KOWALSKI W. M., LIPIARSKI I., 1973: Utwory epitermalne z niecki Słupca w Zagłębiu Sudeckim. Epithermal formations of the Słupiec Syncline in the Sudetes Basin. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, nr 78.
- KOZŁOWSKI A., KARWOWSKI Ł., OLSZYŃSKI W., 1975: Tungsten-tin-molybdenum mineralization in the Karkonosze massif. *Acta Geol. Pol.*, vol. 25, nr 3.
- KUCHCIŃSKI J., 1973: Rozwój i zarys tektoniki basenu czerwonego spągowca w północno-zachodniej Polsce. Tectonic development of the Rotliegende (Lower Permian) Basin in North-West Poland. *Inst. Geol. Biul.*, nr 264.
- KULLERUD G., 1964: Review and evaluation of recent resarch on geologically significant sulfide — type systems. *Fotschr. Miner. Kristallogr. Petr.*, Bd. 41, no 2.
- LITTLE H. W., 1969: Biogenic primary sulfide — of the Permian Kupferschiefer and marl slate. *Ibid.*, vol. 57, no 4.
- ŁYDKA K., 1955: Studia petrograficzne nad permokarbonem krakowskim. Petrographic studies concerning Permo-Carboniferous in the Cracow region., *Inst. Geol. Biul.* nr 97.
- 1958: Studia petrograficzne kulmu okolic Głubczyc. The petrographic studies of Culm of Głubczyce region., *Arch. Miner.*, t. 21, z. 1.
- MICHAŁEK Z., 1962: Studium geochemiczne siarczkowych minerałów żelaza. Geochemical investigations on iron sulphide minerals., *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN, oddz. w Krakowie*, nr 6.
- MILEWICZ J., 1966: O górnym karbonie depresji północnosudeckiej. Z geologii Ziemi Zachodnich. Wrocław.
- 1973: Próba poznania struktury depresji północnosudeckiej. An attempt to recognize the structure of the North-Sudetic depression. *Przegl. Geol.*, nr 1.
- LOVE L. G., 1962: Biogenic primary sulfide of the Permian Kupferschiefer, and marl Slate. *Econ. Geol.*, vol. 57.
- NAGELL R. M., 1957: Anhydrite kompleks of the Morococha District. Peru. *Econ. Geol.*, vol. 52.
- NAUMOW V. B., MALININ S. D., 1968: A new method of pressure determination by gaseous-liquid inclusions. *Geochimia*, no 4. Moskwa.
- OBERC J., 1966: Geologia krystaliniku Wzgórz Strzebińskich. Geology of crystalline rocks of the Wzgórz Strzebińskie Hills, Lower Silesia. *Studia Geol.*, vol. 20.
- 1972: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika. Sudety i obszary przyległe. cz. 2. Warszawa.
- OLSZYŃSKI W., 1973: Mineralizacja kruszcowa w skałach osłony granitoidów strzebińskich. Ore mineralization at the contact zone of the Strzelin Granitoids massif (Lower Silesia). *Acta Geol. Pol.*, vol. 23, nr 3.
- OSBORNE F. F., 1941: Anhydrite at gypsum at Calumet mines. Calumet Islans Quebec. *Univ. Toronto Studies Geol. Ser.*, no 46.
- [PAWŁOW A. L., SZAPOW W. N.], 1972: Павлов А. А., Шапов В. Н., Физическое и физико-химическое развитие магматических и рудных систем., Изд. Наука, Москва.
- PETTIJOHN F. J., 1957: Sedimentary Petrography. New York.
- PETTIJOHN F. J., POTTER P. L., SIEVER R., 1972: Sand and Sandstone. Springer-Verlag. Berlin-Haidelberg-New York.
- [RAKCZEJEW A. D.], 1971: Ракчев А. Д., Об оптической неоднородности зёрен пирита, [Ин:] Вопросы однородности и неоднородности минералов. Москва.

- [RAMDOHR P.], 1962: Рамдор А., Рудные минералы и их сростания. Москва.
- RYDZEWSKI A., 1969: Problemy występowania i genezy pirytu w obrębie skał cechsztyńskich monokliny przedsudeckiej. The problem of occurrence and genesis of Pyrite in the Zechstein Rocks of the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. Geol.*, t. 13, z. 4.
- SALACIŃSKI R., 1978: Geneza mineralizacji kruszczowej w granitoidowym masywie Strzegomskim *Inst. Geol. Biul.* nr 308.
- SCHNEIDERHÖHN H., 1923: Chalkograpische Untersuchungen des Mansfelder Kupferschiefers. *N. Jb. Miner. Beil.* — Bd. 47.
- SCHÜLER A., 1959: Metallisation und Genese des Kupferschiefers von Mansfeld. *Abh. Deutsch Acad. Wiss.*, 6.
- SCOTT S. D., 1973: Experimental Calibration of the Sphalerite Geobarometer. *Econ. Geol.*, vol. 68, no 4.
- ŚLÓSZARZ J., 1964a: Przejawy mineralizacji kruszczowej utworów paleozoicznych w wierceniach „Karniowice”. Mineralization evidences of the Palaeozoic deposits in bore-holes at „Karniowice”. *Przegl. Geol.*, nr 7/8.
- 1964b: Przejawy mineralizacji w otworach Bębło i Jerzmanowice. Mineralization evidences of the Palaeozoic deposits in bore-holes Bębło and Jerzmanowice. *Kwart. Geol.*, t. 8, nr 4.
- [SMIRNOW W. I.], 1969: Смирнов В. И., Геология полезных ископаемых. Москва.
- SMIRNOW S. S., 1956: Strefa utlenienia złóż siarczkowych. Warszawa.
- [SMIT GORDON F.], 1968: Смит Гордон Ф., Физическая геохимия. Изд. Недра. Москва.
- SOKOŁOWSKI J., 1967: Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geology and structure of Sudetic foreland. *Geol. Sudetica*, vol. 3.
- 1972: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 1. Warszawa.
- SPECZIK St. 1974: Przejawy mineralizacji kruszczowej w profilu wiertniczym karbonu dolnego z otworu Szymonków IG—1. Traces of ore mineralization in Lower Carboniferous profile from borehole Szymonków IG—1. *Przegl. Geol.*, nr 11.
- SWEENEY I., KAPLAN R., 1973: Pyrite framboid formation. *Econ. Geol.*, vol. 68, no 5.
- TEISSEYRE A. K., 1973: Diagenetic Carbonatization due to Kaolinitization: A Hypothesis with examples from Sudetic Carboniferous Sandstones. *Rocz. PT Geol.*, t. 18, z. 1.
- TOKARSKI A., 1958: Poszukiwawcze zadania wiercenia Mogilno—1. Mogilno—1 — exploratory drilling problem. *Nafta*, nr 1.
- [TUGARINOW A. U., NAUMOW W. B.], 1971: Тугаринов А. У., Наумов В. Б., Физико-химические парамеры гидротермального минералообразования. I Международный геохимический конгресс. t. 2, Москва.
- [UCZAMESZWILI N. E., et. al.], 1971: Учамейшвили Н. Е., Малинин С. О. Хиторов Н. И., Физико-химические основы формирования гидротермального барнта и некоторых типичных ассоциаций, включающих барит. *Ibid.*, Москва.
- UYTENBOGAARDT W., BURKE A. J., 1971: Tables for microscopic identification of ore minerals, 2-nd. ed. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam.
- [WOŁYŃSKI I. S.], 1949: Вольнский И. С., Определение рудных минералов под микроскопом. Москва.
- WYŻYKOWSKI J., 1958: Poszukiwanie miedzi na obszarze przedsudeckim. Research of copper in the Fore-Sudetic zone. *Przegl. Geol.*, nr 6.
- 1961: Pólmocno-zachodni zasięg krystalinikum bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi. Remarks on the geological structure of north western part of Fore-Sudetic Block and its environment. *Ibid.* nr 9.
- 1963: Najnowsze wyniki badań w rejonie Kożuchowa. The recent results of geological investigations in the Kożuchów region. *Ibid.*, nr 4.
- 1964: Utwory czerwonego spągowca na przedgórzu Sudetów. Rotligendes formations in the Sudetic foreland. *Ibid.*, nr 7/8.
- 1967: Kierunki poszukiwań złóż rud miedzi. Trends in search for copper-ore deposits. *Ibid.*, nr 10.
- 1971: Cechsztyńska formacja miedzionośna w Polsce. Zechstein copper-bearing formation in Poland. *Ibid.*, nr 3.
- YUND R. A., HALL H. T., 1969: Hexagonal and monoclinic pyrrhotites. *Econ. Geol.*, vol. 64, no 4.
- ŻAKOWA H., 1963: Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Stratigraphy and facial extents of the Lower Carboniferous in Sudetas. *Kwart. Geol.*, t. 7, z. 3.
- ŻELICHOWSKI A. M., 1962a: Profil kulmu z okolic Toszka. On the Culm the Region of Toszek. *Kwart. Geol.*, t. 6, z. 3.
- 1962b: O kulmie z okolic Głubczyc (Sudety Wschodnie). Profiles of Culm from the vicinities of Głubczyce (East Sudeten). *Przegl. Geol.*, nr 10.
- 1964a: Wstępne opracowanie profilu z Ostrzeszowa. Preliminary profile of the Carboniferous at Ostrzeszów. *Kwart. Geol.*, t. 8, z. 1.
- 1964b: Utwory karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej. The Carboniferous formation in the basement of the Fore-Sudetic monocline. *Przegl. Geol.*, nr 5.
- [ŻEMCZUŻNIKOW I. A., GINZBURG A. I.], 1960: Жемчужников И. А., Гинзбург А. И., Основы петрологии углей., Москва.

## ORE MINERALIZATION IN THE BASEMENT CARBONIFEROUS ROCKS OF THE FORE-SUDETIC MONOCLINE (SW POLAND)

**ABSTRACT:** Carboniferous rocks occurring in the basement of the Fore-Sudetic Monocline were investigated mineralogically and petrographically by means of optic, thermobarogeochemical, X-ray, and others methods. Ore minerals are ubiquitous in these rocks. They usually appear in form of fine inclusions, "pseudo-veins", proper veinlets, impregnations, and concretions. The studied ore minerals represent several genetic types of which postmagmatic-hydrothermal mineralization is the most significant. The hydrothermal veins contain 26 ore minerals crystallising directly from hydrothermal fluid or resulting from their reconstitution owing to changes in the environment chemistry, 10 hypergenic minerals, and 12 non-ore ones. The conditions of mineralization were reconstructed on a basis of detailed analysis of hydrothermal deposits, interrelationships of ore and non-ore minerals, recognised index minerals, and thermobarogeochemical investigations. Two mineral paragenesis were found in the postmagmatic-hydrothermal deposits: the first repre-

senting high and medium temperatures and characterised by three (A, B, C) co-existing associations of ore minerals, and the second representing low temperatures and characterized by two (D, E) ore mineral associations. The hydrothermal mineralization is related to Hercynian microtectonics and is absent from Rotliegendes deposits, therefore it is assigned to the Hercynian epoch. Hydrothermal fluids are thought to have been connected with Hercynian granite and porphyry intrusions. Based on the results obtained and depth of occurrence of Carboniferous rocks, the author rather excludes presence of industrial ore deposits of this age in western and middle part of the Fore-Sudetic Monocline, excepting its eastern part where hydrothermal mineralization seems to have a greater practical significance. Various genetic types of the studied ore minerals as well as knowledge of primary thickness and extent of Carboniferous rocks point to the role of post-Carboniferous erosion possibly providing metals for Zechstein copper deposits.

### Summary

### INTRODUCTION

This paper attempts the full characteristic of ore mineralization in Carboniferous rocks representing the basement of the Fore-Sudetic Monocline, preliminary evaluation of the prospect for searching for ores, and recognition of interrelationships of mineralizations under discussion with Zechstein copper ones. The studies were based upon drill-cores coming from 49 bore-holes.

The studies were carried out mostly by means of microscopic observations of polished and thin sections supported by X-ray and spectral analyses, microchemical reprints, identification etchings, and thermobarogeochemistry. Moreover, the petrographic observations resulted in preliminary petrographic description of ore-bearing Carboniferous rocks (pl. I, 1-4; II, 1-4; III, 1, 2).

The questioned rocks are of Lower Carboniferous age.

They are developed in kulum facies and represented by greywackes, siltstones with shale intercalations, and conglomerates. Their bedding planes dip variously bedding planes are strongly distorted and dip at various angles ranging from 30 to 90°. The Carboniferous rocks are jointed, locally brecciated, strongly diagenesed and occasionally even slightly metamorphosed. Pelitic rocks display varying degree of diagenesis. Thus one can distinguish claystones, shaly claystones, and clayey shales. Also to Carboniferous rocks are included metamorphosed rocks of Czeszów-4 drilling, porphyries of Kowalewo-1 and Kowalewo-2 drillings, and lamprophyries found in Wólczyn IG-1 drilling.

Microscopically studied were all the rocks of Carboniferous profile but special attention was paid to ore bearing veins, part of rocks with dispersed mineralization both obvious and inferred. one.

### THE OBTAINED RESULTS

Ore minerals are common in the investigated Carboniferous rocks. These minerals do not form larger accumulations but appear merely as tiny inclusions, coatings, "pseudoveins", proper veins, impregnations, and concretions.

Several genetic types of ore deposits have been distinguished differing in their composition and origin. These are as follows:

I — ore minerals occurring in igneous and metamorphosed rocks;

I — ore minerals occurring in sedimentary rocks:

1. placer deposits of ore minerals represented by sulphides

and oxides of various origin but redeposited in common in Carboniferous sediments;

2. primary syndiagenetic mineralization connected with sedimentary processes;

3. diagenetic-infiltration mineralization occurring in diagenetic forms;

4. postmagmatic-hydrothermal mineralization.

Of the above listed genetic types only the last one has certain quantitative and qualitative significance. The results of mineralogical investigations of 49 studied Carboniferous profiles are presented in table 1.

\* Institute of Geology, the Warsaw University, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-039 Warszawa.

## POSTMAGMATIC-HYDROTHERMAL MINERALIZATION

Mineralization of this type is evident in 28 (tab. 2) of all 49 investigated profiles of Carboniferous rocks. The ore minerals have been encountered mostly in variously dipping veinlets and only occasionally as impregnation of their surroundings, especially in zones strongly engaged tectonically. The hydrothermal veins are strongly related to Hercynian microtectonics. Their thicknesses range from several tens to several centimeters but they are remarkably constant in case of the individual veins. The hydrothermal veins are composed mostly of non-ore minerals and may be divided into several types. These are single simple veins and veins having complicated structure among which saddle veins, camera veins, and rosary veins may be distinguished. The sequence of several generations of ore and non-ore minerals may commonly be observed (figs. 1, 2). The discussed veins usually display crustification textures whereas reticulate, laminar and collomorph textures are less frequently met. The ore minerals are distributed throughout the veins in segment or crustification manner.

The investigated ore deposits were divided into 5 types differing from one another with place and mode of occurrence,

mineral composition, conditions of crystallization, and intensity of hipergenic transformations. These types are listed below representing:

- sulphide mineralization of high, medium, and low temperatures (fig. 3);
- sulphide-oxide mineralization of higher, medium, and low temperatures (fig. 4);
- sulphide mineralization of low temperatures (fig. 5);
- oxide mineralization of low temperatures;
- mineralization transformed owing to hipergenic processes.

The ore and non-ore minerals composing the hydrothermal veins as well as features of their fabric were described in details (pls. III–X). Carbonate minerals (dolomite, ankerite) were identified by means of X-ray analysis (tab 3).

The conditions of mineralization were recognised using index minerals, interrelationships of ore minerals, and relationships between these minerals and non-ore minerals and surrounding rock. Moreover, index thermobarogeochemical investigations were applied to numerous tiny fluid inclusions occurring in the non-ore minerals of the hydrothermal veins (tab. 4; fig. 8).

### PARAGENESES, MINERAL ASSOCIATIONS AND SUCCESSION

The detailed analysis of mineral composition, appearance of ore minerals, and their interrelationships in the above distinguished types of hydrothermal mineralization allow to state that discussed ore deposits represent two mineral parageneses (fig. 6) which differ from each other with their composition, structure of replacement, and conditions of crystallization. The constituents of the both parageneses usually occur jointly (some associations or their parts, e.g. in the drilling of Smarchovice IG–1). Less frequently they are independent forming veins of I and II generations. The minerals belonging to one paragenesis are characterized by contacts typical of intergrowths. The minerals representing two various parageneses are characterized by strong corrosion and intense replacement.

#### PARAGENESIS I

Both the mineralogy of the paragenesis I and diversity of ore deposits point to a vast range of crystallization temperatures of individual minerals and great changeability of physico-chemical conditions. This resulted in development of three associations of ore minerals locally coexisting with one another.

#### Association A

The presence of ilmenite indicates rather high, of an order of 500°, initial crystallization temperatures. The end temperature may be inferred from the presence of exsolution structures chalkopirite-valleriite appearing according to Ramdohr (1962) in temperature of 200 to 250°. Moreover, the high temperatures of the crystallization of ore minerals of association A (drilling of Pogorzela–7) are suggested by the results of homogenization of fluid inclusions in the coexisting non-ore minerals. The temperature of 570 to 575°C was obtained in case of anhydrite, and the temperature of 420–430°C in case of quartz. In the both cases the inclusions were homogenized in gas.

The mineral succession begins with ilmenite and hematite followed by rutile which partly has been derived from the prior ilmenite transformed by the lower temperature hydrothermal fluids. Next, scarce pyrite, chalkopirite, valleriite, and sphalerite came into existence mostly owing to changes in chemistry of

hydrothermal fluids (especially increase of activity of sulphur). The quantitative interrelationships of the ore minerals indicate that the association A is represented mainly by oxides and the majority of ore minerals was developed at high temperatures.

#### Association B

There is no direct indicator of temperature of association B development. Based, however, on its mineral composition, coexistence with association C minerals, and evident cataclasis (the same as in association C), the present author assumes that the association B ores were developed at high and medium temperatures. This view seems to be supported by dark hue of sphalerite and red internal reflections which are indicative of the sphalerite crystallizing at relatively high temperatures (Ramdohr 1962; Scott 1973).

Homogenization and decrepitation of fluid inclusions in anhydrite accompanying the discussed association yielded temperatures of an order 290–320°C (type of homogenization in liquid).

In the mineral succession pyrite is followed by safflorite, cobaltite, and arsenopyrite. All these minerals were later cataclased, fractured and the resulting fissures were filled with younger minerals. The cataclastic phenomena variously and with varying intensity manifest in all the investigated Carboniferous profiles; locally cataclasis even managed to stop crystallization and lead to changes in environment chemistry (the drilling of Szymonków IG–1) but in general it evoked only mechanical changes (the drilling of Wołczyn IG–1) pointing to the syntectonic mineralization. Quantitative analysis of association B ore minerals and their attitudes indicate that majority of them was developed at medium temperatures (200–300°C).

#### Association C

The minerals of association C were crystallizing at various temperatures. The initial high temperatures are indicated by the presence of exsolutions of chalcopirite in sphalerite occurring in the temperature of 550°C (cf. Kullerud 1964) as well as the presence of twinnings and strong anisotropy in scarce chalcopirite.

pyrite individuals (Wolczyn IG-1). This may result from the reconstitution of chalcopyrite having regular symmetry — talnakhite (Kostow 1971; Uytenbogaardt, Burke 1971) into polymorphic tetragonal chalcopyrite when the temperature is lowered below 550–520°C. High crystallization temperature may also be inferred from the presence in pyrrhotite crystals of intergrowths of hexagonal and monoclinic varieties of this mineral, developing usually at high temperatures (cf. Ramdohr 1962).

Both exsolution structures and polymorphic reconstitution are encountered only in a few aggregates of ore minerals which point to rapid cooling of the crystallization environment. This rapid cooling causes further stage of exsolution in chalcopyrite crystals in which cubanite inclusions appear at the temperature of an order of 250–300°C (cf. Ramdohr 1962) or 200–210°C (cf. Cabri 1973).

At first in the association C crystallized pyrrhotite and chalcopyrite I and II having the above described exsolution structures. Next, as the content of sulphur ions had been increasing, started to crystallize pyrite I, arsenopyrite, chalcocite I, and others. The crystallization of sphalerite and chalcopyrite II was still continued, but the low temperature varieties differed from those mentioned above with lack of exsolution structures and with optical properties. The carried out studies allowed to assume that the initial temperature of hydrothermal fluids suggested by the presence of sphalerite-chalcopyrite I exsolution structures (500°C) was overestimated.

Quantitative interrelationships of the association C ore minerals indicate that they occasionally formed at higher temperatures (300–400°C) but mostly were developed at medium temperatures of an order of 200–300°C. Such a conclusion is supported by the results of decrepitation and homogenization of fluid inclusions occurring in the non-ore minerals coexisting with the questioned association (drillings of Wolczyn IG-1 and Pogorzela-4).

All the above described association of the paragenesis I are relatively scarce. Only association C is locally abundant in some profiles. The majority of minerals of the paragenesis I is connected with the medium temperatures of an order of 200–300°C and only small part may be related to higher temperatures from 300 to 400°C.

#### PARAGENESIS II

The mineral composition of deposits of the paragenesis II of ore minerals points to a remarkable decrease of temperature of solutions and a certain uniformity of their chemistry. The author distinguishes here two associations referred to as D and E which only rarely coexist with each other.

#### Association D

The association D has the greatest number of its representatives. It commenced with the appearance of abundant pyrite II, markasite I, and chalcopyrite II coexisting with one another. The amount of markasite is steadily increasing toward dominance over pyrite. Bornite, galenite, and tetracitrite appeared nearly at the same time and their crystallization was followed by development of chalcocite II owing to polymorphic transformations. The succession was ended with markasite and melnicowite-markasite crystallizing from colloidal solutions. Still unclear is the status of native bismuth and a mineral referred to as emplectite (?) for lack of their contacts with other ore minerals existing in the same veins. But aggregate-grained bismuth bodies and the association with which they occur, indicate that the discussed minerals must have crystallized below 271°C (melting temperature of bismuth; Kolonin 1971; Iwanow 1969). The des-

cribed association as well as forms of markasite point to low crystallization temperatures of an order of 200–100°C and even less. The same is evident from the result of investigations of gaseous fluid inclusions occurring in hydrothermal carbonates and quartz (drillings of Dąbcze-2, Smarchowice IG-1, Wierzchowice-1). The mineral composition of the discussed association points to large fluctuations in pH of the environment at the determined boundary between the paragenesis I and paragenesis II. Alkali solutions as evidenced by crystallization of pyrite I, passed into neutral solutions (simultaneous crystallization of pyrite II and markasite I) and further on changed into acid ones as indicated by crystallization of markasite II (Michalek 1962).

#### Association E

The association E is relatively wide-spread though represented nearly exclusively by finely dispersed hematite and sporadic pyrite. The mode of hematite occurrence and interrelationships of association E and other ones suggest the crystallization temperatures much below 200°C.

The activity of sulphur, oxide, and carbon dioxide varied throughout the crystallization of the parageneses I and II. At the highest temperatures, the oxides minerals crystallized nearly exclusively (association A) as H<sub>2</sub>S was passive in the gaseous phase. As temperature decreased and the solubility of H<sub>2</sub>S increased, the sulphides having small amount of sulphur regarding with metal, were developing. These were pyrrhotite, arsenopyrite, followed by chalcocite, pyrite, and sphalerite. The increasing activity of sulphur at medium temperatures resulted in hydrothermal replacement of pyrrhotite by melnicowite and further on markasite and pyrite. Insignificant amount of hematite coexisting at medium temperatures with chalcopyrite may be explained by the oxidizing influence of water vapor on chlorides and chlorides iron complexes. Oxidation potential is probably lowest at medium temperatures and increases at low temperatures as suggested by the presence of barite and hematite (associations D and E). As temperature decreases carbon dioxide is growing into importance, and at the higher temperatures it is presumably present as undissociated molecule but at the lower temperatures it appears as ions — HCO<sub>3</sub> or carbonate crystals in case of pressure decrease. It may be assumed that chalcedony coexisting with ankerite resulted from the reaction of CO<sub>2</sub> with alkali silicates.

The mode of development of the discussed parageneses originating under conditions of rapid decrease of temperature and pressure allows to assign them to telescopic parageneses (Smirnow 1969). Structural and textural features of the hydrothermal deposits indicate that jointly with the ore minerals of paragenesis I were crystallizing quartz I, chlorite, anhydrite I, adularia, syderite, ankerite, dolomite, calcite whereas the ore minerals of paragenesis II were accompanied by ankerite, quartz II, chalcedony, dolomite, calcite, anhydrite II, barite, gypsum, and kaolinite (fig. 7). The discussed hydrothermal deposits are absent from Rotliegendes rocks and closely connected with Hercynian microtectonics.

All the above presented considerations refer to the Assemblage I of ore minerals consisting of the minerals that crystallized directly from hydrothermal solutions and their transformations products owing to decrease of temperature and change in chemistry of environment. The Assemblage II is represented by hypergenic minerals.

The hydrothermal mineralization in the investigated profiles is only slightly affected by hypergenic transformations. The oxidation zone minerals appear merely as rims or spots

over sporadic grains of ore minerals. At the top of some of the investigated profiles were encountered veins containing the hydrated iron oxides, anhydrite, and calcite. Many of these veins represented further stage of postmagmatic-hydrothermal mineralization. The sulphide minerals appear as relics (chalcopyrite, bornite, pyrite) in non-ore minerals and display faintly defined optic properties.

In the course of hypergenic processes, copper and iron became separated, copper was removed and dispersed, oxidized

copper ores were formed, and carbonates, notably syderite, were partly decomposed and removed according to the following scheme:

Sulphide minerals

- chalcocite III, covellite, bornite, limonite
- limonite, cuprite, native copper, tenorite
- malachite, azurite, getite, limonite, hydrohematite
- limonite, getite, hydrohematite

### CONCLUSIONS

I. Both the results obtained by the present author and depth of occurrence of Carboniferous rocks rather exclude the possibility of discovery of ore deposits having industrial significance, over the area of western and central Fore-Sudetic Monocline. The industrial ore deposits of hydrothermal origin may perhaps be found in its eastern part if judging from the depth of occurrence of Carboniferous rocks, intensity of mineralization and possible neighbourhood of Hercynian granitoid massifs.

II. Common occurrences of various genetic types of ore minerals accumulations in the Carboniferous rocks as well as some data of their primary thickness and extent point to the role of post-Carboniferous erosion possibly providing metals for the Zechstein copper deposits.

III. It is necessary to continue the studies on ore minerals occurring in Carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline and also those occurring in Rotliegendes and older basement rocks. This can greatly contribute our knowledge on the origin of Zechstein copper deposits and their relations to Hercynian post-magmatic mineralization. Of particular importance is dating of the granitoid and porphyry bodies belonging to the basement of the Monocline and recognition of their relations with the Hercynian post-magmatic-hydrothermal mineralization.

*Translated by Andrzej Żelaźniewicz*

## **PLANSZE I OBJAŚNIENIA**

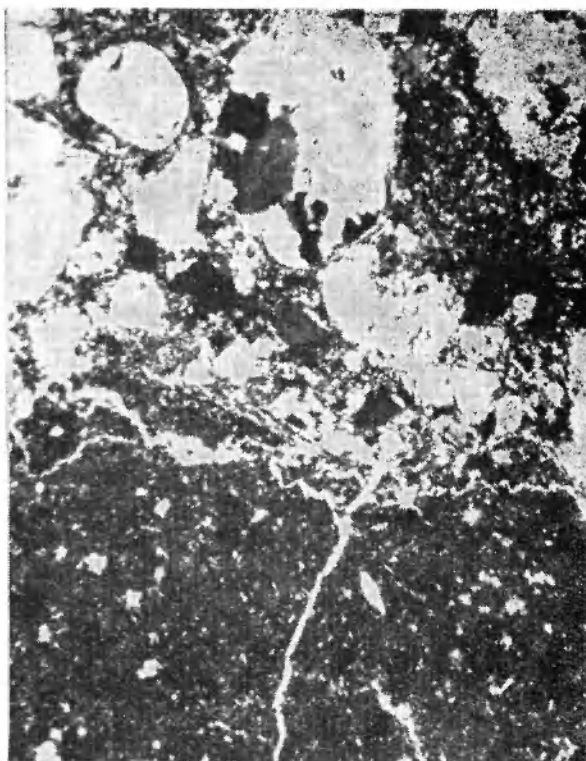
## PLANSZA I

1. Okruch ponadtapianego kwarcu z wrostkiem przeobrażonego szkliwa o strukturze sferolitycznej. Nikole skrzyżowane. Pow. 75 x. Strużka—1. Głębokość 1476,5 m  
Quartz fragment with molten edges; inclusion of transformed glass having spherulitic structure. Nicols crossed. Enlarg. 75 x. Drilling of Strużka—1. Depth 1476.5 m
2. Okruch porfiru kwarcowego i kwarcu żyłowego w szarogłazie o spoiwie syderytowo-żelazistym. Nikole skrzyżowane. Pow. 37,5 x. Henrykowice—2. Głębokość 1664,2 m  
Fragments of quartz porphyry and vein quartz in greywacke having siderite-iron cement. Nicols crossed. Enlarg. 34.5 x. Drilling of Henrykowice—2. Depth 1664.2 m
3. Pseudomorfoza węglanowa po piroksenie. Bez analizatora. Pow. 50 x. Czerńczyce IG—1. Głębokość 1107,5 m  
Carbonate pseudomorph after pyroxene. Nicols parallel. Enlarg. 50 x. Drilling of Czerńczyce IG—1. Depth 1107.5 m
4. Okruch porfiru bezkwarcowego o wtrofirowym tle skalnym. *M*—pusta miarola. Nikole skrzyżowane. Pow. 37,5 x. Pierwoszków—1. Głębokość 1675,0 m  
Fragment of quartzless porphyry having vitrified groundmass. *M*—empty miarola. Nicols crossed. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Pierwoszków—1. Depth 1675.0 m

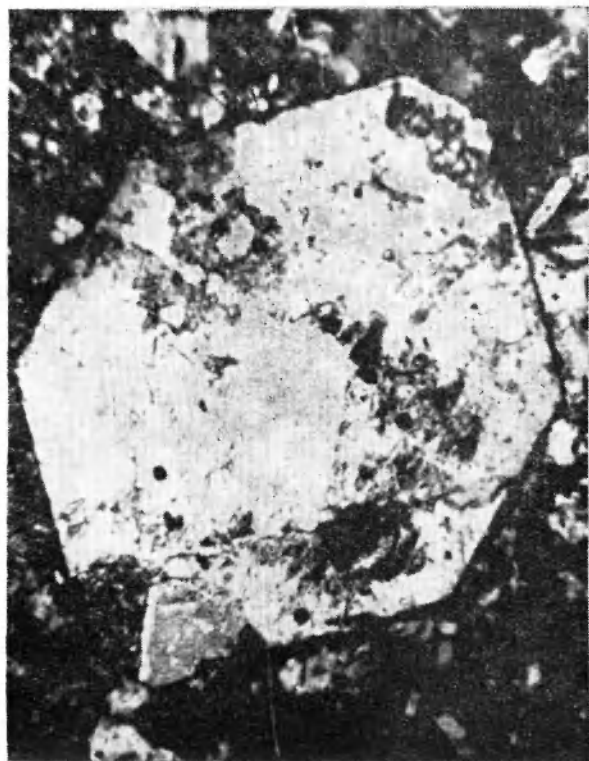




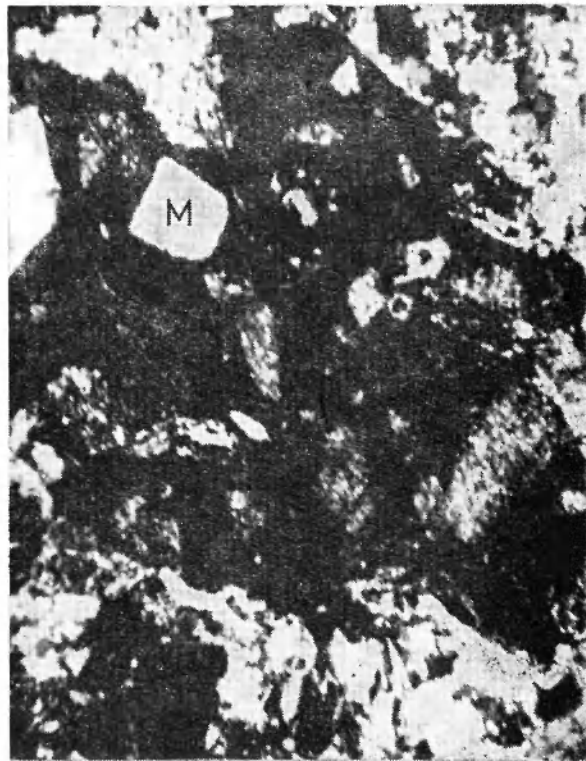
1



2



3



4

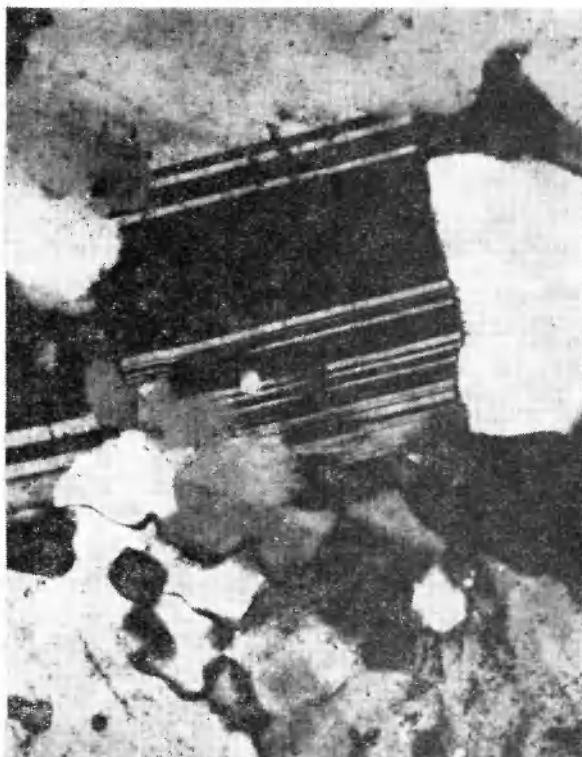
Stanisław SPECZIK — Mineralizacja kruszcowa w utworach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej  
Ore mineralization in the basement Carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

## PLANSZA II

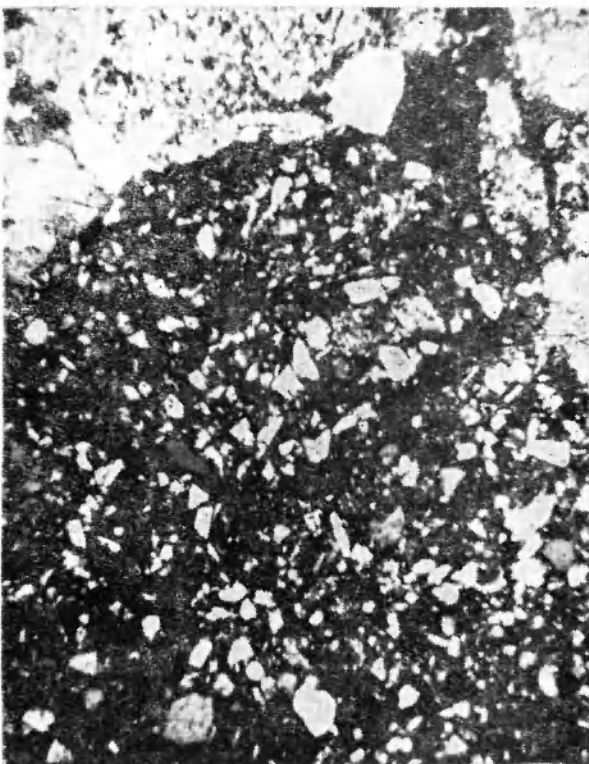
1. Pseudomorfoza chlorytowa po amfibolu w okruchach porfiru bezkwarcowego. Nikole skrzyżowane. Pow. 37,5 x. Chyże 1. Głębokość 3192,7 m  
Chlorite pseudomorph after amphibole in fragments of quartzless porphyry. Nicols crossed. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Chyże—1. Depth 3192.7 m
2. Panksenomorficzna struktura w okruchu skały magmowej. Nikole skrzyżowane. Pow. 37,5 x Słupia—1. Głębokość 1916,7 m  
Panxenomorphic structure in fragment of igneous rock. Nicols crossed. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Słupia—1. Depth 1916.7 m
3. Okruch mułowca szarogłazowego w szarogłazie. Nikole skrzyżowane. Pow. 37,5 x. Syców—2. Głębokość 1708,1 m  
Fragment of siltstone in greywacke. Nicols crossed. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Syców—2. Depth 1708.1 m
4. Okruch granitognejsu. Nikole skrzyżowane. Pow. 37,5 x. Laskowice IG—1. Głębokość 1714, 2m  
Fragment of granitegneiss. Nicols crossed. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Laskowice IG—1. Depth 1714.2 m



1



2



3

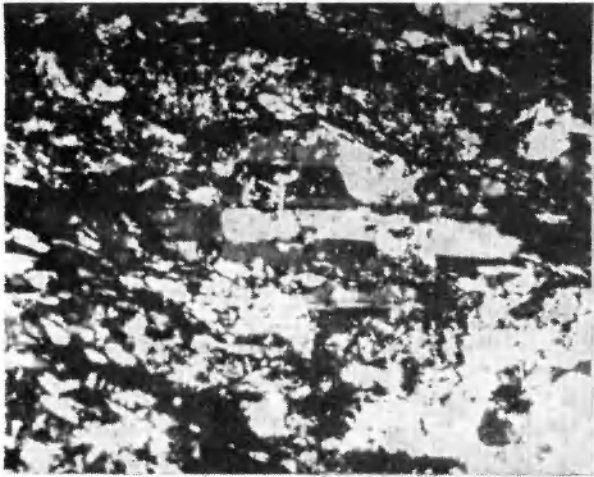


4

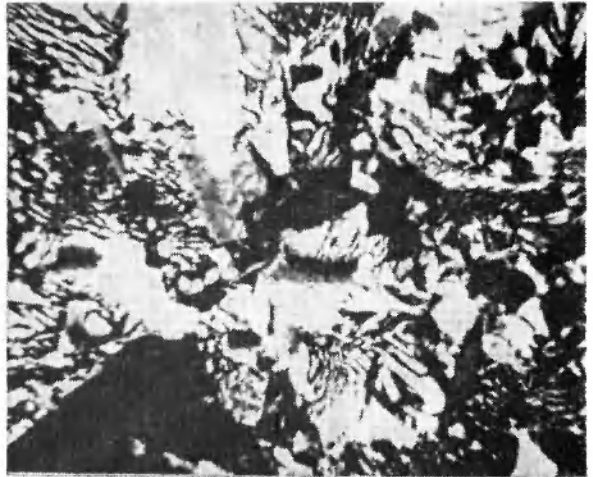
Stanisław SPECZIK — Mineralizacja kruszcowa w utworach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej  
Ore mineralization in the basement Carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

### PLANSZA III

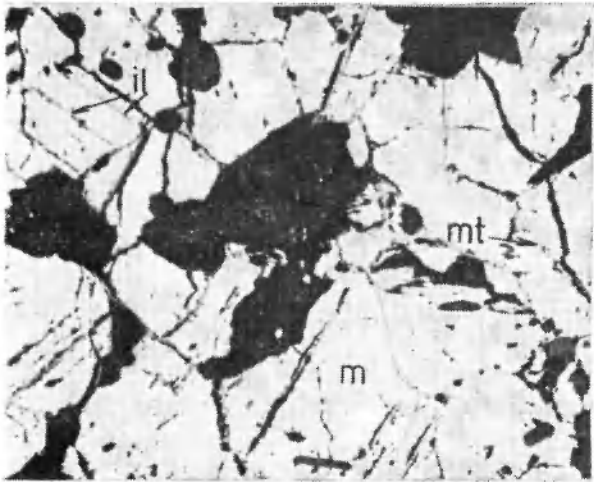
1. Łupek albitowo-kwarcowo-hematytowy o teksturze równoległej. Nikole skrzyżowane. Pow. 37,5 x. Czeszów—4. Głębokość 1228,1 m  
Albite-quartz-hematite phyllite. Nicols crossed. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Czeszów—4. Depth 1228.1 m
2. Granofirowe i myrmekitowe przerosty na kontakcie okrucowych składników szarogłazu. Nikole skrzyżowane. Pow. 210 x. Czerńczyce IG—1. Głębokość 1151,7 m  
Granophyric and myrmekitic intergrowths at the contact of greywacke constituents. Nicols crossed. Enlarg. 210 x. Drilling of Czerńczyce IG—1. Depth 1151.7 m
3. Pseudomorfoza marytowa (*m*) po magnetycie (*mt*). Widoczne zorientowane przerosty ilmenitowe (*il*). Nikole lekko skośne. Pow. 75 x. Kowalewo—2. Głębokość 1516,0 m  
Martite pseudomorph (*m*) after magnetite (*mt*). Visible oriented ilmenite intergrowths (*il*). Nicols not fully crossed. Enlarg. 75 x. Drilling of Kowalewo—2. Depth 1516.0 m
4. Okruch kwarcu przerastanego chalkopirytem w mułowcu żelazistym. Bez analizatora. Pow. 20 x. Laskowice IG—1. Głębokość 1708,1 m  
Quartz fragment intergrown with chalcopyrite in ferruginous siltstone. Nicols parallel. Enlarg. 20 x. Drilling of Laskowice IG—1. Depth 1708.1 m
5. Szkieletowa pseudomorfoza ilmenitowo-hematytowa po mineralu ciemnym w okrucu skały wulkanicznej. Bez analizatora. Pow. 37,5 x. Niwiska—1. Głębokość 1698,2 m  
Skeleton ilmenite-hematite pseudomorphs after unknown dark mineral in volcanic rock fragment. Nicols parallel. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Niwiska—1. Depth 1698.2 m
6. Koncentryczny agregat hematytowo-chalcedonowy w okrucu skały wulkanicznej. Bez analizatora. Pow. 37,5 x. Słupia—1. Głębokość 1319,3 m  
Hematite-chalcedony concentric aggregate in volcanic rock fragment. Nicols parallel. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Słupia—1. Depth 1319.3 m



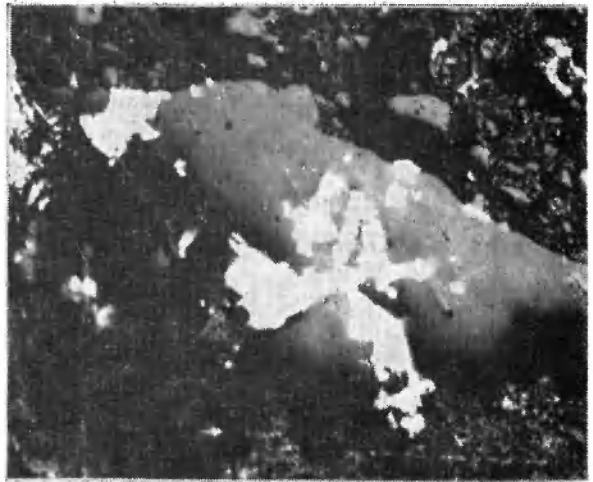
1



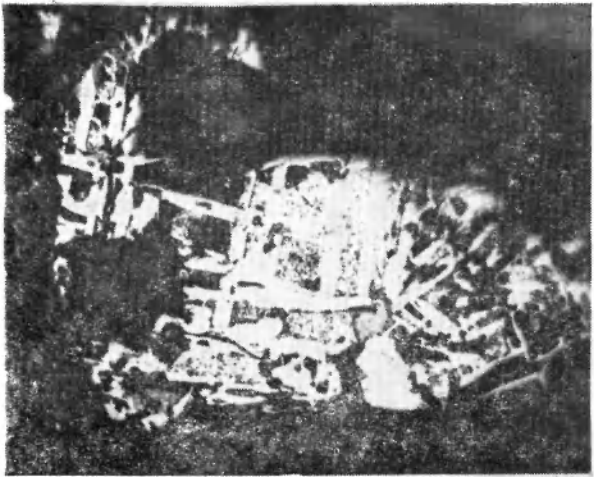
2



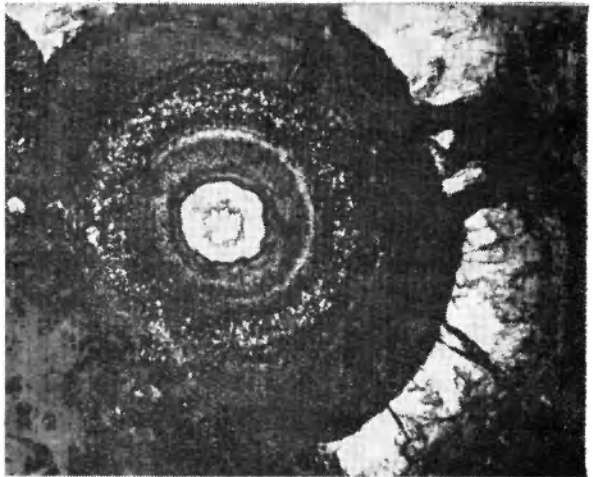
3



4



5

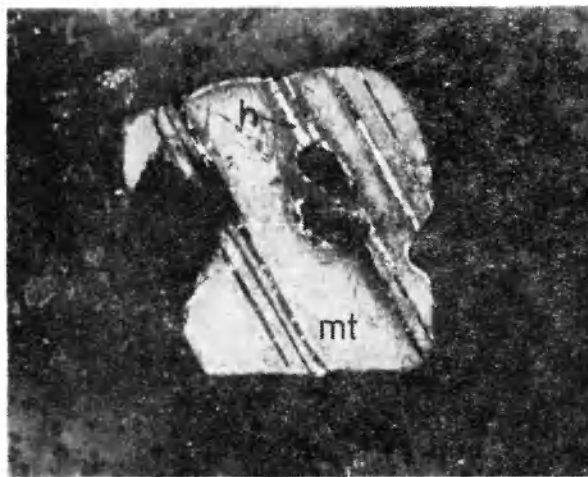


6

Stanisław SPECZIK — Mineralizacja kruszcowa w utworach karbońskich podłoża morokliny przedsudeckiej  
Ore mineralization in the basement Carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

#### PLANSZA IV

1. Magnetyt (*mt*) zawierający zorientowane przerosty hematytu (*h*), w znacznym stopniu zresorbowane przez skałę otaczającą. Okruch skały magmowej w mułowcu szarogłazowym. Bez analizatora. Pow. 20 x. Grabowno—1. Głębokość 1871,1 m  
Magnetite (*mt*) having oriented hematite intergrowths (*h*) remarkably resorbed by the surrounding rock. Fragment of igneous rock in greywacke siltstone. Nicols parallel. Enlarg. 20 x. Drilling of Grabowno—1. Depth 1871. 1m
2. Dwa etapy otwierania i wypełniania żyłki węglanowej. Nikole skrzyżowane. Pow. 20 x. Henrykowice—2. Głębokość 1664,2 m  
Two stages of opening and filling up of calcite veinlet. Nicols crossed. Enlarg. 20 x. Drilling of Henrykowice—2. Depth 1664.2 m
3. Żyłka kwarcowa ze strefą reakcyjną na kontakcie z mułowcem. Nikole skrzyżowane. Pow. 20 x. Wołczyn IG—1. Głębokość 837,0 m  
Quartz veinlet with reaction margin at the contact with siltstone. Nicols crossed. Enlarg. 20 x. Drilling of Wołczyn IG—1. Depth 837.0 m
4. Żyłka wypełniona drobnodispersyjnym hematytem. Nikole lekko skośne. Pow. 20 x. Borzęcin—1. Głębokość 1839,5 m  
Veinlet of fine-dispersed hematite. Nicols not fully crossed. Enlarg. 20 x. Drilling of Borzęcin—1. Depth 1839.5 m
5. Impregnacje hematytowe w skałe otaczającej na kontakcie z żyłką węglanową. Bez analizatora. Pow. 37,5 x. Jawor—1. Głębokość 1796,1 m  
Hematite impregnations in the surrounding rock at the contact with carbonate veinlet. Nicols parallel. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Jawor—1. Depth 1796.1 m
6. Listewkowate i tabliczkowate wydzielienia hematytu (*h*) w kwarcu (*k*) i anhydrycie (*a*). Bez analizatora. Pow. 37,5 x. Pogorzela—7. Głębokość 2203,4 m  
Lamellar and tabular hematite crystals (*h*) in quartz (*k*) and anhydrite (*a*). Nicols parallel. Enlarg. 34.5 x. Drilling of Pogorzela—7. Depth 2203.4 m



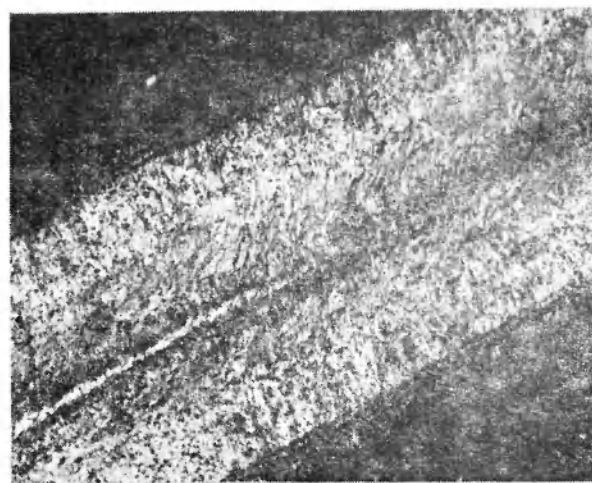
1



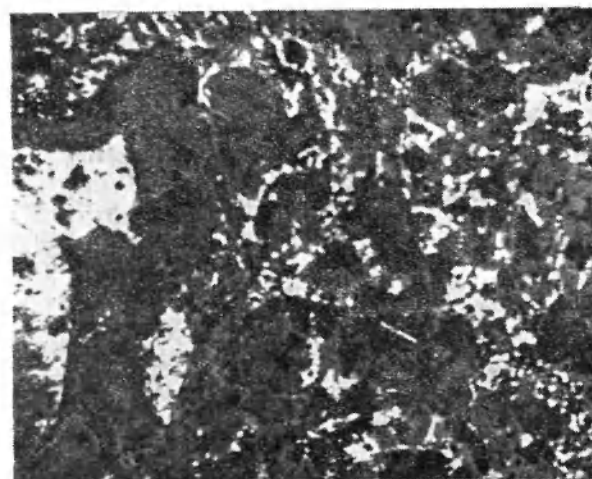
2



3



4



5



6

Stanisław SPECZIK — Mineralizacja kruszczowa w utworach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej  
Ore mineralization in the basement Carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

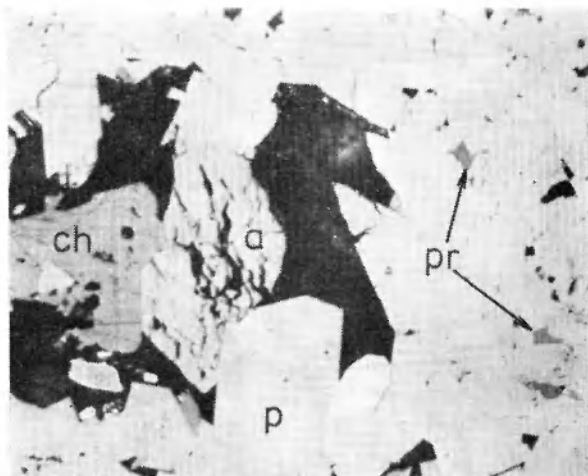
## PLANSZA V

1. Pasowa budowa piryty (preparat lekko nadtrawiony). Nikole skośne. Pow. 210 x. Pogorzela—4. Głębokość 2010,4 m  
Zonal structure of pyrite (specimen slightly etched). Nicols not fully crossed. Enlarg. 210 x. Drilling of Pogorzela—4. Depth of 2010.4 m
2. Piryty (*p*), arsenopiryty (*a*), pirotyt (*pr*), chalkopiryty (*ch*). Bez analizatora. Pow. 75 x. Wołczyn IG—1. Głębokość 2090,1 m  
Pyrite (*p*), arsenopyrite (*a*), pyrrhotite (*pr*), and chalcopyrite (*ch*). Nicols parallel. Enlarg. 75 x. Drilling of Wołczyn IG—1. Depth 2090.1 m
3. Żyłka węglanowo-pirytowa II generacji. Bez analizatora. Pow. 37,5 x. Wierzchowice—4. Głębokość 1696,2 m  
Veinlet of carbonate-pyrite of II generation. Nicols parallel. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Wierzchowice—4. Depth 1696.2 m
4. Piryty (*p*), safloryty (*s*), kobaltyny (*k*). Nikole skrzyżowane. Pow. 210 x. Szymonków IG—1. Głębokość 1104,7 m  
Pyrite (*p*), safflorite (*s*), cobaltine (*k*). Nicols crossed. Enlarg. 210 x. Drilling of Szymonków IG—1. Depth 1104.7 m
5. Zorientowane zrosty saflorytu (*s*) z kobaltynem (*k*) na kontakcie z pirytem (*p*). Nikole skrzyżowane. Pow. 950 x: Szymonków IG—1. Głębokość 1104, 7 m  
Oriented intergrowths of safflorite (*s*) and cobaltine (*k*) at the contact with pyrite (*p*). Nicols crossed. Enlarg. 950 x. Drilling of Szymonków IG—1. Depth 1104, 7 m
6. Zastępowanie pirotytu przez markasyt. Bez analizatora. Pow. 34,5 x Wołczyn. IG—1. Głębokość 2049,0 m  
Replacement of pyrrhotite by markasite. Nicols parallel. Enlarg. 34.5 x. Drilling of Wołczyn IG—1. Depth 2049.0 m





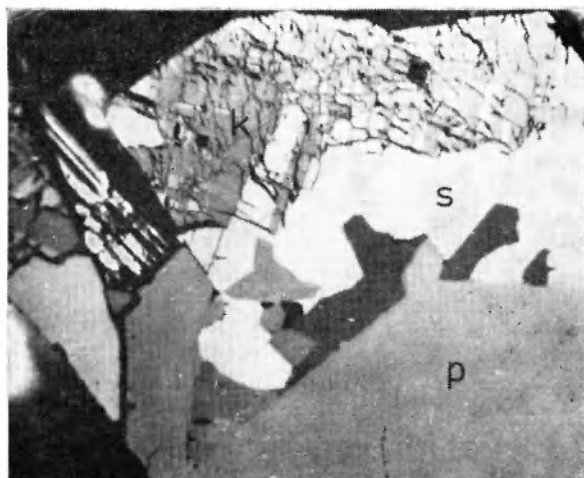
1



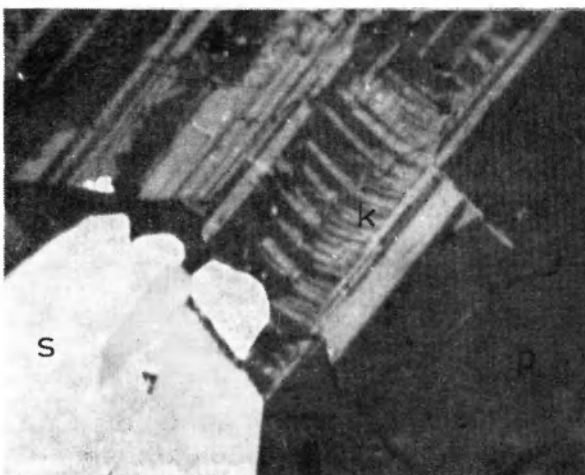
2



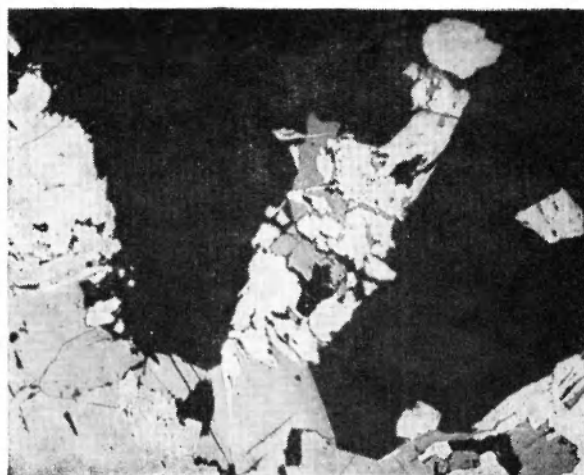
3



4



5

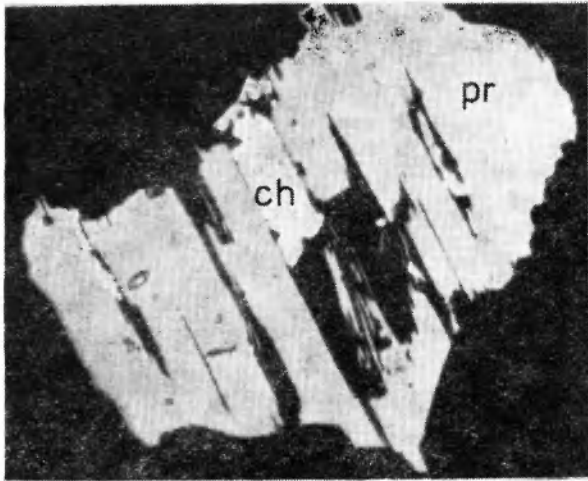


6

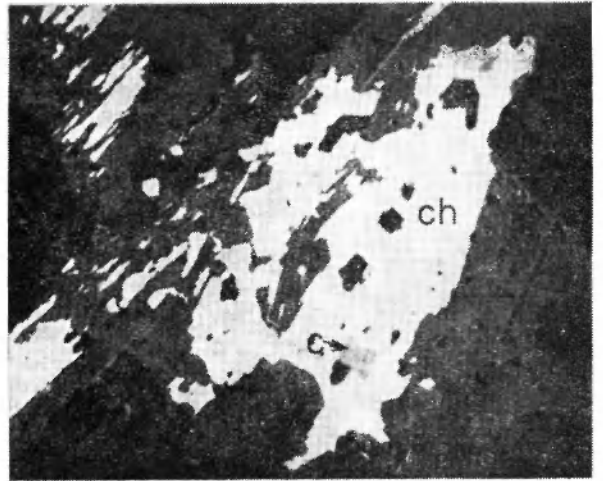
Stanisław SPECZIK — Mineralizacja kruszcowa w utworach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej  
Ore mineralization in the basement Carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

## PLANSZA VI

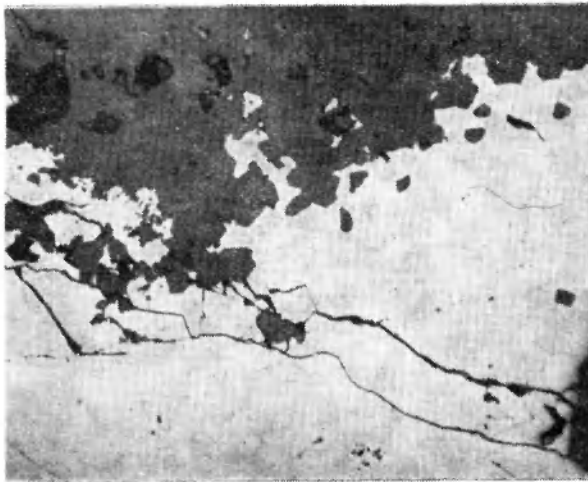
1. Równoległe przerosty chalkopirytu (*ch*) i pirotynu (*pr*). Bez analizatora. Pow. 160 x. Trzebosz –2. Głębokość 1780,0 m  
Parallel intergrowths of chalcopyrite (*ch*) and pyrrotite (*pr*). Nicols parallel. Enlarg. 160 x. Drilling of Trzebosz–2. Depth 1780.0 m
2. Sfaleryt (*s*) z odmieszaniami chalkopirytu I i większymi przerostami chalkopirytu (*ch*) i chalkocynu (*c*). Bez analizatora. Pow. 75 x. Wołczyn IG–1. Głębokość 2090,1 m  
Sphalerite (*s*) with exsolved chalcopyrite I and bigger intergrowths of chalcopyrite (*ch*) and chalcocite (*c*). Nicols parallel. Enlarg. 75 x. Drilling of Wołczyn IG–1. Depth 2090.1 m
3. Korozyjny kontakt sfalerytu i węglanów. Bez analizatora. Pow. 75 x. Smarchowice IG–1. Głębokość 1310,2 m  
Corrosion contact of sphalerite and carbonates. Nicols parallel. Enlarg. 75 x. Drilling of Smarchowice IG–1. Depth 1310.2 m
4. Odmieszania chalkopirytu I w sfalerycie. Bez analizatora. Pow. 75 x. Wołczyn IG–1. Głębokość 2148,3 m  
Exsolution of chalcopyrite I in sphalerite. Nicols parallel. Enlarg. 75 x. Drilling of Wołczyn IG–1. Depth 2148.3 m
5. Piryt intensywnie korodowany i zastępowany przez chalkopiryt. Bez analizatora. Pow. 75 x. Kłépinka IG–1. Głębokość 490,1 m  
Strongly corroded pyrite and replaced by chalcopyrite. Nicols parallel. Enlarg. 75 x. Drilling of Kłépinka IG–1. Depth 490.1 m
6. Chalkopiryt i sfaleryt. Kontakt o charakterze zrostu. Bez analizatora. Pow. 37,5 x. Smarchowice IG–1. Głębokość 1478,3 m  
Chalcopyrite and sphalerite. Contact of intergrowth type. Nicols parallel. Enlarg. 34.5 x. Drilling of Smarchowice IG–1. Depth 1478.3 m



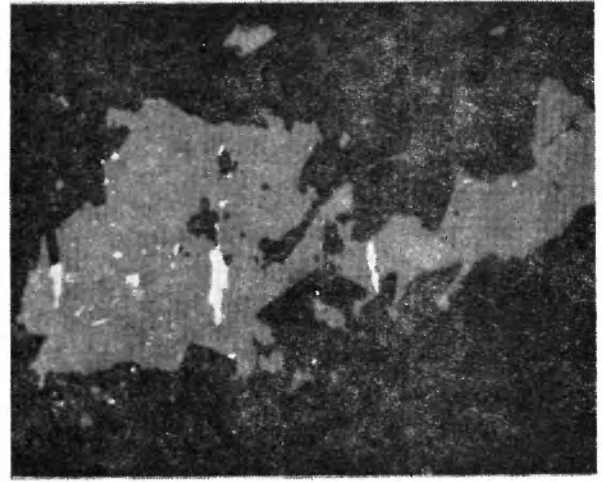
1



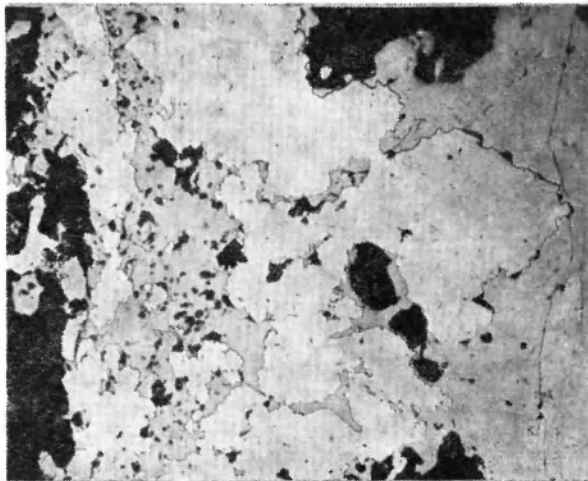
2



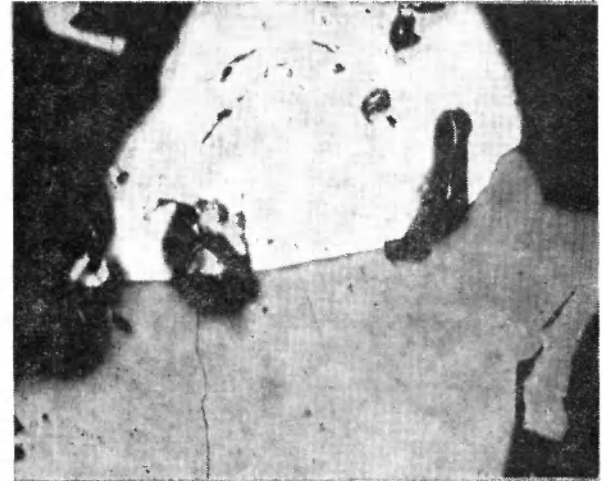
3



4



5

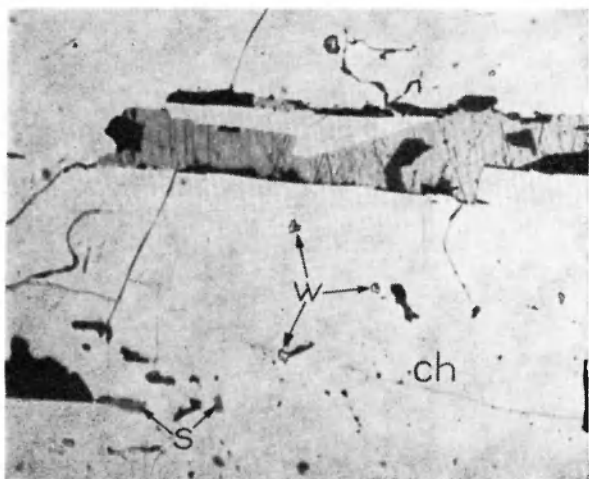


6

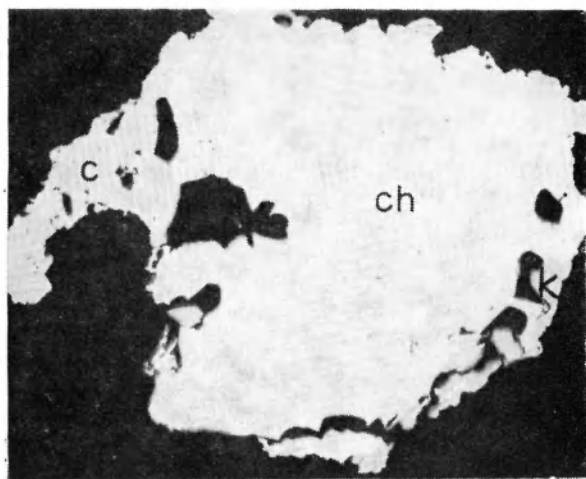
Stanisław SPECZIK — Mineralizacja kruszczowa w utworach karbońskich podłoża morokliny przedsudeckiej  
Ore mineralization in the basement Carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

## PLANSZA VII

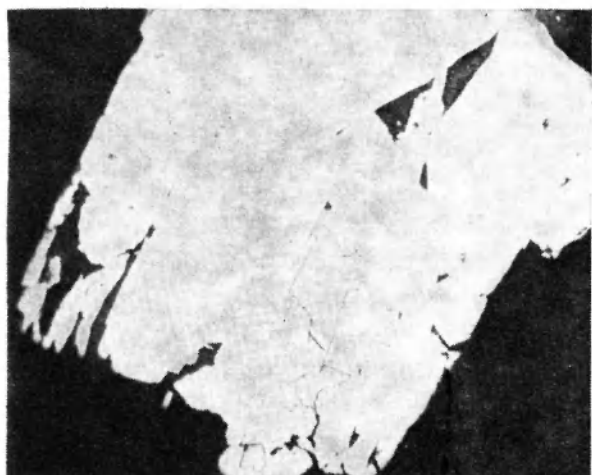
1. Chalkopiryt (*ch*) z żyłeczką chalcocynu oraz wzrostkami sfalerytu (*s*) i walerytu (*w*). Nikole lekko skośne. Pow. 75 x. Wierzchowice—4. Głębokość 1696,2 m  
Chalcopyrite (*ch*) with chalcocite veinlet and sphalerite inclusions and vallerite (*w*). Nicols not fully crossed. Enlarg. 75 x. Drilling of Wierzchowice—4. Depth 1696,2 m
2. Chalkopiryt (*ch*) zastępowany od brzegów przez wtórny chalcocyn (*c*) i kupryt (*k*). Bez analizatora. Pow. 75 x Wierzchowice — 1. Głębokość 1782,3 m  
Chalcopyrite (*ch*) replaced at margins by secondary chalcocite (*c*) and cuprite (*k*). Nicols parallel. Enlarg. 75 x. Drilling of Wierzchowice—1. Depth 1782.3 m
3. Chalcocyn I zablizniający i zastępujący od spękań piryt. Bez analizatora. Pow. 75 x. Wołczyn IG—1. Głębokość 1305,0 m  
Chalcocite I infilling cracks in pyrite and replacing it at the cracks walls. Nicols parallel. Enlarg. 75 x. Drilling of Wołczyn IG—1. Depth 1305.0 m
4. Cienkolistewkowe, strzałkowe wrostki hematytu w chalkopirycie. Bez analizatora, Pow. 75 x. Wierzchowice—4. Głębokość 1696,2 m  
Thin lamellar and arrow-like hematite inclusions in chalcopyrite. Nicols parallel. Enlarg. 75 x. Driling of Wierzchowice—4. Depth 1696.2 m
5. Chalkopiryt (*ch*), bornit (*b*). Kontakt o cechach zrOSTu. Bez analizatora. Pow. 37,5 x. Trzebosz—2. Głębokość 1780,0 m  
Chalcopyrite (*ch*) and bornite (*b*). Contact of intergrowth type. Nicols parallel. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Trzebosz—2. Depth 1780.0 m
6. Ziarnisty agregat pirytowy (*p*), zastępowany przez chalkopiryt (*ch*) i obrastany bez wyraźnej korozji przez bornit (*b*). Bez analizatora. Pow. 37,5 x. Smarchowice IG—1. Głębokość 1486,5 m  
Grained pyrite aggregate (*p*) replaced by chalcopyrite (*ch*) and overgrown by bornite with no visible corrosion (*b*). Nicols parallel. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Smarchowice IG—1. Depth 1486.5 m



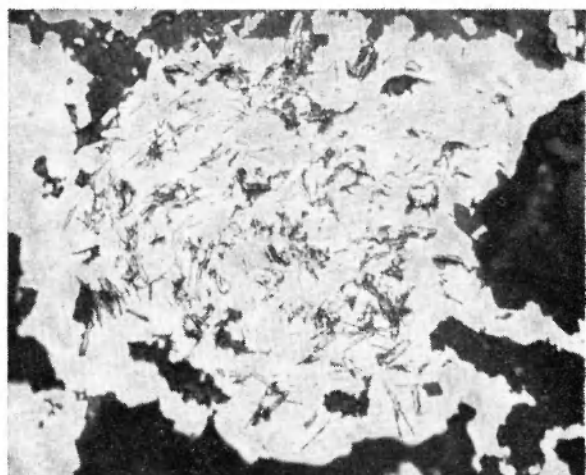
1



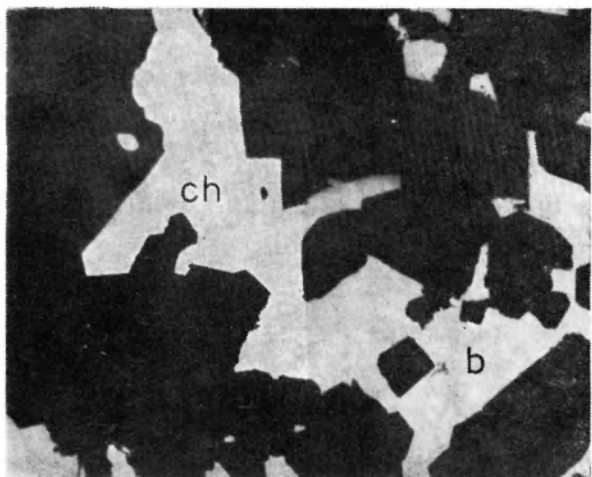
2



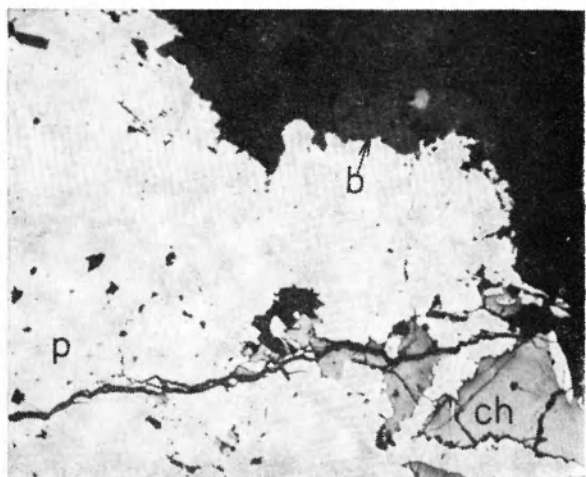
3



4



5

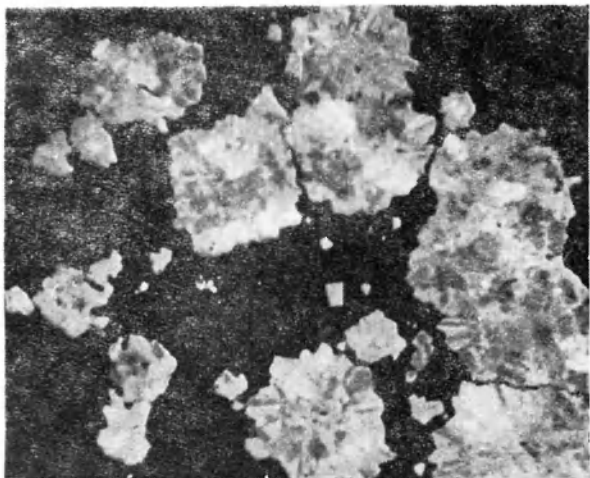


6

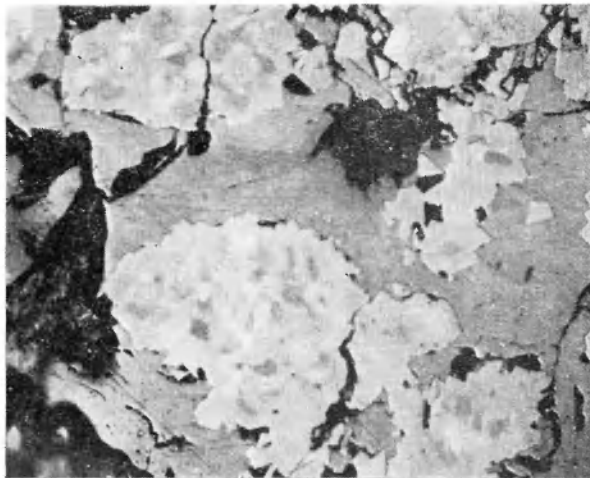
Stanisław SPECZIK -- Mineralizacja kruszczowa w utworach karboniskich podłoża monokliny przedsudeckiej  
Ore mineralization in the basement Carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

## PLANSZA VIII

1. Pierzasto-sferolityczna mikrostruktura markasytu. Nikole skrzyżowane. Pow. 37,5 x. Pogorzela--4. Głębokość 2011,2 m  
Feather-spherulitic microstructure of markasite. Nicols crossed. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Pogorzela--4. Depth 2011.2 m
2. Agregat markasytowo-chalkopirytowy. Nikole skrzyżowane. Pow. 75 x. Pogorzela--7. Głębokość 2194 ,2 m  
Markasite-chalcopryrite aggregate. Nicols crossed. Enlarg. 75 x. Drilling of Pogorzela--7. Depth 2194.2 m
3. Galenit korodujący węglany. Bez analizatora. Pow. 37,5 x. Międzybórz--4. Głębokość 1649,1 m  
Carbonates corroded by galenite. Nicols parallel. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Międzybórz--4. Depth 1649.1 m
4. Emulsyjne wrostki galenitu (*g*) i przerosty chalkopiryty (*ch*) w sfalerycie. Bez analizatora. Pow. 175 x. Smarchowice IG--1. Głębokość 1310,0 m  
Inclusions of collomorph -like galena (*g*) and chalcopryrite intergrowths (*ch*) in sphalerite. Nicols parallel. Enlarg. 175 x. Drilling of Smarchowice IG--1. Depth 1310.0 m
5. Chalkopiryt od brzegów zastępowany tetraedrytem. Bez analizatora. Pow. 37,5 x. Smarchowice IG--1. Głębokość 1243,5 m  
Chalcopryrite replaced at margins by tetrahedrite. Nicols parallel. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Smarchowice IG--1. Depth 1243.5 m
6. Hipautomorficzne wydzielenie bulanżerytu w żyłce węglanowej II generacji, lekko korodowane przez kalcyt. Bez analizatora. Pow. 75 x. Babimost--1. Głębokość 2602,3 m  
Hypautomorphic boulangerite slightly corroded by calcite in carbonate veinlet of II generation. Nicols parallel. Enlarg. 75 x. Drilling of Babimost--1. Depth 2602.3 m



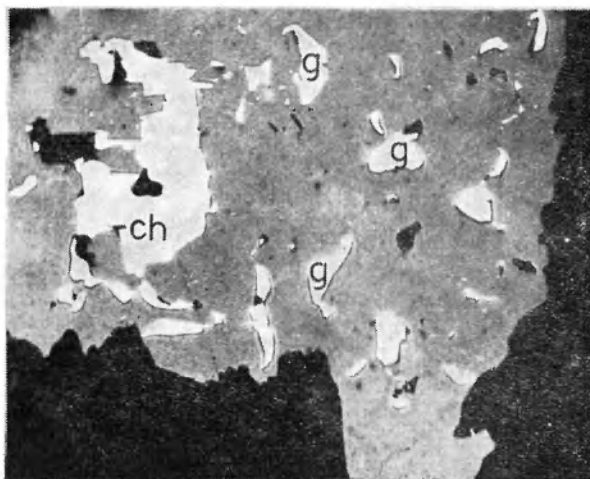
1



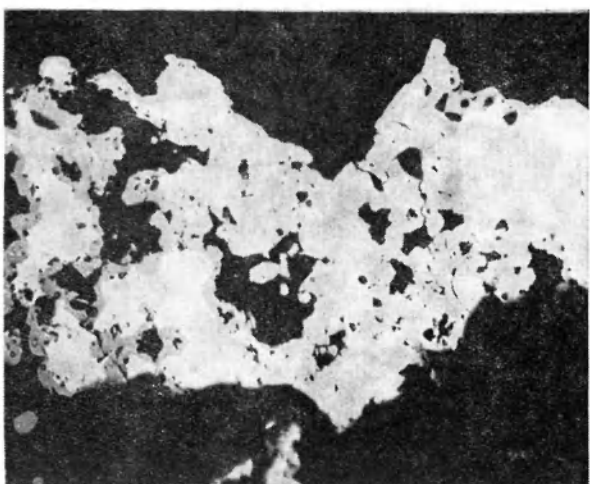
2



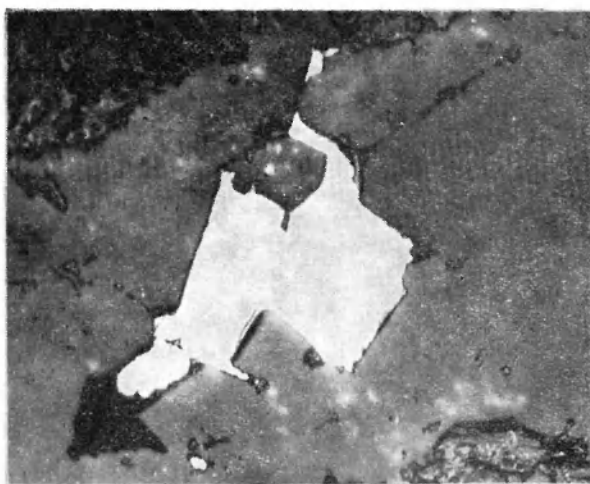
3



4



5



6

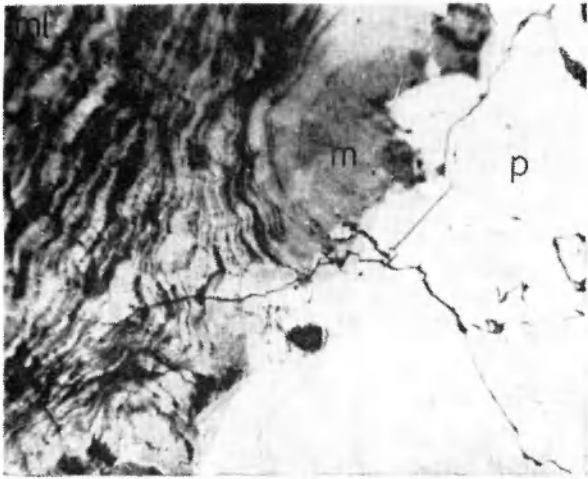
Stanisław SPECZIK

Mineralizacja kruszcowa w utworach karbońskich podłoża morokliny przedsudeckiej  
Ore mineralization in the basement Carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

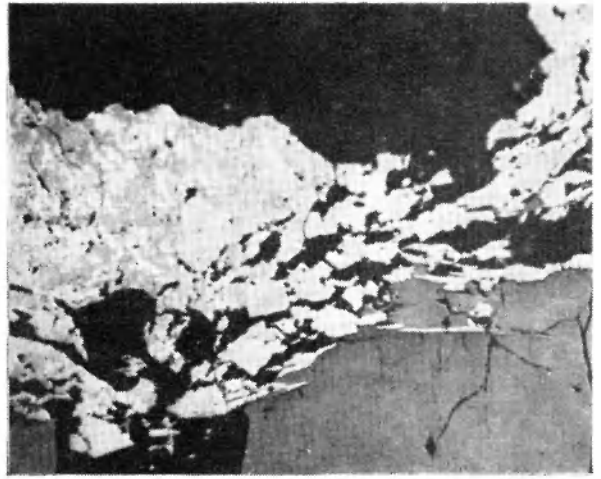
## PLANSZA IX

1. Kolomorficzna struktura melnikowit-markasytu (*ml*), z prwej markasyt (*m*) i piryt (*p*). Nikole skrzyżowane. Pow. 90 x. Szymonków IG-1. Głębokość 1117,7 m  
Collomorph structure of melnicowite-markasite (*ml*), markasite (*m*) and pyrite (*p*) on the left side of the photograph. Nicols crossed. Enlarg. 90 x. Drilling of Szymonków IG-1. Depth 1117.7 m
2. Pirotyn zastępowany drobnoziarnistym, nie w pełni skryształizowanym markasytem. Nikole skrzyżowane. Pow. 75 x. Smarchowice IG-1. Głębokość 1243,5 m  
Pyrrhotite replaced by fine-grained not fully crystallized markasite. Nicols crossed. Enlarg. 75 x. Drilling of Smarchowice IG-1. Depth 1243.5 m
3. Ziarno pirytu (*p*) obrastane przez chalkopiryt (*ch*) bornit (*b*). Bornit i chalkopiryt zastępowane przez chalcocyn III (*c*). Bez analizatora. Pow. 75 x. Wołczyn IG-1. Głębokość 1929,1 m  
Pyrite grain (*p*) overgrown by chalcopyrite (*ch*) and bornite (*b*) which are replaced by chalcocite III (*c*). Nicols parallel. Enlarg. 75 x. Drilling of Wołczyn IG-1. Depth 1929.1 m
4. Pseudomorfoza kuprytowa (*k*) po bornicie (*b*). Bez analizatora. Pow. 75 x. Kaniów-1. Głębokość 1381,1 m  
Cuprite pseudomorph (*k*) after bornite (*b*). Nicols parallel. Enlarg. 75 x. Drilling of Kaniów-1. Depth 1381.1 m
5. Robaczkowo-blaszkowe skupienie chlorytu o brunatnych subnormalnych barwach interferencyjnych w kwarcu I. Nikole skrzyżowane. Pow. 37,5 x. Wołczyn IG-1. Głębokość 2044,0 m  
Vermicular aggregates of chlorite in quartz. I. Nicols crossed. Enlarged 37.5 x. Drilling of Wołczyn IG-1. Depth 2044.0 m
6. Żyłka syderytowo (*s*)-kalcytowa (*k*), wypełniona w trzech etapach. Syderyt ułożony równolegle do krawędzi żyłek. Nikole skrzyżowane. Pow. 20 x. Smarchowice IG-1. Głębokość 1197,6 m  
Syderite (*s*)-calcite (*k*) veinlet developed in three stages. Syderite parallel to vein margins. Nicols crossed. Enlarg. 20 x. Drilling of Smarchowice IG-1. Depth 1197.6 m

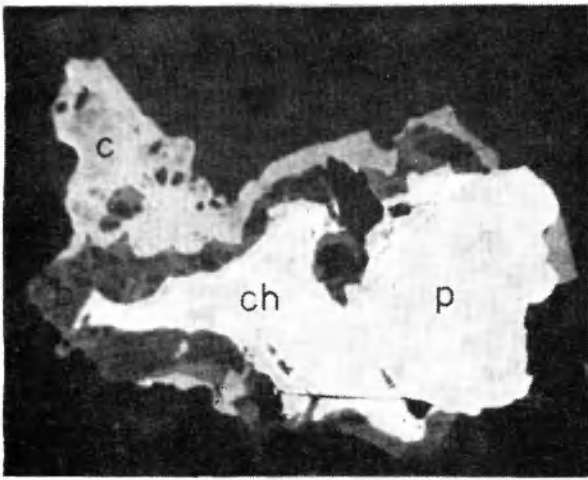




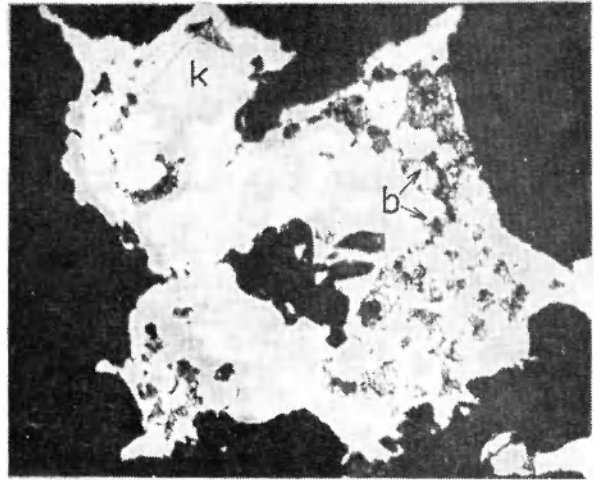
1



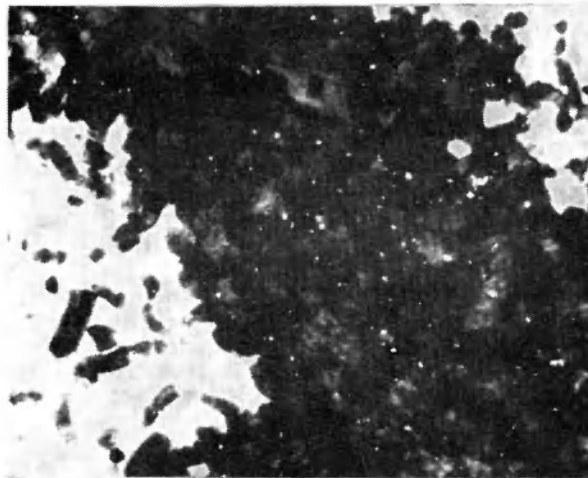
2



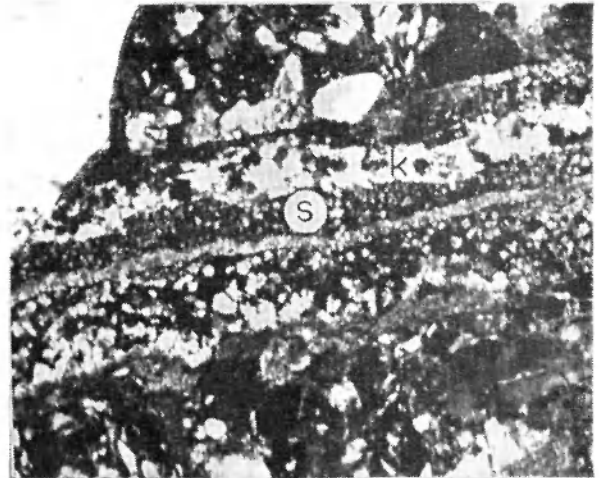
3



4



5



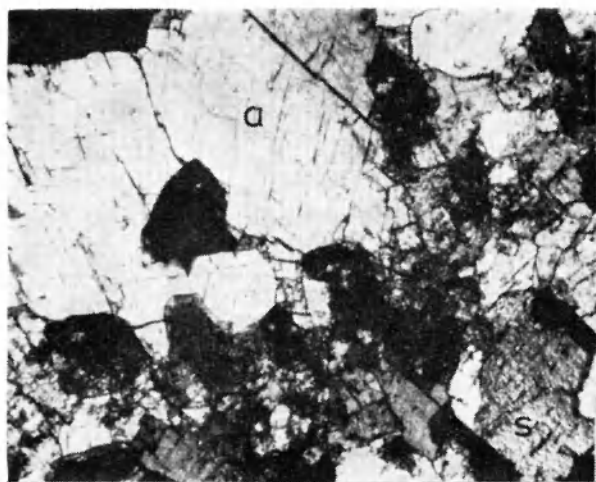
6

Stanisław SPECZIK — Mineralizacja kruszcowa w utworach karbońskich podłoża morokliny przedsudeckiej  
Ore mineralization in the basement Carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

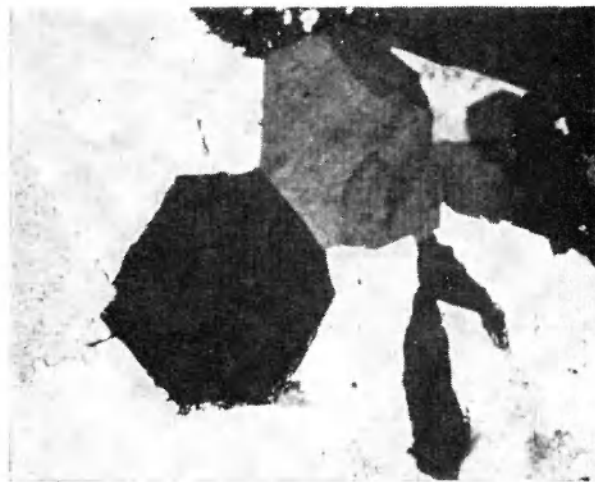
## PLANSZA X

1. Żyłka syderytowo (*s*)—ankerytowa (*a*), widoczne liczne impregnacje żelaziste ułożone wzdłuż szczelin romboedrycznej łupliwości. Nikole skrzyżowane. Pow. 20 x. Dąbcze—2. Głębokość 2204,6 m  
Syderite (*s*)-ankerite (*a*) veinlet; ferruginous impregnation along rhomboedric cleavage planes. Nicols crossed. Enlarg. 20 x. Drilling of Dąbcze—2. Depth 2204.6 m
2. Automorficzne wydzielania kwarcu II w centralnej partii żyłki o budowie złożonej. Nikole skrzyżowane. Pow. 20 x. Smarchowice IG—1. Głębokość 1478,3 m  
Automorphic quartz II in the central part of the complex veinlet. Nicols crossed. Enlarg. 20 x. Drilling of Smarchowice IG—1. Depth 1478.3 m
3. Rozetkowe ułożenie kwarcu I generacji na kontakcie ze skałą otaczającą. Nikole skrzyżowane. Pow. 20 x. Pogorzela —4. Głębokość 2041,2 m  
Rosette-like arrangement of quartz I at the contact with the country rock. Nicols crossed. Enlarg. 20 x. Drilling of Pogorzela—4. Depth 2041.2 m
4. Kalcyt (*k*), baryt (*b*), anhydryt (*a*). Nikole skrzyżowane. Pow. 37, 5 x. Bogdaj—5. Głębokość 1612,2 m  
Calcite (*k*), barite (*b*), anhydrite (*a*). Nicols crossed. Enlarg. 37.5 x. Drilling of Bogdaj—5. Depth 1612.2 m
5. Żyłka kalcytowa (*k*) -barytowa (*b*). Zewnętrzne partie żyłki — kalcyt, wewnętrzne— drobnoziarnisty, agregatowy baryt. Nikole skrzyżowane. Pow. 20 x. Smarchowice IG—1. Głębokość 1422,5 m  
Calcite (*k*)-barite (*b*) veinlet. Inner parts built of finegrained barite aggregate, outer ones by calcite. Nicols crossed. Enlarg. 20 x. Drilling of Smarchowice IG—1. Depth 1422.5 m
6. Żyłka kwarcowo-kalcytowa II generacji. Nikole skrzyżowane. Pow. 20 x. Babimost—1. Głębokość 2602,0 m  
Quartz -calcite II veinlet. Nicols crossed. Enlarg. 20 x. Drilling of Babimost—1. Depth 2602.0 m

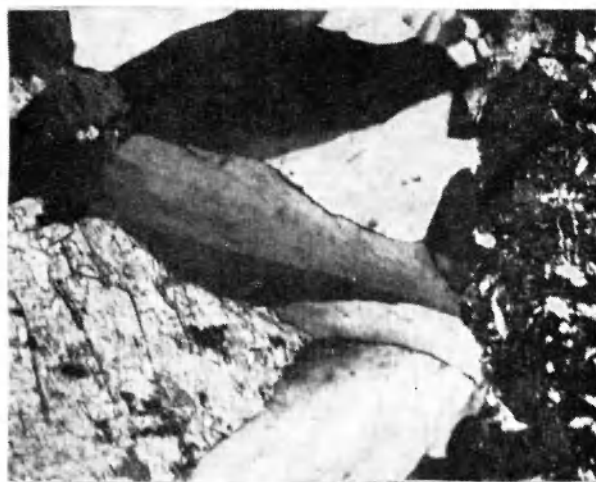
*Fotografie wykonał Stanisław Speczik  
Photos taken by the author*



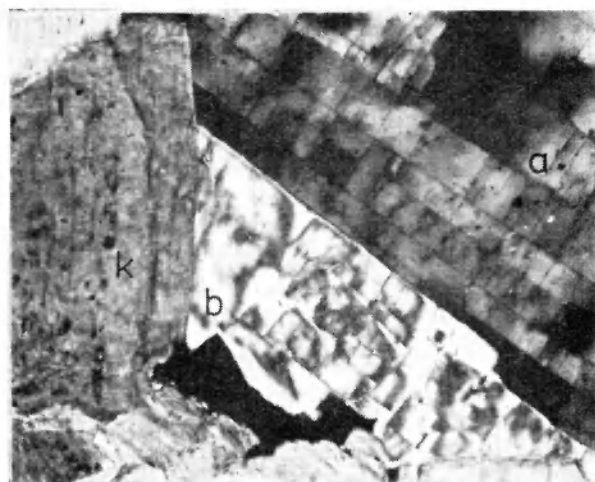
1



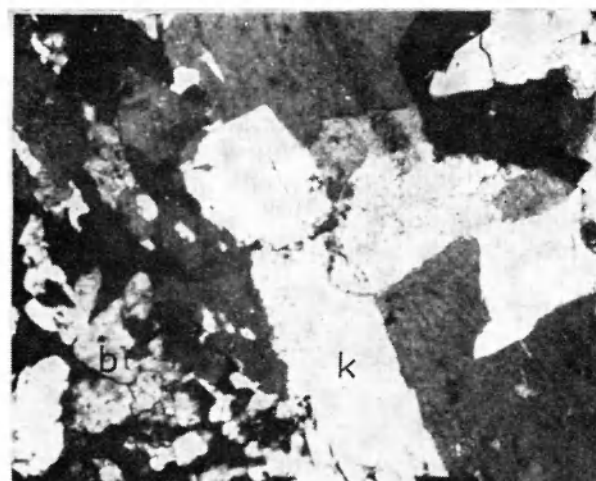
2



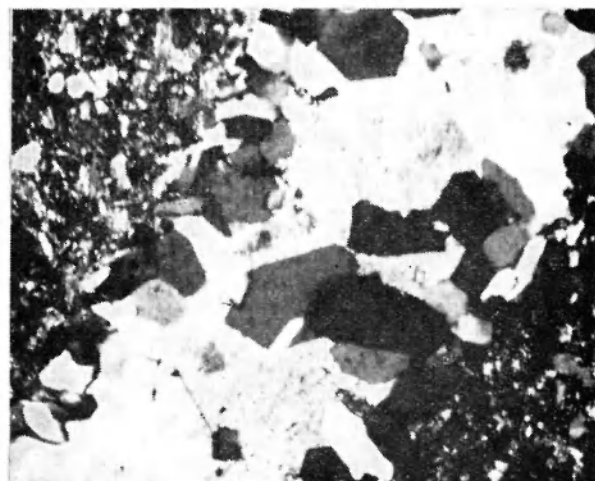
3



4



5



6

Stanisław SPECZIK — Mineralizacja kruszcowa w utworach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej  
Ore mineralization in the basement Carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)