

Przejawy mineralizacji w Marcinkowie (metamorfik Śnieżnika)

Krystyna Wołkowicz*

Shows of mineralization in Marcinków (Śnieżnik metamorphic complex)

Summary. The material from the dumps in Marcinków has been studied. The following minerals: pyrite, arsenopyrite, gersdorffite, sphalerite, chalcopyrite, galena and freibergite occur in form of inclusions and nests in the quartz, quartz-fluorite and quartz-calcite veins. Individual stages of mineralization are separated by the cataclasis. The mineralization, most probably of the Variscan age, has been formed from the hydrothermal solutions (containing among others: Sb, Ag, F, As) enriched in the mineral components leached from the ore-bearing metamorphic rocks. Impregnations of pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, sphalerite, ilmenite, sphene, rutile, marcasite and graphite occur, namely, according to the lamination in the rocks, as paragneisses and mica schists. Genetically this mineralization is connected with the metamorphic development of the rocks.

Covellite, chrysocolla, cerussite and goethite have formed at the hypergenic stage.

W Marcinkowie k.Stronia Śląskiego — kilkaset metrów na południe od wsi, w stoku wzniesienia sięgającego 850 m npm znajdowały się niewielkie złoża rud ołowiu i srebra (Dziekoński, 1972). Prace poszukiwawcze i eksploatacyjne prowadzono tam głównie od XVI do XVIII w. Natrafiono m.in. na bogato okruszczowaną żyłę o miąższości 1 metra, zawierającą 0,2–0,8% srebra.

W pracach badaczy niemieckich (*vide* Lis & Sylwestrzak, 1986) opisywano żyły kwarcowo-kalcytowe o kierunkach NNW z barytem, fluorytem oraz ze srebronośną galeną, chalkopirytem, pirytem i sfalerytem.

W latach pięćdziesiątych XX w. Zakłady R-1 w Kowarach prowadziły na terenie Sudetów poszukiwania złóż rud pierwiastków promieniotwórczych (mat. arch.). W Marcinkowie w sztolniach napotkano żyły kwarcowe, kwarcowe z kalcytem i fluorytem z wprysnięciami pirytu, chalkopirytu i bornitu. Niewielkie anomalie promieniotwórcze związane z mineralizacją uranową występowały we wzbogaconych w wodorotlenki żelaza wypełnieniach stref tektonicznych w łupkach łyszczykowych z granatami. Przejawy mineralizacji uranowej uznano za nieinteresujące ze złożowego punktu widzenia.

Fedak i Lindner (1964) zamieścili informację o występowaniu w Marcinkowie niskotermalnych żył kwarcowo-barytowych z galeną srebronośną, sfalerytem, pirytem, chalkopirytem oraz tetradrytem zawierającym niekiedy wysokie zawartości Sn, Ni i Co.

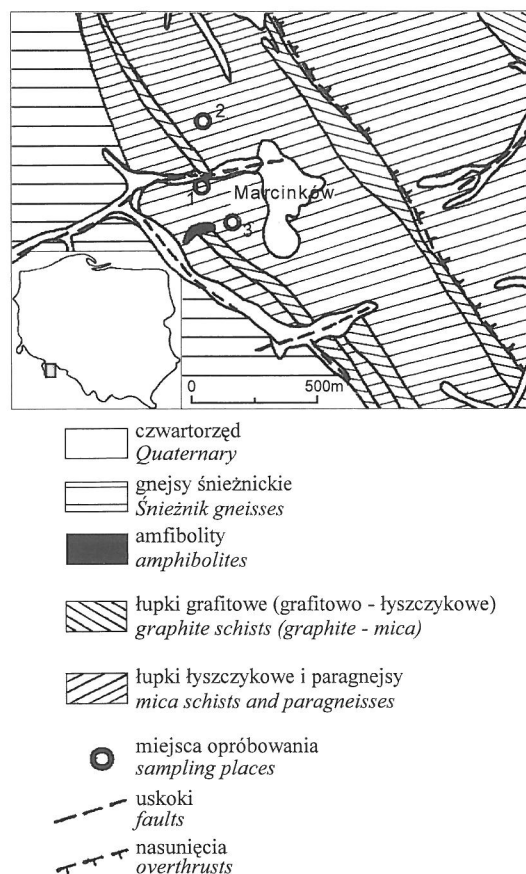
W trakcie prac terenowych w 1993 i 1994 r. autorka pobrała próbki z 3 hałd (ryc. 1).

Skały występujące w rejonie Marcinkowa zostały szczegółowo opisane w pracach Butkiewicz (1968) i Smulikowskiego (1979). Badania autorki ograniczyły się głównie do skał, z którymi było związane okruszczowanie. Materiałami z hałdy nr 1 były paragnejsy porfiroblastyczne, heteroblastyczne paragnejsy plagioklazowe i łupki łyszczykowe, z

hałdy nr 2 i z jej okolic — kwarcyty i łupki grafitowe, z hałdy nr 3 (oraz 1 próbka z hałdy nr 1) skataklazowane i zmylonityzowane łupki kwarcowo-łyszczykowe z grafitem.

Kwarcyty i łupki grafitowe są skałami czarnymi, zwiezłymi, o kostkowej lub płytkowej oddzielności. Mają strukturę drobnoblastyczną, teksturę kierunkową podkreśloną obecnością lamin i soczewek sekrecyjnego i mozaikowego kwarcu oraz jasnego łyszczyku. Grafit jest obecny głównie w postaci drobnego pyłu, czasami mającego kuliste kształty. Jego skupienia tworzą liczne smugi i laminy. Zawartość grafitu dochodzi do 11% (Mańkowska, 1960).

Skały grafitowe były podatne na ruchy tektoniczne. W nich też zostały założone strefy uskoku. W Marcinkowie, w takiej strefie, występuje okwarcowana brekcja zmylonityzowanych łupków kwarcowo-łyszczykowych z grafitem. Łupki te mają charakterystyczną foliację i laminację. Naprzemianlegle występują cienkie laminy i smugi bardzo drobnoblastycznego kwarcu i łyszczyków, miejscami jako drobne skupienia. Czarną barwę nadaje skale rozproszony pigment grafitowy.



Ryc. 1. Lokalizacja miejsc pobrania próbek na tle mapy geologicznej (wg Cwojdzńskiego, 1981), uproszczona
 Fig. 1. Localization of sampling on the background of the geological map (after Cwojdzńskiego, 1981), simplified

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Opis mineralizacji

Najciekawsze ze względu na okruszcowanie próbek pochodzą z hałd nr 3 oraz nr 1. Mineralizacja występuje tu głównie w postaci wprysnięć i zaokrąglonych lub amebowatych gniazd (wielkości do 5 cm) w żyłach kwarcowych, kwarcowo-fluorytowych i kwarcowo-kalcytowych. Skupienia galeny grubokrystalicznej osiągają wielkości 5 cm, galeny drobnokrystalicznej — 4 mm. W kwarcu tkwią też, niekiedy automorficzne, ziarna brunatnego sfalerytu (do 1 cm) oraz drobne (do 4 mm, przeważnie poniżej 1 mm) wprysnięcia chalkopirytu. Skupienia fluorytu sięgają maksymalnie do 2 cm. Badaniami mikroskopowymi stwierdzono obecność drobnych wprysnięć (5–100 µm) minerałów Ni, As i Ag.

W najbogatszych próbkach zawartość minerałów kruszcowych (głównie grubokrystalicznej galeny) dochodzi do 30–40%. W miejscach występowania galeny drobnokrystalicznej

stej w paragenzie z freibergitem i chalkopirytem, zawartość kruszców wynosi 3–5%.

Ponadto stwierdzono mineralizację rozproszoną w paragnejsach i łupkach łyszczykowych, w formie wprysnięć zgodnych z laminacją skał. Zawartość minerałów kruszcowych wynosi 1–5%. Głównie występują zaokrąglone i wydłużone skupienia pirytu i pirotynu wielkości do 5 mm. Czasami są obecne drobne wydzielenia (przeważnie poniżej 100 µm) chalkopirytu, sfalerytu i markasytu. Pospolicie występuje rozproszony grafit. Częste są też niewielkie wprysnięcia minerałów tytanowych. Miejscami skała jest silnie impregnowana wodorotlenkami żelaza.

Wyróżniono trzy stadia powstawania mineralizacji: metamorficzne, hydrotermalne i hipergeniczne (ryc. 2).

Stadium metamorficzne

Najstarszą mineralizację w Marcinkowie stwierdzono w paragnejsach i łupkach łyszczykowych. Pospolite jest występowanie drobnoziarnistego grafitu w różnych minerałach. Drobne, przeważnie ukierunkowane wydzielenia ilmenitu są często zastąpione tytanitem. Obecny jest też rutyl zawierający domieszkę niobu.



Lokalnie występują niewielkie nagromadzenia siarczków. Dominuje piryt I lub pirotyn. W paragenzie z nimi występują: sfaleryt I i chalkopiryt I. Chalkopiryt I tworzy drobne skupienia lub obecny jest w postaci emulsyjnych wydzieleni w sfalerycie I. Mikroanaliza EDS ujawniła obecność niewielkich domieszek Ni w pirotynie i Fe w sfalerycie. Piryt I często przerasta się z minerałami skałotwórczymi tworząc struktury podobne do form szkieletowych. W centralnych partiach skupień pirytu I obserwowano czasami lamelkowane wydzielenia markasytu. Obecność pirytu w części płytek polerowanych mogła zostać spowodowana lokalnym procesem sulfuryzacji. Proces ten można wiązać z redystrybucją siarki w trakcie metamorfizmu.

Stadium hydrotermalne

Roztwory hydrotermalne, zawierające między innymi Sb, Ag, F, As, migrowały w strefach uskokowych. Jeśli napotkały na wcześniejszą mineralizację metamorficzną mogły wzbogacać się w Fe, Cu, Zn i inne pierwiastki, a następnie, w sprzyjających warunkach utworzyć nagromadzenia hydrotermalne. W Marcinkowie powstały żyły kwarcowe, kwarcowe z fluorytem, kwarcowo-kalcytowe okruszczone galeną, sfalerytem, chalkopirytem, piropytem, arsenopirytem, freibergitem i gersdorffitem. Zaobserwowano wieloetapowość tworzenia się tej mineralizacji.

Najstarszym stwierdzonym minerałem hydrotermalnym jest kwarc I. Makroskopowo jest on jasnoszary, w obrazie katodoluminescencyjnym (CL) wykazuje

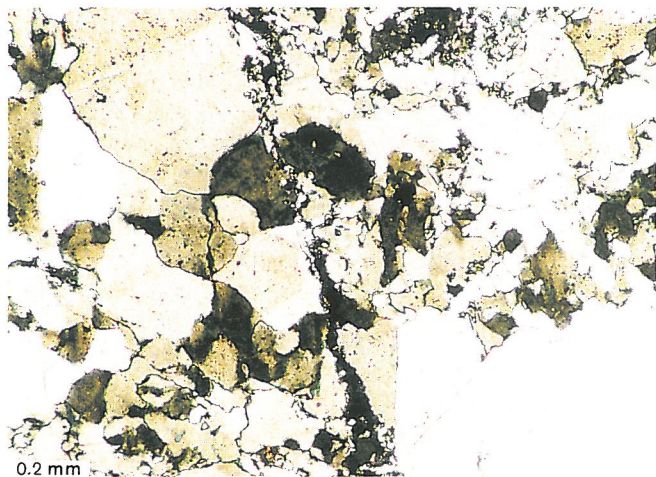
MINERAŁ	E T A P		
	Metamorficzny	Hydrotermalny	Hipergeniczny
grafit	█		
ilmenit	█		
tytanit	█		
rutyl	█		
pirotyn	█		
sfaleryt I	█		
chalkopiryt I	█		
piryt I	█		
markasyt	█		
kwarc I		█	
piryt II		█	
kwarc II		█	
arsenopiryt		█	
gersdorffit		█	
sfaleryt II		█	
chalkopiryt II		█	
fluoryt I		█	
galena I		█	
freibergit		█	
chalkopiryt III		█	
kwarc III		█	
piryt III		█	
sfaleryt III		█	
fluoryt II		█	
kwarc IV		█	
chalkopiryt IV		█	
galena II		█	
fluoryt III		█	
kalcyt			█
kowelin			█
chryzokola			█
cerusyt			█
goethyt			█

 kataklaza
  ? ? niepewna pozycja w sukcesji minerałów

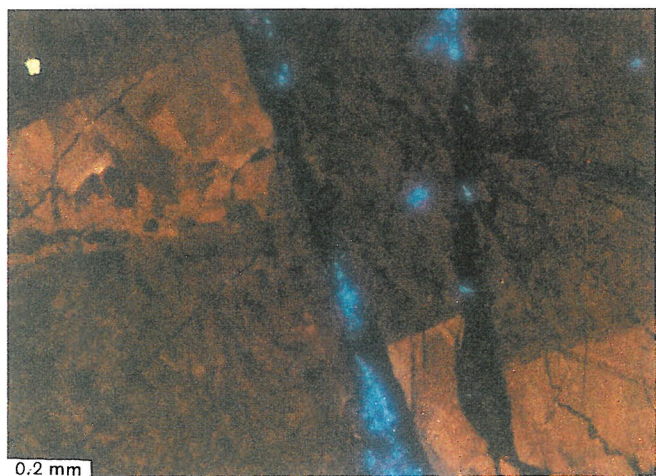
Ryc. 2. Tabela sukcesji mineralizacji w Marcinkowie
Fig. 2. Table of mineral succession in Marcinków

świecenie jasnobrązowe (ryc. 3, 4). W badaniach inkluzji wyróżnia się liniowymi skupieniami wtórnych inkluzji dwufazowych wielkości 2–5 μm , w których zmierzono następujące temperatury homogenizacji: 180°C, 175°C i 96°C. Temperatura homogenizacji inkluzji dwufazowej mogącej być inkluzją pierwotną wyniosła 198°C. W paragenzie z kwarcem I zaobserwowano drobne skupienia pirytu II.

Kwarc I wraz z pirytem II uległy kataklazie, a powstałe spekania zostały zabliźnione kwarcem II. Makroskopowo jasnoszary kwarc II w obrazie CL charakteryzuje się ciemnobrązową barwą (ryc. 3, 4). W czasie krystalizacji kwarcu II, lokalnie, na reliktach pirytu krystalizował arsenopiryt (ryc. 5). Mikroanaliza EDS wykazała obecność Sb i Ni w arsenopirycie. W paragenzie z kwarcem II i arsenopirytem



Ryc. 3. Kwarc żyłowy przecięty żyłką kwarcową z fluoritem. Światło przechodzące. Nikole skrzyżowane
Fig. 3. Gangue quartz cut by quartz veinlet with fluorite. Transmitted light, crossed nicols



Ryc. 4. Obraz katodoluminescyjny (CL) obszaru przedstawionego na ryc. 3. Skataklazowany kryształ kwarcu I (jasnobrązowy) otoczony ciemnobrązowym kwarcem II. Żyłki czarnego kwarcu III z fioletowym fluoritem II wypełniają płaszczyzny przesunięć starszych generacji kwarcu

Fig. 4. Cathodoluminescence image (CL) of the area as in fig. 3. Cataclased quartz I crystal (light-brown) surrounded by dark-brown quartz II. Veinlets of black quartz III with violet fluorite II filling slip surfaces of the older quartz generation

wydzielili się gersdorffit (ryc. 6) o zarysach auto- lub ksenomorficznych (ryc. 5). Niektóre ziarna gersdorffitu są wzbożone w Sb (ryc. 7). W kwarcu II tkwią też drobne, ksenomorficzne ziarna chalkopiryty II i sfaleryty II. Sfaleryt ten, zawierający domieszkę Fe, charakteryzuje się w powietrzu brakiem refleksów wewnętrznych. Prawdopodobnie w paragenzie z kwarcem II nastąpiła również krystalizacja fioletowego fluorytu I.

Po utworzeniu się kwarcu II istniejące pustki wypełniła drobnoziarnista galena I w paragenzie z chalkopirytem III oraz freibergitem (ryc. 8). Skupienia freibergitu i chalkopiryty w galenie przedstawiono na ryc. 9. W świetle odbitym freibergit charakteryzuje się brakiem refleksów wewnętrznych (również w imersji).

Następnie, po wydzieleniu się galeny I z chalkopirytem III i freibergitem, strefa tektoniczna ponownie się uaktywniła. Powstały nowe szczeliny różnej szerokości, w których krystalizował jasnoszary kwarc III charakteryzujący się w obrazie CL brakiem luminescencji (ryc. 3, 4) W paragenzie z kwarcem III mogły się utworzyć kryształy pirytu III i sfalerytu III. Niektóre ziarna pirytu III zostały zastąpione przez chalkopiryt. Sfaleryt III charakteryzujący się brązowymi refleksami wewnętrznymi, zawiera domieszki Fe i Cd. W końcowej fazie wytrącania się kwarcu III oraz po jej zakończeniu krystalizował biały fluoryt II. Fluoryt ten zawiera liczne inkluzje dwufazowe wielkości 3–10 μm . Inkluzje pierwotne charakteryzują się temperaturą homogenizacji w przedziale 120°–133°C, a inkluzje wtórne — 116°C.

Po wykrystalizowaniu fluorytu II pojawiły się nowe spekania, które zabliźnił grubokrystaliczny, biały kwarc IV w paragenzie z grubokrystaliczną galeną II i chalkopirytem IV. Po zakończeniu krystalizacji kwarcu IV w środkowych partiach żył utworzyły się nieregularne skupienia szarozielonego fluorytu III. Na końcu tabeli sukcesji hydrotermalnej umieszczono kalcyt, choć trudno jest dokładnie określić czas powstania tego minerału. Wiadomo jedynie, że jest on młodszy od kwarcu II.

W etapie hipergenicznym powstały: kowelin, chryzokola, cerusyt i goethyt.

Mineralizacja w Marcinkowie na tle podobnych wystąpień mineralnych w metamorfiku Śnieżnika

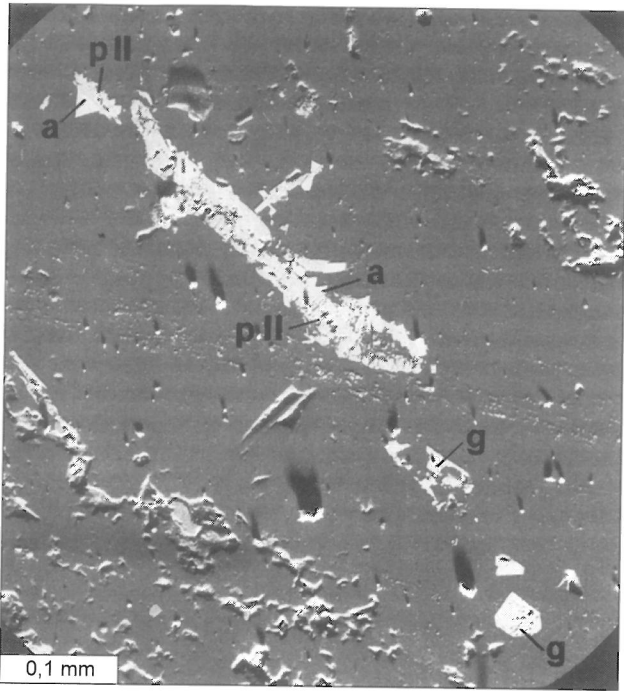
Skácel (1963) kłodzką prowincję rudonośną wiąże z orogenezą waryscyjską. Charakteryzuje się ona obecnością żył polimetalicznych z arsenem. Powszechnie występującymi siarczkami są chalkopiryt, galena i sfaleryt. W części północnej często spotykany jest arsenopiryt (Złoty Stok, Horní Hoštice, Javorník, Horní Fort), a w części południowej występuje także antymonit (Hynčice pod Sušinou, Jakubovice).

Głównymi czynnikami wpływającymi na mineralizację są przestrzenno-genetyczne związki z seriami pstrymi oraz ze strukturami uskokowymi (Skácel, 1995).

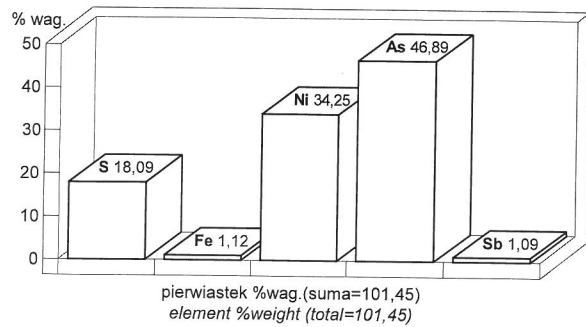
Najstarszymi przejawami epigenetycznego okruszczenia hydrotermalnego w Górach Żłoty (Skácel, 1995) są siarczkowe żyły polimetaliczne prawdopodobnie młodowaryscyjskie, w których przeważają rudy Cu. Należą do nich żyły kwarcowe z chalkopirytem i galeną występujące na zachód od Travné (podobne do żył w Lutyni). Najmłodsze okruszczenie w Górach Żłoty jest reprezentowane przez formację rud uranu z Ni, Co, As i Ag. Występuje w postaci żył i metasomatycznych gniazd przy uskokach z grafitowym wypełnieniem. Najpełniej jest reprezentowane przez złożę

Zálesi (porównywalne z Kletnem). Skácel (1995) podaje, że wiek tej mineralizacji jest kredowy lub młodszy.

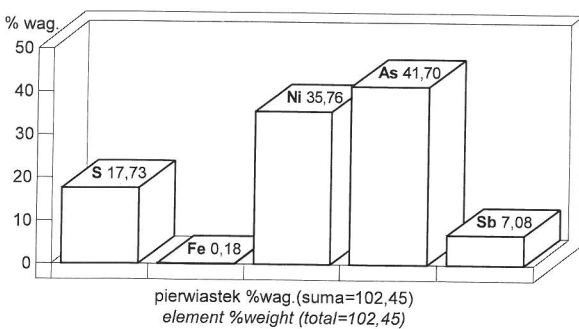
Bernard (1991) wyróżniając różne typy złóż w Masywie Czeskim, zaliczył złożo w Kletnie do dolnopermjskiej żyłowej,



Ryc. 5. Gersdorffit (g) oraz arsenopiryt (a) rosnący kosztem pirytu II (p II) w kwarcu. Obraz elektronów odbitych
Fig. 5. Gersdorffite (g) and arsenopyrite (a) growing at the expense of pyrite II (p II) in quartz. BEI



Ryc. 6. Wyniki mikroanalizy ilościowej (EDS) gersdorffitu
Fig. 6. Quantitative microanalysis of gersdorffite (EDS)



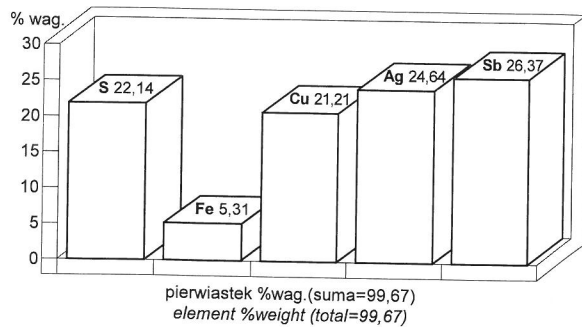
Ryc. 7. Wyniki mikroanalizy ilościowej gersdorffitu z podwyższoną zawartością Sb (EDS)

Fig. 7. Quantitative microanalysis of gersdorffite with increased content of Sb (EDS)

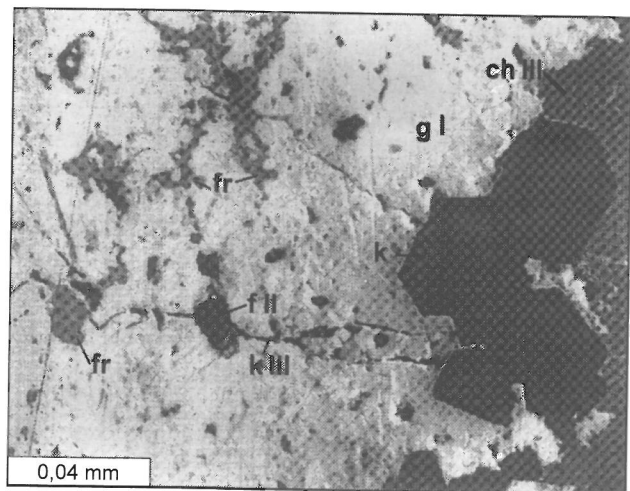
niekiedy sztokwerkowej, mineralizacji uraninitowej oraz posturanowej mineralizacji węglanowej z selenkami, siarczkami i in. Złożo Hynčice pod Sušinou to przejaw dolnopermjskiej (?) żyłowej mineralizacji siarczkowej z minerałami Bi. Złożo Zálesi według Bernarda reprezentuje mezozoiczną lub trzeciorzędową żyłową mineralizację Ag-As-Bi-Co-Ni wraz z późniejszą fazą tego cyklu — mezozoiczną lub trzeciorzędową żyłową mineralizacją siarczkową Ag-Sb-As.

Opisując strefę złóżową Kletna Banaš (1965) wyróżnił m.in. 5 generacji kwarcu, 4 generacje fluorytu, 3 generacje chalkopirytu, galenę, tetradryt i minerały srebra. Autor wiąże powstanie mineralizacji polimetalicznej częściowo z etapem późnohercyńskim (?), a częściowo z etapem późnoalpejskim (?). Związki mineralne mogły być pochodzenia hydrotermalnego typu magmowego lub pseudohydrotermalnego typu metamorficznego. Źródło roztworów pomagmowych mogło znajdować się na większych głębokościach. „Byłoby to wspólna struktura głębino-wa, do której należałyby zdyferencjowane i wychodzące na powierzchnię granity, syenity i tonality”.

W Lutyni Muszer (1995) najstarszy etap okruszczenia żyłowego łączy z krążeniem roztworów pseudohydrotermalnych pochodzących z przeobrażeń metamorficznych skał osadowych i remobilizacją kruszców. Powstać wtedy mogła część żył kwarcowo-kalcytowych z pirytem, arsenopirytem, chalkopirytem, galeną i sfalerytem. Następnym etap to

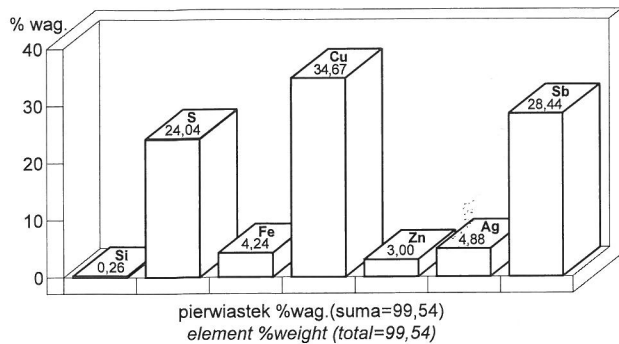


Ryc. 8. Wyniki mikroanalizy ilościowej (EDS) freibergitu
Fig. 8. Quantitative microanalysis of freibergite (EDS)



Ryc. 9. Wydzielenie galeny I (g I) z freibergitem (fr) i chalkopirytem III (ch III) na kwarcu (k). Widoczna żyłka kwarcowa (k III) z fluorytem II (f II). Obraz elektronów odbitych

Fig. 9. Aggregate of galena I (g I), freibergite (fr) and chalkopiryt III (ch III) on the quartz (k). Visible quartz veinlet (k III) with fluorite II (f II). BEI



Ryc. 10. Wyniki mikroanalizy ilościowej (EDS) tetraedrytu srebrowego z Lutyni

Fig. 10. Quantitative microanalysis of E silver tetrahedrite from Lutynia (EDS)

waryscyjska mobilizacja „pseudohydrotermalnej mineralizacji kaledońsko-waryscyjskiej”. Migracja tych roztworów w strefach zluźnień tektonu doprowadziła do krystalizacji minerałów rudnych (arsenopiryty, löllingitu, piryty, galeny, sfalerytu, chalkopiryty i freibergitu) w żyłach kwarcowo-kalcytowych z fluorytem. Podgrzanie i migracja roztworów termalnych może się wiązać z obecnością hipotetycznego masywu granitoidowego pod metamorfikiem łądecko-śnieżnickim i serią blastomylonityczną. Istnienie wspomnianego masywu sugerował już Bederke (*vide* Muszer, 1995). Z najmłodszym etapem mineralizacji hydrotermalnej związanym z alpejskim odmłodzeniem głębokich, waryscyjskich rozłamów wiąże się powstanie kwarcu i hematytu (*op. cit.*).

Olszyński i Speczik (1993) wyróżnili w Lutyni w stadium waryscyjskim dwie generacje: wyżej temperaturą reprezentowaną przez arsenopiryty, piryty i chalkopiryty oraz niżej temperaturą, w której występują tenantyt, sfaleryt i galena, przy czym sfaleryt i galena bywają zbrekcjonowane i zabliznione młodszym sfalerytem i galeną. Wymieniona mineralizacja związana jest z żyłami, brekcjami tektonicznymi, a także występuje w skałach otaczających, które przylegają do stref zbrekcjonowanych. Genezę minerałów stadium waryscyjskiego Olszyński i Speczik (1993) wiążą z termicznym i metasomatycznym wpływem masywu kłodzko-złotostockiego.

Autorka, badając próbki z Lutyni, stwierdziła duże podobieństwo makro- i mikroskopowe do opisanych prób z Marcinkowa. Wobec dużej zbieżności obserwacji z pracą Olszyńskiego i Speczika (1993) zaniechano dalszych badań, wykonując jedynie mikroanalizę EDS tetraedrytu, w którym stwierdzono domieszkę prawie 5% srebra (ryc. 10).

Podobieństwo okruszczenia Marcinkowa i Lutyni, obecność podobnych asocjacji mineralnych na obszarze całego metamorfiku Śnieżnika, znaczna odległość Marcinkowa od masywu kłodzko-złotostockiego przeczą możliwości wiązania genezy mineralizacji z tą intruzją.

Reasumując należy stwierdzić, że przynajmniej część mineralizacji w metamorfiku Śnieżnika pochodzenia hydrotermalnego jest wieku waryscyjskiego (lub młodszego). Asocjacje mineralne wytrąciły się z roztworów krążących wzdłuż licznych stref uskoku. Hydrotermy mogły pochodzić z tego samego źródła, co skały magmowe znane z metamorfiku Śnieżnika.

Wnioski

1. Okruszczenie Fe, Ti, Cu i Zn występujące w postaci wprysnięć w paragnejsach i łupkach mikowych, genetycznie jest związane z metamorficznym rozwojem skał. Źródłem metali mogły być np. wzbogacone w substancje organiczne skały ilasto-mułowcowe.

2. Hydrotermalna mineralizacja polimetaliczna (Pb, Zn, Cu, As, Ag, Sb, Ni) występuje w skatakazowanych i okwarcowanych łupkach kwarcowo-luszczkowych. W żyłach kwarcowi i kruszcom towarzyszą fluoryt i węglany.

Wyróżniono cztery generacje kwarcu. W paragenezie z najstarszym kwarcem I występuje piryty II. Z kwarcem II jest związane okruszczenie arsenopirytem, gersdorffitem, sfalerytem II, chalkopirytem II i być może, fioletowym fluorytem I. W końcowej fazie tego cyklu wytrąciła się drobnokrystaliczna galena I z chalkopirytem III i freibergitem. Etap tworzenia się szczelin i spekań poprzedził wydzielenie się kwarcu III, sfalerytu III i białego fluorytu II. Następnie pojawiły się nowe szczeliny wypełnione białym kwarcem IV, który początkowo miał dużą swobodę krystalizacji. Cykl zakończyło wytrącenie się grubokrystalicznej galeny II, chalkopirytu IV i szarozielonego fluorytu III, a następnie prawdopodobnie kalcytu.

3. Mineralizacja hydrotermalna (najprawdopodobniej wieku hercyńskiego) powstała z roztworów zawierających między innymi Sb, Ag, F, As i wzbogaconych w składniki mineralne przez ługowanie okruszczonych skał metamorficznych.

Autorka pragnie serdecznie podziękować dr H. Sylwestrzakowi za pomoc i krytyczne uwagi w trakcie pracy nad artykułem.

Literatura

- BANAŚ M. 1965 — Pr. Geol. Kom. Nauk PAN Oddz. w Krakowie, 27: 7–84.
 BERNARD J.H. 1991 — Empirical types of ore mineralization in the Bohemian Massif. ÚÚG. Praha.
 BUTKIEWICZ T. 1968 — Geol. Sud., 4: 47–113.
 CWOJDZIŃSKI S. 1983 — Mapa oraz Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1 : 25000. Ark. Stronie Śląskie. Inst. Geol. Warszawa.
 DZIEKOŃSKI T. 1972 — Wydobywanie i metalurgia kruszców na Dolnym Śląsku od XIII do połowy XX w. PAN. Wrocław: 329–331.
 FEDAK J. & LINDNER M. 1964 — Metalogeneza Sudetów. Inst. Geol. Warszawa.
 LIS J. & SYLWESTRZAK H. 1986 — Minerale Dolnego Śląska. Wyd. Geol.
 MAŃKOWSKA A. 1960 — Prz. Geol., 9: 485–486.
 MUSZER A. 1995 — Geneza okruszczenia skał w Górach Złotych. Mat. Konf. Nauk. Góry Złote, geologia, okruszczenie, ekologia. Wrocław–Złoty Stok: 52–56.
 OLSZYŃSKI W. & SPECZIK S. 1993 — Kwart. Geol., 4: 485–500.
 SKÁCEL J. 1963 — Geologie Krystalinika a rudnich výskytů ve středni části Rychlebských hor. Sbor. Geol. ved. Geologie, rada G, sv.3, UUG. CSAV. Praha: 109–139
 SKÁCEL J. 1995 — Metalogeneticka charakteristika a rejonizace Rychlebských hor. Mat. Konf. Nauk. Góry Złote, geologia, okruszczenie, ekologia. Wrocław–Złoty Stok: 33–37.
 SMULIKOWSKI K. 1979 — Geol. Sud., 14: 7–76.