

Henryk KUCHA, Adam GŁUSZEK

ZMIENNOŚĆ OKRUSZCOWANIA Cu, Zn, Pb i Ag
W ZŁOŻU KOPALNI LUBIN

(Pl. I i 8 fig.)

*Variation of Cu-Zn-Pb-Ag mineralization
in the deposit of the Lubin Mine*

(Pl. I and 8 Figs.)

Henryk Kucha, Adam Głuszek: Variation of Cu-Zn-Pb-Ag mineralization in the deposit of the Lubin Mine. Ann. Soc. Geol. Poloniae, 53/1—4: 143—168, 1983 Kraków.

Abstract: Distinct variations in the character of mineralization is observed in the Zechstein copper deposits, being manifested by disappearance or considerable impoverishment of Cu-mineralization with simultaneous increase in the content of galena and sphalerite. Pb- and Zn-mineralization appears in nearly all the three lithologic types of rocks, i.e. in dolomite, shale and sandstone. The galena mineralization is accompanied by high concentration of Ag and Hg, occurring mainly in the form of amalgam-eugenite. Silver forms a number of new mineral compounds belonging to the Ag-Cu-Fe-S system, namely: $\text{Cu}(\text{Fe}, \text{Ag})\text{S}_2$, $(\text{Fe}, \text{Cu})_1\text{Cu}_2(\text{Ag}, \text{Cu})_3\text{S}_4$, $\text{FeCu}_3\text{Ag}_6\text{S}_7$, $\text{Cu}_{5.28}\text{Fe}_{0.55}\text{Ag}_{1.17}\text{S}_4$, $\text{FeCu}_2(\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{S}_5$ and $\text{FeCu}_2\text{Ag}_3\text{S}_4$.

Key words: Cu-Zn-Pb-Ag mineralization, Zechstein copper deposits, Lubin Mine, Western Poland.

Henryk Kucha: Akademia Górniczo-Hutnicza, Instytut Geologii i Surowców Mineralnych, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków.

Adam Głuszek: ul. Orla 17/2, 59-300 Lubin.

manuscript received: August, 1980

accepted: March, 1982

Treść: Na obszarze cechsztyńskich złóż miedzi występują zmiany mineralizacji w postaci znacznego zubożenia okruszcowania Cu na korzyść galeny i sfalerytu. Okrusz-

cowanie Zn-Pb występuje we wszystkich trzech typach litologicznych, tj. dolomicie, łupku i piaskowcu. Zn obecny jest głównie w dolomicie ilastym, rzadziej w łupku cynkowośnym, gdzie współwystępuje z frankolitem.

Okruszcowaniu galeną towarzyszą wysokie koncentracje Ag i Hg. Pierwiastki te występują głównie w formie amalgamatu-eugenitu. Ag tworzy ponadto szereg nowych minerałów należących do układu Ag-Cu-Fe-S: $\text{Cu}(\text{Fe},\text{Ag})\text{S}_2$, $(\text{Fe},\text{Cu})_1\text{Cu}_2(\text{Ag},\text{Cu})_3\text{S}_4$, $\text{FeCu}_3\text{Ag}_6\text{S}_7$, $\text{Cu}_{5.28}\text{Fe}_{0.55}\text{Ag}_{1.17}\text{S}_4$, $\text{FeCu}_2(\text{Ag},\text{Cu})_2\text{S}_5$ oraz $\text{FeCu}_2\text{Ag}_3\text{S}_4$.

WSTĘP

Złoże miedzi występuje w wapieniach, dolomitach i łupkach dolnego cechsztynu, a także w białych piaskowcach. Stropowa część tych piaskowców na podstawie fauny zaliczana jest również do dolnego cechsztynu. Reszta białego piaskowca zaliczana jest do czerwonego spągowca. Średnia miąższość horyzontu okruszcowanego miedzią wynosi 3—5 m. Główne minerały kruszcowe to: chalkozyn, digenit, bornit, chalkopiryt, djurleit, kowelin, anilit, galena i sfaleryt. Spotyka się również minerały srebra, niklu, kobaltu, molibdenu, złota, platynowców i rtęci. Główne minerały miedzi rozmieszczone są strefowo tak po upadzie, jak i w pionie. Mineralizacja miedziowa w kierunku warstw stropowych zanika stopniowo, natomiast w kierunku spągu w białych piaskowcach zanik ten jest szybki.

Badania zmian okruszcowania złoża w obszarze górniczym Kopalni Lubin podjęto w związku z obserwowanym zanikiem mineralizacji Cu i pojawieniem się w to miejsce okruszcowania ołowiem (tabl. 1). Podjęte badania miały na celu opisanie zmian mineralizacji złoża po upadzie i określenie zależności pomiędzy zawartością poszczególnych pierwiastków a okruszcowaniem złoża. Problem ten ma podstawowe znaczenie gospodarcze, ponieważ podobne zjawiska, tj. zanik mineralizacji Cu na korzyść Pb, Zn, Ag i Hg — (Piestrzyński, Mayer, informacja ustna) mają miejsce również na Kopalni Rudna. Wydaje się więc, że w obszarze złóż miedzi występuje kilkusetmetrowej szerokości strefa okruszczona Pb, Zn, Ag i Hg ciągnąca się pasem od Kopalni Lubin poprzez Kopalnię Polkowice do Kopalni Rudna. W strefie tej zawartość Cu jest niejednokrotnie pozabilansowa (tab. 1). Wcześniejsze okonturowanie tej strefy pozwoliłoby na sensowne sterowanie eksploatacją i wykorzystanie bilansowych zawartości Pb, Zn, Ag i Hg, zajmujących przypuszczalnie znaczny obszar.

Omawianych badań dokonano na próbkach z upadowych centralnych, łączących szyby główne Kopalni Lubin z szybem północnym. Pobrano 142 próbki punktowe rozmieszczone w 18 profilach w sposób regularny na całej długości wyrobiska.

Tabela 1

Zestawienie analiz na zawartość Cu, Ag, Pb

Lp.	Numer próby bruzdowej	Seria węglanowa				Seria łupkowa				Seria piaskowa				Profil
		Miaż- szość (m)	Cu (%)	Ag (ppm)	Pb (%)	Miaż- szość (m)	Cu (%)	Ag (ppm)	Pb (%)	Miaż- szość (m)	Cu (%)	Ag (ppm)	Pb (%)	
1.	Ko 12-0026	2,20	0,22	7	0,05	—	—	—	—	1,20	0,47	13	0,07	XX
2.	Ko 12-0051	2,90	0,52	27	0,04	0,08	7,17	0,04	—	1,20	0,45	22	0,02	XVIII
3.	Ko 12-0048	1,20	0,84	49	0,04	0,12	6,84	0,06	1516	2,40	1,22	106	0,04	I
4.	Ko 12-0075	1,30	0,52	24	—	0,12	6,35	—	229	2,20	0,72	54	—	XVII
5.	Ko 12-0097	2,00	0,74	37	—	0,07	5,90	—	765	2,00	0,74	37	—	IV
6.	Ko 12-0100	—	—	—	—	0,09	7,54	—	715	3,40	0,93	56	—	XIV
7.	Ko 12-1100	1,40	0,31	33	—	0,07	7,92	—	732	1,80	0,89	77	—	III
8.	Ko 12-0126	1,30	0,29	24	—	0,09	6,42	—	816	2,00	0,68	59	—	II
9.	Ko 12-0162	1,50	1,48	—	—	0,16	7,61	—	—	2,20	0,53	—	—	XV
10.	Ko 12-0207	1,80	0,17	21	1,34	0,24	0,41	2,04	235	2,40	0,38	22	0,11	XII
11.	Ko 07-027	0,60	0,24	19	—	0,30	4,55	—	228	2,80	0,89	28	—	XI
12.	Ko 07-0050	3,40	0,11	11	0,69	0,23	2,07	7,68	154	—	—	—	—	X
13.	Ko 07-0106	1,60	0,42	33	1,01	0,25	1,40	5,82	109	1,60	0,32	50	0,64	IX
14.	Ko 07-0146	2,00	0,15	11	0,48	0,32	2,83	6,00	140	1,40	0,36	17	0,72	VIII
15.	Ko 07-0102	1,40	0,08	10	0,73	0,25	1,20	10,81	101	1,60	0,47	19	0,48	V
16.	Ko 07-0167	2,60	0,12	8	0,32	0,35	2,94	5,11	160	1,00	0,37	53	1,78	VI
17.	Ko 07-0192	2,60	0,13	11	1,25	0,34	2,93	6,12	112	0,60	0,09	53	0,62	IXX
18.	Ko 08-0010	1,80	0,14	4	0,36	0,50	0,56	8,60	55	—	—	—	—	VII

METODY BADAŃ

W pracy wykorzystano wyniki analiz chemicznych prób bruzdowych (próbka elementarna 10 cm) wykonanych przez KGHM — Lubin (tabl. 1). Próby punktowe do badań mikroskopowych pobrano w miejscach prób bruzdowych. Dla stropu piaskowca i łupku mikroskopowe próbki punktowe pobierano po dwie dla każdej elementarnej próbki bruzdowej uwzględniając zmiany litologii w obrębie próbki elementarnej. W badaniach statystycznych korelowano uśrednione dla danego typu skały wartości z planimetrowania i analiz chemicznych prób bruzdowych. Wszystkie preparaty mikroskopowe zostały splanimetrowane po 2000 punktów w preparacie przy użyciu stolika integracyjnego Eltinor-4.

Badania rentgenostrukturalne wykonano metodą DSH przy użyciu dyfraktometru TUR M-61, stosując promieniowanie Co K α filtrowane Fe.

Analiz w mikroobszarze dokonano na mikroanalizatorze Cameca MS-46 i ARL SEMQ przy napięciu przyspieszającym 20 kV, używając spektralnie czystych wzorców Fe, Cu, Ag, Sb, Bi oraz związków CuFeS₂, HgS oraz KAlSi₃O₈.

Wartości krytyczne $r(\alpha, \vartheta)$ dla współczynników korelacji pomiędzy cechami prób oznaczonymi chemicznie dla prób bruzdowych skomasowanych (tabl. 1) i cechami prób oznaczonymi planimetrycznie wynoszą:

- dla utworów węglanowych $r(\alpha, \vartheta_1) = 0,49$
- dla łupku $r(\alpha, \vartheta_2) = 0,49$
- dla piaskowca $r(\alpha, \vartheta_3) = 0,51$

gdzie: $\alpha = 0,05$; $\vartheta = n - 2$; n — ilość prób, $\vartheta_1 = 14$, $\vartheta_2 = 14$, $\vartheta_3 = 13$

CHARAKTERYSTYKA MINERALOGICZNA OMAWIANEJ CZĘŚCI ZŁOŻA

Badaniami mineralizacji rudnej w obszarach przyległych do opisywanego zajmowało się wielu autorów (Harańczyk 1966, 1972, Jarosz 1970, Banaś et al. 1974, Solomon 1975).

Głównymi minerałami, jakie występują w północnej części obszaru górniczego Kopalni Lubin, są: bornit, chalkopiryt, piryt, galena i sfaleryt. Podrzędnie występują: kowelin i chalkozyn. Obecne są tu także — choć na ogół w bardzo małych ilościach — srebro rodzime, stromayeryt, minerały typu Cu-Fe-Ag-S, minerały szeregu kobaltyn-gersdorfit, rutyl, wurcyt i grafit.

Obok głównych minerałów płonnych — kwarcu, węglanów i minerałów ilastych — często występuje glaukonit.

Bornit jest tutaj głównym minerałem miedzionośnym. W największych ilościach bornit występuje w łupku (powyżej 11% obj.), a w najmniejszych ilościach w rudzie węglanowej. W piaskowcu bornit rzadko

tworzy większe koncentracje, występuje jednak na całej niemal długości opróbowanego przekroju złożowego.

W obrębie rudy węglanowej bornit tworzy z reguły niewielkie ziarna wypełniające pory pomiędzy ziarnami dolomitu. Większe ziarna i skupienia bornitu są związane z węglanami drugiej generacji. Rozmiary takich skupień bornitu często przekraczają 1 mm. Bornit tworzy przerosty z idiomorficznymi kryształami węglanów. Często występuje w zrostach z galeną i chalkopirytem. Bornit pospolicie posiada wrostki pirytu w formie drobnych kuleczek. Wyraźnie zaznacza się tu kowelinizacja bornitu z wydzieleniem pirytu. Proces kowelinizacji bornitu jest różnie zaawansowany i nie wykazuje związku z głębokością złoża (nie rośnie po upadzie).

W obrębie łupka cechsztyńskiego bornit występuje na ogół w postaci drobnych ziarn (znacznie poniżej 100 μm). Pospolicie tworzy inkluzje w matrycy ilasto-bitumicznej o wielkości poniżej 2 μm (Kucha 1976). Większe skupienia bornitu występują w postaci lamin kruszcowych zorientowanych zgodnie z uławiceniem skały. Grubość tych lamin dochodzi do 200—300 μm , a długość do kilkudziesięciu milimetrów. Bornit tworzy także w łupku lite żyłki i soczewki o grubości sporadycznie przekraczającej 2 mm, a najczęściej nie osiągającej 500 μm . Wrostki pirytu w bornicie są tu rzadsze niż w rudzie węglanowej, choć lokalnie bardzo liczne. Bornit występuje także często w zrostach z chalkopirytem, galeną i sfalerytem, zwłaszcza w spągu łupku ołowionośnego i cynkonośnego (Pl. I, fig. 1). Kowelinizacja bornitu jest w łupku przeważnie słabo zaznaczona lub wcale nie występuje.

Sposób występowania bornitu w dolomicie granicznym nie różni się od sposobu jego występowania w rudzie węglanowej.

W rudzie piaskowcowej bornit występuje jako wypełnienie przestrzeni między ziarnami kwarcu. W piaskowcu stropowym bornit tworzy przeważnie małe (do 50 μm) ziarna, czasami w zrostach z chalkopirytem, galeną i sfalerytem, wypełniając przestrzenie między ziarnami kwarcu i węglanami spoiwa. Często w bornicie są obecne idiomorficzne wrostki kryształów kwarcu, a zwłaszcza węglanów.

W obrębie właściwego szarego piaskowca bornit tworzy na ogół duże skupienia o rozmiarach dochodzących do 1 mm i więcej. Bornit w tych skupieniach często tworzy zrosty ze sfalerytem, a także galeną i chalkopirytem. Licznie występują tu ziarna skowelinizowanego bornitu o charakterystycznej strukturze atolowej, podkreślonej przez koncentrycznie ułożone wrostki pirytu i markasytu. Zaobserwowano nieliczne przypadki zastępowania ziarn kwarcu i skaleni przez bornit. Proces kowelinizacji bornitu w rudzie piaskowcowej jest przeważnie silniej rozwinięty niż ma to miejsce w rudzie łupkowej czy węglanowej.

Za pomocą mikrosondy elektronowej często oznaczano nawet do 20% wag. Ag w bornicie (Pl. I, fig. 2).

Chalkopiryt jest w omawianej części złoża drugim co do znaczenia po bornicie minerałem miedzi. Występuje w całym profilu złożowym, jednak w rudzie węglanowej nie odgrywa większej roli; tylko w łupku i rudzie piaskowcowej tworzy poważniejsze koncentracje.

W obrębie rudy węglanowej chalkopiryt występuje jako minerał towarzyszący bornitowi i galenie, rzadko tworząc samodzielne ziarna. Praktycznie całość chalkopiryty występującego w rudzie węglanowej jest związana ze skupieniami węglanów drugiej generacji. Ziarna chalkopiryty zawierają liczne wrostki kryształów węglanów oraz nieliczne, drobne wrostki piryty.

W rudzie łupkowej chalkopiryt tylko lokalnie tworzy większe koncentracje, na ogół zawartość chalkopiryty nie przekracza 1% obj. Rozmiary ziarn chalkopiryty rzadko przewyższają 100 μm . Większe skupienia tego minerału osiągają rozmiary nawet powyżej 1 mm, ale nie są zbyt częste. Chalkopiryt tworzy zrosty z galeną, rzadziej z bornitem i sfalerytem, najczęściej w spągu łupku bogatego w galenę i sfaleryt (Pl. I, fig. 1). Wrostki piryty w chalkopirycie są rzadkie i bardzo małe.

Rola chalkopiryty w rudzie piaskowcowej jest niemal identyczna z tą, jaką pełni tu bornit. Chalkopiryt występuje w piaskowcu na całej długości opróbowanego przekroju złożowego, wypełniając wolne przestrzenie między ziarnami kwarcu. Skupienia chalkopiryty osiągają znaczne rozmiary (do 5 mm). W skupieniach takich chalkopiryt całkowicie niemal wypełnia przestrzenie międzyziarnowe, pełniąc rolę spoiwa wypełniającego. Częste są zrosty chalkopiryty z bornitem, znacznie rzadsze z galeną. Powszechnie występują wrostki piryty i markasytu. Lokalnie częste są atole chalkopirytowo-pirytowe, także z silnie skowelinizowanym bornitem.

Piryty jest minerałem obecnym we wszystkich typach rudy.

W rudzie węglanowej dominuje zwłaszcza w stropowej części złoża. Tworzy samodzielne ziarna o różnych rozmiarach (5—100 μm), a także duże (do 5 mm) skupienia złożone z drobnych kuleczek. Przestrzeń między kulkami piryty w takich skupieniach zwykle wypełniona jest przez bornit lub przez galenę, rzadziej przez chalkopiryt i sfaleryt. Forma skupień kulistego piryty bywa bardzo różna, a ich przestrzenne ułożenie rzadko tylko pokrywa się z teksturą skały. Obok piryty w budowie skupień bierze udział markasyt — wtedy skupienia te mają budowę koncentryczno-zonalną z naprzemianległymi pierścieniami ziarn markasytu i kuleczek piryty. Centrum skupień markasytowo-pirytowych tworzy zwykle ziarno galeny (często w zrostach z chalkopirytem). Piryty i markasyt tworzą powszechnie wrostki w bornicie i galenie. Miejscami piryty tworzy formy atolowe. Zawartość piryty w rudzie węglanowej wykazuje maksimum około 0,5 m nad stropem łupka.

W obrębie rudy łupkowej piryty na ogół nie tworzy większych koncentracji, jego udział rzadko przekracza 1% obj. Dominującą formą wy-

stępowania pirytu w łupku są drobne (do 20 μm) ziarna — najczęściej kuliste. Piryt rzadko tworzy tu większe skupienia. Sporadycznie można spotkać żyłki i soczewki pirytowe o miąższości do 2 mm. Piryt tworzy wrostki w bornicie, galenie i chalkopirycie.

W piaskowcu piryt występuje dość powszechnie, tworząc samodzielne ziarna i skupienia, które wypełniają przestrzenie międzyziarnowe. Przeważnie występuje w formie zrostów z bornitem, chalkopirytem i galeną, a także w postaci wrostków w tych minerałach.

Galena występuje głównie w rudzie węglanowej i łupkowej. W piaskowcu rzadko tworzy większe koncentracje. W dolomicie galena występuje na dwa sposoby: tworzy drobne (do 50 μm) ziarna wypełniające pustki między ziarnami dolomitu (często w zrostach z chalkopirytem, a także ze sfalerytem) oraz duże, na ogół przekraczające 100 μm ziarna i skupienia związane z gniazdami węglanów w drugiej generacji. W tym drugim przypadku obficie występują w galenie wrostki pirytu oraz idiomorficznych kryształów węglanów.

Koncentracje galeny w rudzie łupkowej często osiągają znaczne wartości (lokalnie powyżej 10% obj.). Galena tworzy tu samodzielne ziarna (przeważnie poniżej 100 μm), a także zrosty z chalkopirytem, bornitem i sfalerytem, zwłaszcza w spągu łupku (Pl. I, fig. 1). Większe skupienia ziarn galeny tworzą laminy kruszcowe. Galena często zawiera wrostki pirytu i nieregularnych ziarn dolomitu, co nadaje jej ziarnom specyficzną strukturę.

W dolomicie granicznym galena występuje na ogół dość obficie, jej ziarna wypełniają pustki w skale oraz związane są z gniazdami węglanów drugiej generacji. Galena wykazuje tu tendencję do impregnowania pozostałości skorupki otwornic i małży.

W obrębie rudy piaskowcowej galena zwykle występuje w drobnych ilościach, głównie w postaci wrostków w bornicie i chalkopirycie. Obecność tak wykształconej galeny zaznacza się w cienkiej (10—20 cm) warstwie stropowej piaskowca. Lokalnie tworzy jednak znaczne koncentracje i wtedy spotkać ją można na większym odcinku profilu piaskowca. W miejscach większych koncentracji galena tworzy duże skupienia ziarn, pełniąc rolę spoiwa typu wypełniającego (Pl. I, fig. 3). Zaobserwowano dość częste przypadki zastępowania ziarn skaleni i kwarcu przez galenę (Pl. I, fig. 3). Galena zawiera liczne wrostki idiomorficznego oraz ksenomorficznego kwarcu, a także wrostki idiomorficznych kryształów dolomitu. Za pomocą mikrosondy elektronowej oznaczono do 3,5% wag. Ag w galenie.

Sfaleryt jest minerałem powszechnie obecnym w omawianej części złoża. W rudzie węglanowej występuje w postaci drobnych ziarn (poniżej 50 μm) wypełniających pustki między ziarnami dolomitu. W gniazdach węglanów drugiej generacji tworzy nieraz skupienia znacznych rozmiarów, często w zrostach z bornitem, chalkopirytem i galeną.

Na ogół nie zawiera wrostków pirytu. Dolomit ilasty charakteryzuje się największymi koncentracjami sfalerytu, nierzadko przekraczającymi 3% obj. Ziarna sfalerytu w dolomicie ilastym osiągają nieraz bardzo duże rozmiary, tworząc mniej lub bardziej zwarte laminy kruszcowe (Pl. I, fig. 4). Ziarna sfalerytu w tych laminach charakteryzują się szczególnie silnie rozczłonkowanymi kształtami. Sfaleryt wykazuje szczególną tendencję do impregnowania skorupki otwornic. W łupku sfaleryt także tworzy znaczne koncentracje, przy czym sposób jego występowania w łupku nie różni się zasadniczo od jego wykształcenia w rudzie węglanowej. Jedynymi różnicami są: obecność w łupku litych soczewek sfalerytowych oraz wyraźne zmniejszenie przeciętnej średnicy ziarn sfalerytu. Soczewki sfalerytowe mają wypełnienie fosforanowe (frankolit, tab. 2). Sfaleryt, zwłaszcza w spągu łupka, tworzy liczne zrosty z bornitem, galeną i chalkopirytem.

Tabela 2

Porównanie danych rentgenograficznych wzorcowego frankolitu (McConnell 1938) i substancji stanowiącej wypełnienie soczewki sfalerytowej z preparatu VII — 3

Frankolit		Badana substancja	
d (Å)	I	d (Å)	I
2,789	10	2,79	4
2,694	6	2,70	3
2,242	2		
1,931	3		
1,836	3	1,832	1
1,795	2		
1,761	2	1,766	1
1,745	2	1,744	1
1,420	2	1,421	1

W piaskowcu sfaleryt występuje powszechnie, jednak w niewielkich ilościach. Tworzy głównie drobne ziarna występujące samodzielnie, a także zrosty z bornitem, galeną i chalkopirytem. Skupienia ziarn sfalerytu, często w zrostach z bornitem, osiągają znaczne rozmiary (zwłaszcza w piaskowcu stropowym). Wypełniają one przestrzenie międzyziarnowe, pełniąc rolę spoiwa o typie wypełniająca. Sfaleryt zawiera liczne wrostki dolomitu, a także pirytu. Oprócz sfalerytu stwierdzono także wurcyt (Pl. I, fig. 5).

K o w e l i n jest minerałem powszechnym, ale występującym w małych ilościach. Prawdopodobnie całość, a na pewno przeważająca część kowelinu obecnego w złożu, jest rezultatem rozpadu bornitu.

C h a l k o z y n jest minerałem rzadszym od kowelinu. Wyjątkowo tworzy samodzielne ziarna, najczęściej występuje w postaci zrostów

i wrostków w bornicie. Jego rozmieszczenie w złożu jest bardzo nieregularne.

Siarczki srebra. Interesującą, zwłaszcza z mineralogicznego (ale także złożowego) punktu widzenia, jest obecność takich minerałów, jak: srebro rodzime, moschellandsbergit, stromeyeryt, siarczki typu Cu-Fe-Ag-S oraz minerały szeregu kobaltyn-gersdorfit.

W rudzie węglanowej nie spotkano ziarn srebra rodzimego, ani innych minerałów srebrowych. W rudzie łupkowej natomiast dość częsty jest eugenit i stromeyeryt. Minerały te tworzą zrosty z silnie srebronym bornitem i galeną (Pl. I, fig. 2). Eugenit oraz siarczki typu Cu-Fe-Ag-S stwierdzono w piaskowcu. Ich obecność zaznacza się wyłącznie w stropowej części o lepszemu węglanowym lub też bezpośrednio poniżej. Zwłaszcza ten drugi przypadek jest szczególnie częsty. Charakterystyczny jest fakt, że stwierdzono ich obecność wyłącznie w piaskowcu bogatym w galenę. Siarczki typu Cu-Fe-Ag-S tworzą tutaj zrosty z galeną, eugenitem i stromeyerytem. Na podstawie analiz w mikroobszarze i obserwacji mikroskopowych oznaczono następujące minerały:

1 — minerał o składzie $\text{Cu}(\text{Fe},\text{Ag})\text{S}_2$, izotropowy o barwie mosiężno-żółtej z lekkim odcieniem zielonym. $R = 44\%$. Na powietrzu szybko ulega utlenieniu, dzięki czemu barwa jego staje się mosiężnożółta. W immersji jest żółty z wyraźnym odcieniem zielonym.

2 — minerał o składzie $(\text{Fe},\text{Cu})\text{Cu}_2(\text{Ag},\text{Cu})_3\text{S}_4$, izotropowy, w porównaniu z galeną brunatnożółty z odcieniem zielonym. Często jest on niehomogeniczny i zawiera myrmekitowe wrostki minerału 1 i 3. R około 30% .

3 — minerał o składzie $\text{FeCu}_3\text{Ag}_6\text{S}_7$, izotropowy. W powietrzu w porównaniu z eugenitem sinoszary. R około 25% .

4 — minerał o składzie $\text{Cu}_{5.28}\text{Fe}_{0.55}\text{Ag}_{1.17}\text{S}_4$, izotropowy o barwie niebieskiej z odcieniem różowobrunatnym. W powietrzu R około 26% .

5 — minerał o składzie $\text{FeCu}_2(\text{Ag},\text{Cu})_2\text{S}_5$, izotropowy, w powietrzu żółty ze słabym odcieniem zielonkawym (bardziej żółty niż minerał 1). R około 45% .

6 — minerał o składzie $\text{FeCu}_2\text{Ag}_3\text{S}_4$, niehomogeniczny, mieszanina minerałów 1 i 3.

Obecność minerałów szeregu kobaltyn-gersdorfit stwierdzono w piaskowcu. Występują one tam jako wrostki w galenie. Ziarna tych minerałów są z reguły niewielkie (poniżej $20\ \mu\text{m}$), jednak zdarzają się większe, osiągające prawie $50\ \mu\text{m}$. Ich barwa, w porównaniu z pirytem, jest biała, jednak na tle galeny wykazują wyraźny kremowy odcień.

W preparacie XVII-4 stwierdzono obecność *vaesytu*, który występuje tam w postaci drobnych, kulistych wrostków w bornicie.

Glaukonit jest minerałem dość rozpowszechnionym w piaskowcu, gdzie jego obecność zaznacza się wzdłuż całego opróbowanego przekroju złożowego. W łupku i rudzie węglanowej glaukonit występuje

sporadycznie, jednak w profilach XVIII, I, XVII na granicy łupka-dolomit, stwierdzono znaczne nagromadzenia tego minerału. Glaukonit występuje na wysokości 2—3 cm nad spągiem dolomitu. Zawartość glaukonitu rośnie ku dołowi, aby osiągnąć swe maksimum w kilkumilimetrowej warstewce na granicy łupka cechsztyńskiego z dolomitem miedzionośnym. Glaukonit w dolomicie występuje w postaci pojedynczych ziarn, natomiast na granicy łupka i dolomitu ziarna glaukonitu tworzą duże skupienia (Pl. I; fig. 6). Często skupienia te otoczone są pierścieniami utworzonymi przez bornit z wrostkami pirytu (Pl. I, fig. 6). Opisany glaukonit jest wiązany z nową, dotąd nie opisywaną facjalną odmianą łupka — łupka glaukonitowego. Chemicznie opisywany glaukonit jest glaukonitem miedziowym, zawiera bowiem do 6% wag. Cu.

ZMIANY MINERALIZACJI PO UPADZIE W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI ZŁOŻA KOPALNI LUBIN

Charakter mineralizacji na opróbowanym odcinku profilu złożowego wykazuje dużą zmienność. Pozwala to na wydzielenie stref, w których o wartości złoża decydują dwa z wcześniej opisanych głównych minerałów rudnych.

Na podstawie analizy zmian zawartości głównych minerałów złożowych wydzielono następujące strefy:

- A — bornitowa z pirytem, pomiędzy Ko 12/26 a Ko 12/168 około 800 m po upadzie (fig. 1, 2)
- B — glaukonitowa z pirytem i bornitem, pomiędzy Ko 12/51 a Ko 12/75 około 150 m po upadzie (fig. 1, 2)
- C — chalkopirytową z galeną, pomiędzy Ko 12/168 a Ko 7/106 około 600 m po upadzie (fig. 3, 4, 8)
- D — galenową ze sfalerytem, pomiędzy Ko 7/106 a Ko 8/10 około 800 m po upadzie (fig. 3, 5, 8)

Granice stref określono na podstawie zmian mineralizacji w łupku cechsztyńskim.

R u d a w ę g l a n o w a

Dolomit charakteryzuje się niską zawartością minerałów miedzi, natomiast znacznymi koncentracjami pirytu, galeny i sfalerytu. Jedynie w obrębie strefy bornitowej w cienkiej, 20—40 cm warstwie spągowej dolomitu występują poważniejsze ilości bornitu (fig. 1). Bezpośrednio nad warstwą dolomitu bogatego w bornit występuje horyzont pirytowy wyznaczający tu strop złoża miedzi (fig. 2). 1—2 m nad stropem łupku zaznacza się lokalny wzrost zawartości galeny (fig. 3). Prawdopodobnie jest to związane z nisko tutaj zalegającym horyzontem Pb-Zn.

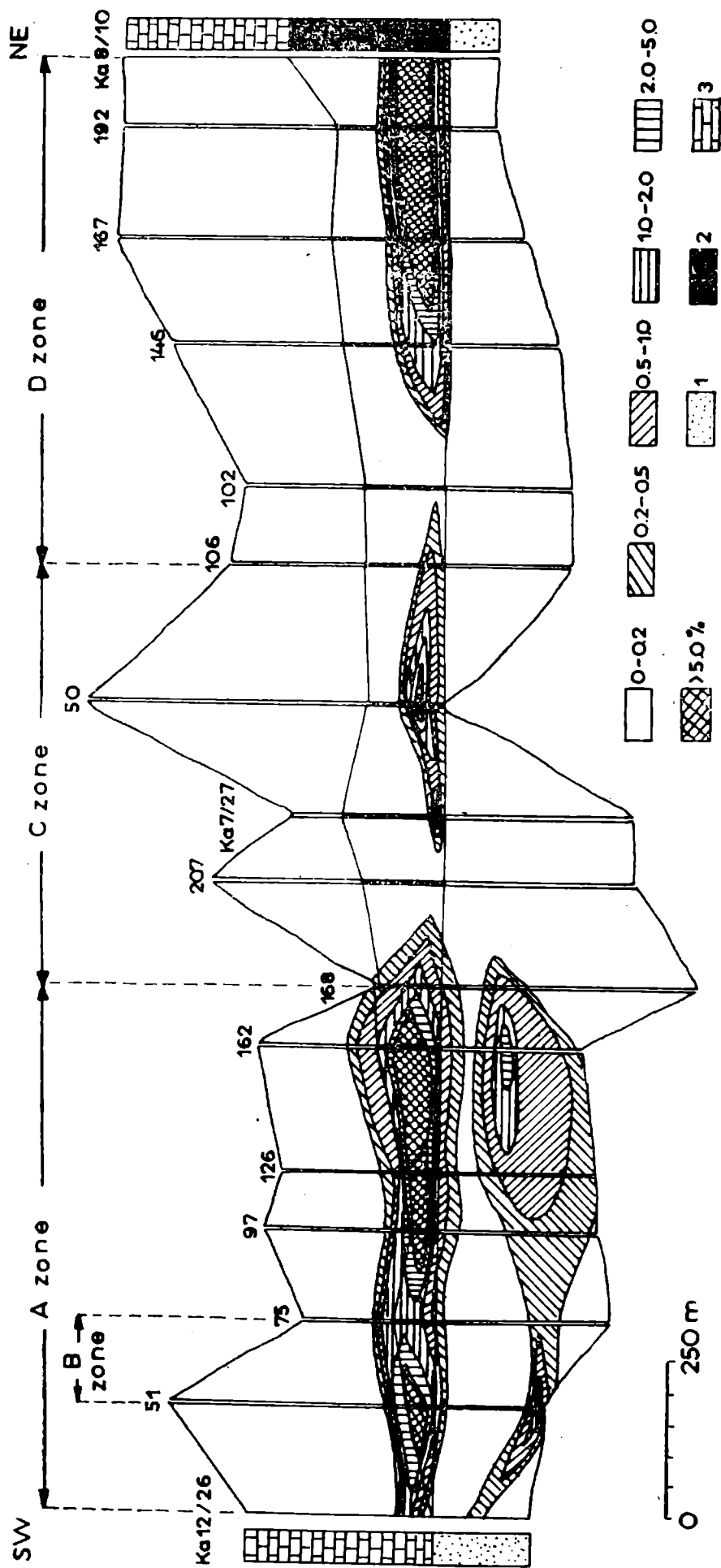


Fig. 1. Koncentracja bornitu w pionowym profilu złoża wzdłuż upadowych centralnych. 1 — piaskowiec, 2 — łupek, 3 — skała węgl.
 Fig. 1. Boronite concentration in vertical profile of the deposit along central dips. 1 — sandstone, 2 — shale, 3 — carbonate rock.

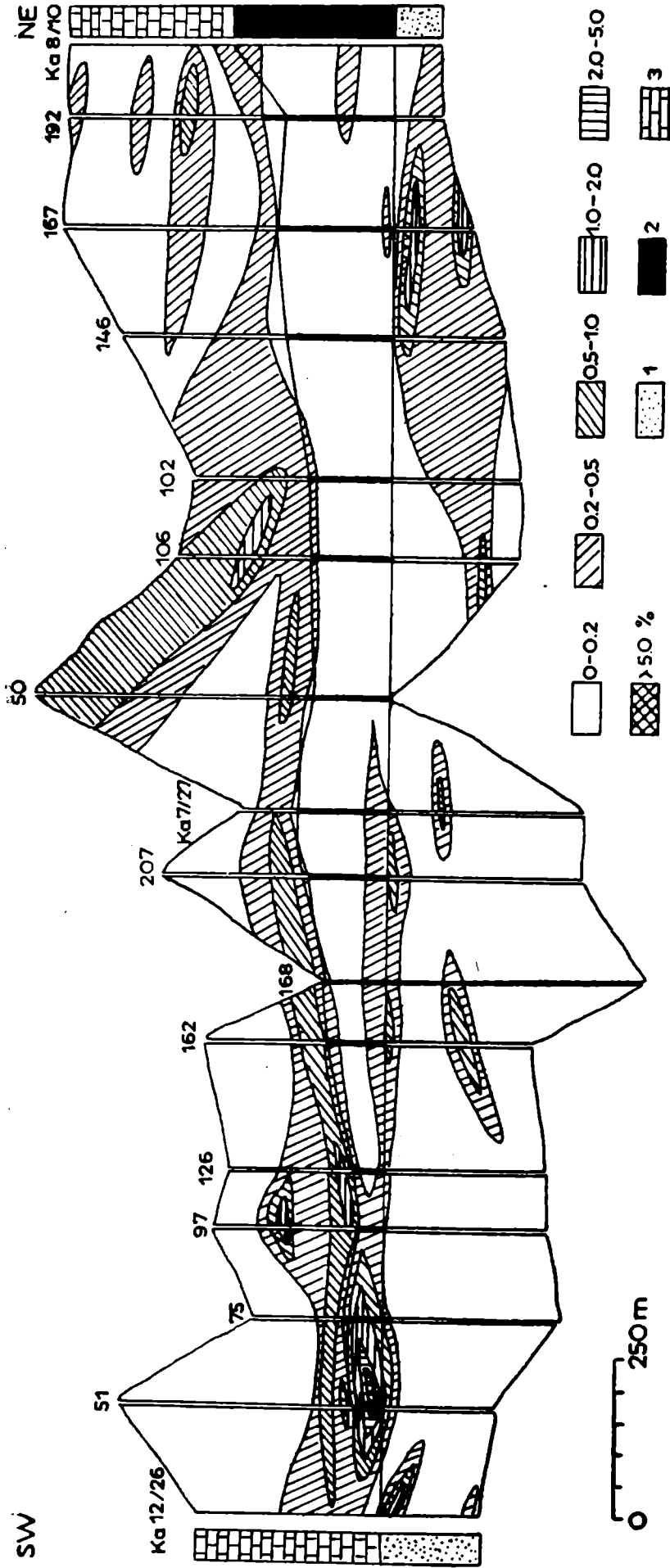


Fig. 2. Koncentracja pirytu w profilu pionowym złoża wzdłuż upadowych centralnych. 1, 2, 3 — jak na fig. 1

Fig. 2. Pyrite concentration in vertical profile of the deposit along central dips. 1, 2, 3 see Fig. 1

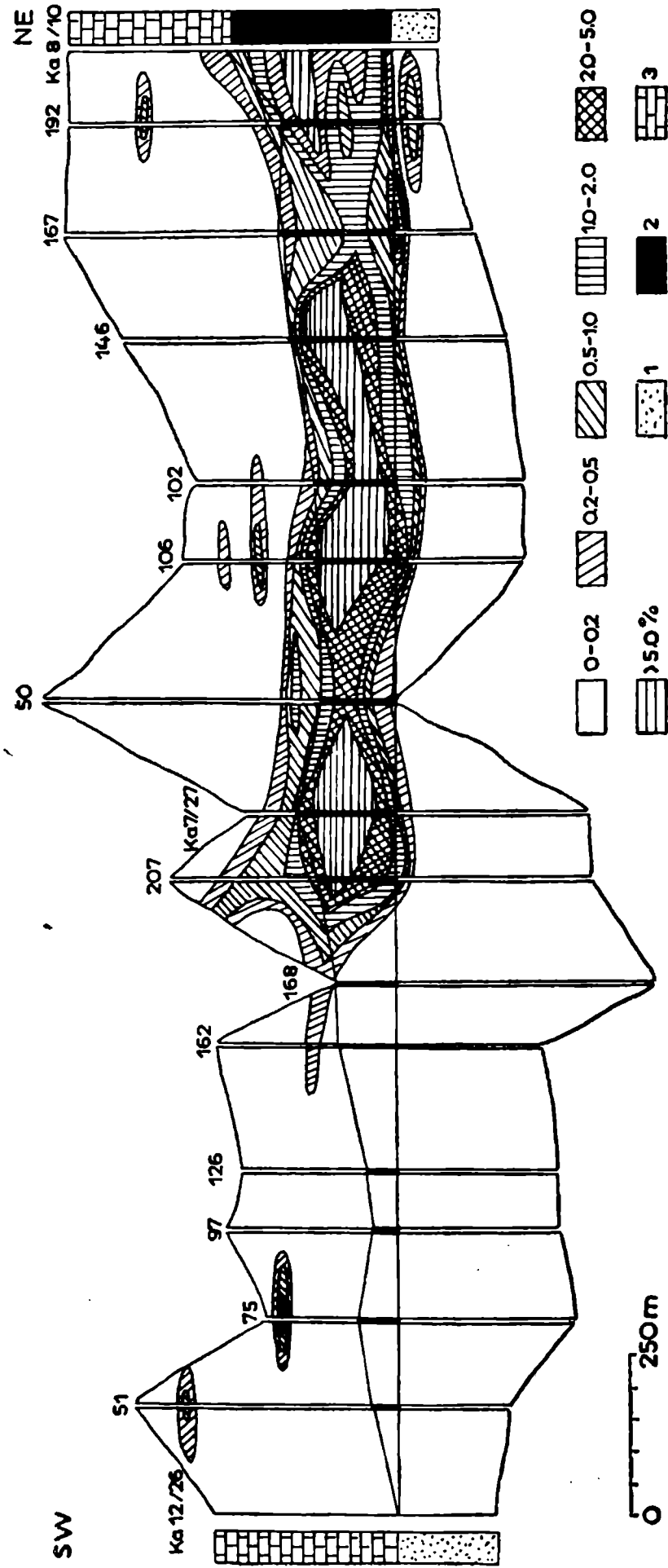


Fig. 3. Koncentracja galeny w pionowym profilu złoża wzdłuż upadów centralnych. 1, 2, 3 — jak na fig. 1

Fig. 3. Galena concentration in vertical profile of the deposit along central dips. 1, 2, 3 — see Fig. 1

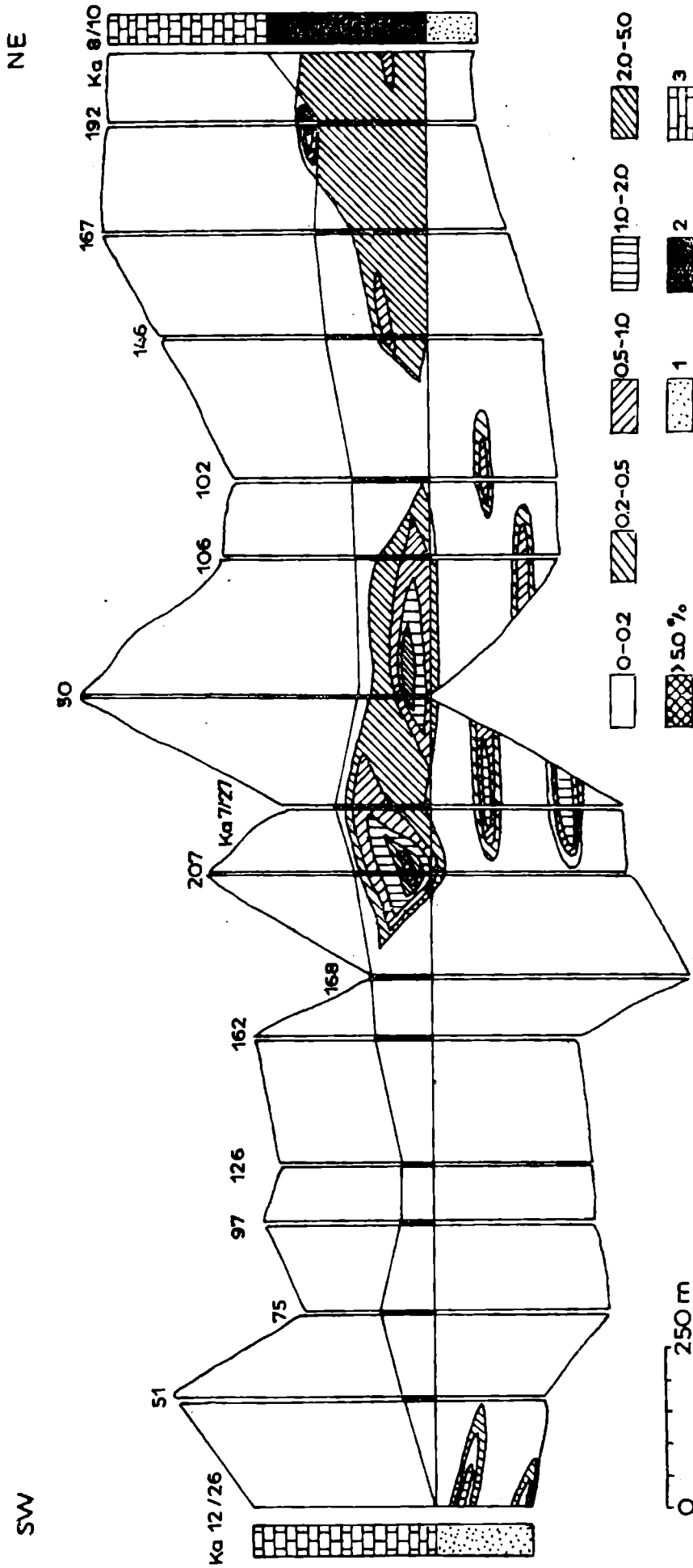


Fig. 4. Koncentracja chalkopiryty w pionowym profilu złoże wzdłuż upadowych centralnych. 1, 2, 3 — jak na fig. 1

Fig. 4. Chalcopirite concentration in vertical profile of the deposit along central dips. 1, 2, 3 — see Fig. 1

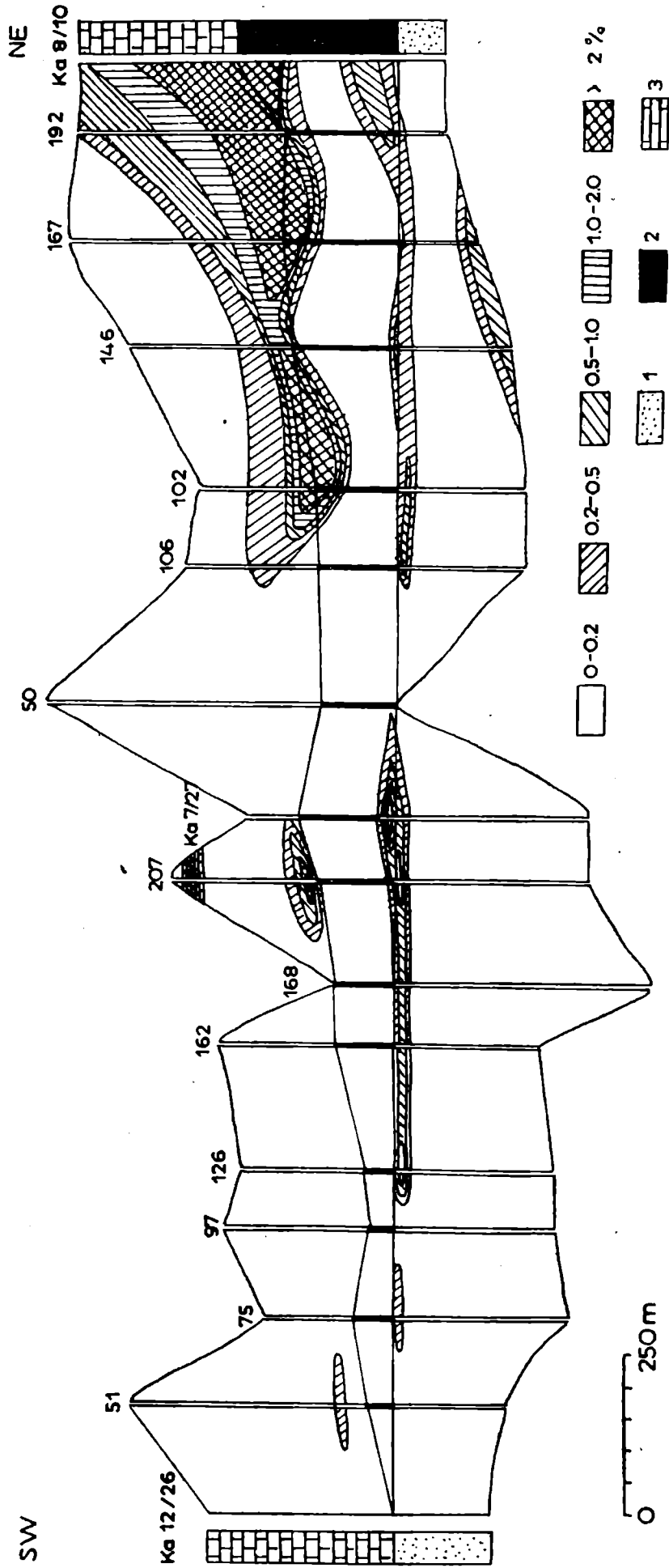


Fig. 5. Koncentracja sfalerytu w pionowym profilu złoża wzdłuż upadowych centralnych. 1, 2, 3 — jak na Fig. 1

Fig. 5. Sphalerite concentration in vertical profile of the deposit along central dips. 1, 2, 3 — see Fig. 1

W obrębie strefy chalkopirytowo-galenowej (fig. 3, 4) w rudzie węglanowej gwałtownie rośnie zawartość PbS. Fakt ten jest związany z pojawieniem się okruszcowania galenowo-sfalerytowego w łupku cechsztyńskim. Okruszcowanie minerałami miedzi znika tu niemal całkowicie. Dolomit okruszczony galeną i sfalerytem sporadycznie tylko ma większą miąższość. Znaczniejsze okruszcowanie galeną i sfalerytem ogranicza się do 40 cm w spągu dolomitu. Lokalne maksimum zawartości sfalerytu jest związane z silnie ilastą odmianą dolomitu (fig. 5). W obrębie strefy chalkopirytowo-galenowej kontynuuje się warstwa pirytowa ograniczająca od góry horyzont miedzionośny. Łączy się ona tutaj z warstwą pirytową ograniczającą od góry horyzont ołowionośny (fig. 3).

W obrębie strefy galenowo-sfalerytowej dolomit charakteryzuje się szczególnie dużymi koncentracjami sfalerytu przy niewielkiej zawartości galeny. Godny podkreślenia jest fakt, że dolomit zawierający powyżej 1% obj. sfalerytu osiąga miąższość do 1,5 m. Duże koncentracje sfalerytu związane są z dolomitem silnie ilastym o ciemnej, niemal czarnej barwie, makroskopowo bardzo podobnym do łupka cechsztyńskiego. Nigdzie poza strefą galenowo-sfalerytową dolomit ilasty nie osiąga takiej miąższości, a najczęściej jest całkowicie nieobecny.

W obrębie rudy węglanowej zawartość srebra wykazuje dobrą korelację z zawartością miedzi ($r = 0,87$). Przyczyną tego jest wielokrotnie opisywane (Konstantynowicz et al 1971, Salamon 1977) występowanie Ag jako domieszki izomorficznej w minerałach miedzi. Wysoki współczynnik korelacji ($r = 0,75$) między zawartością bornitu i kowelinu jest spowodowany tym, że kowelin w głównej mierze jest w omawianej części złoża rezultatem rozpadu bornitu na $CuS + FeS_2$. Ujemne współczynniki korelacji zawartości sfalerytu z zawartością Cu, Ag, bornitu, kowelinu i galeny są spowodowane faktem, że minerał ten występuje w dolomicie na ogół samodzielnie i jest związany z dolomitem ilastym, ubogim w pozostałe minerały.

R u d a ł u p k o w a

Łupek cechsztyński nieobecny na początku opróbowanego przekroju złożowego (próba bruzdowa Ko 12-26) systematycznie zwiększa swą miąższość po upadzie osiągając na końcu przekroju miąższość 50 cm. W strefie bornitowej jest on okruszczony na całej miąższości przez bornit i piryt. W obrębie tej strefy, między próbami Ko 12-51 i Ko 12-75, a więc w obszarze najwyższej zawartości pirytu (powyżej 6% obj.) występuje łupek glaukonitowy. Jest to cienka, kilkumilimetrowa warstwa na granicy łupka miedzionośnego i dolomitu, wyróżniająca się wysoką zawartością glaukonitu występującego w dużych skupieniach. Omawiany łupek glaukonitowy może być facjalnym odpowiednikiem ankeryto-

wego wapienia organogenicznego z glaukonitem i metalami rodzimymi. Wapień ten stwierdzono w rejonie Lubina Zachodniego.

W obrębie strefy chalkopirytowo-galenowej, obok chalkopirytu i galeny, występuje w łupku także bornit. Chalkopiryt i galena występują na całej miąższości łupka, natomiast bornit jest obecny tylko w jego spągu. Dolomit graniczny występuje w strefach chalkopirytowo-galenowej i galenowo-sfalerytowej w postaci soczewek o niewielkich rozmiarach. W obu tych obszarach na granicy łupek — dolomit graniczny występuje kilkumilimetrowa lita warstwa zrostów galeny, chalkopirytu, sfalerytu i bornitu.

Tabela 3

Współczynniki korelacji liniowej pomiędzy pierwiastkami i minerałami w badanym obszarze

Ag	bornit	chalkopiryt	kowelin	chalkozyn	galena	sfaleryt	piryt	
0,87	0,55	0,01	0,25	0,30	0,08	-0,48	-0,28	d
0,76	0,65	-0,41	0,46	0,49	-0,75	-0,51	0,37	ł Cu
0,58	0,21	0,28	0,38	-0,04	-0,68	-0,32	-0,38	p
	0,42	-0,06	0,25	-0,00	0,15	-0,54	-0,18	d
	0,70	-0,29	0,42	0,67	-0,64	-0,38	-0,19	ł Ag
	0,08	-0,15	0,28	-0,02	-0,10	-0,18	-0,04	p
		0,00	0,75	0,48	-0,25	-0,47	-0,35	d
		-0,43	0,56	0,44	-0,79	-0,26	0,17	ł bornit
		-0,32	0,18	0,69	-0,54	-0,33	-0,30	p
			0,24	-0,20	0,54	0,27	-0,26	d
			-0,38	-0,13	0,41	-0,09	-0,19	ł chalkopiryt
			-0,23	-0,26	-0,08	0,02	-0,00	p
				0,60	0,12	-0,38	-0,32	d
				0,09	-0,59	-0,22	0,06	ł kowelin
				-0,27	-0,42	-0,31	-0,43	p
					0,26	-0,29	-0,44	d
					-0,41	-0,19	0,02	ł chalkozyn
					-0,03	0,08	0,30	p
						-0,39	0,13	d
						0,25	-0,33	ł galena
						0,55	0,76	p
							0,18	d
							-0,13	ł sfaleryt
							0,64	p

d — dolomit
 ł — łupek
 p — piaskowiec

W strefie galenowo-sfalerytowej w obrębie łupka wyróżnić można trzy poziomy: bornitowy w spągu, galenowy w centrum i sfalerytowy w stropie łupka. Granice między tymi poziomami są nieostre i charakteryzują się obecnością wzajemnych zrostów minerałów głównych dla graniczących ze sobą poziomów.

Współczynniki korelacji głównych minerałów wykazują dla łupka na ogół ujemne wartości (tab. 3). Jest to zapewne rezultatem dość ścisłego rozdzielania tych minerałów w rudzie łupkowej. Konsekwencją bezpośrednią tego samego faktu są ujemne wartości współczynników korelacji zawartości galeny i sfalerytu z zawartością Cu, a pośrednio — z zawartością Ag. Jedyne dodatni współczynniki korelacji dla zawartości galeny i chalkopiryty należą tłumaczyć wspólnym występowaniem tych minerałów w strefie chalkopirytowo-galenowej oraz nagminnym występowaniem zrostów tych minerałów. Związane to jest między innymi z tworzeniem się jednego i drugiego minerału w zbliżonym zakresie Eh-pH (Garrels, Christ 1965).

R u d a p i a s k o w c o w a

W obrębie piaskowca granice wyróżnionych stref są słabo widoczne. Najwyraźniej zaznacza się tutaj strefa bornitowa. Bornit tworzy większe koncentracje na głębokości od 0,4 do 1,5 m poniżej spągu łupka (fig. 1). Chalkopiryty tworzy w piaskowcu odosobnione maksima koncentracji o charakterze wyspowym (fig. 4). W podobny sposób występuje w piaskowcu piryty (fig. 2). Sfaleryty tworzy w piaskowcu wąską strefę zalegającą na całej niemal długości przekroju złożowego. Warstwa ta, o grubości 10—20 cm zalega tuż poniżej stropu piaskowca (fig. 5). Występowanie galeny w piaskowcu ogranicza się także do jego stropowej części, ale tylko w strefie chalkopirytowo-galenowej i galenowo-sfalerytowej (fig. 5).

Niskie współczynniki lub brak korelacji między zawartością srebra a zawartością Cu i bornitu spowodowane zostało prawdopodobnie tym, że w piaskowcu srebro powszechnie tworzy własne minerały. Dodatni współczynnik korelacji galeny i piryty ($r = 0,76$) odpowiada współwystępowaniu tych minerałów w stropie piaskowca. Oprócz tego galena wykazuje ujemne współczynniki korelacji z zawartością Cu i bornitu, co jest rezultatem uwidocznionego na przekrojach (fig. 1—8) rozdzielania podwyższonych zawartości tych składników.

W przedstawionym przekroju geologicznym (fig. 1—8) istotny jest brak łupka w jego początkowej części. Zgodnie z koncepcją istnienia dwu różnych zbiorników sedymentacyjnych w okresie cechsztynu miedzionośnego (Harańczyk 1972) można tu dopatrywać się istnienia piaszczystej bariery lagunowej, tym bardziej że stwierdzona lokalizacja skał

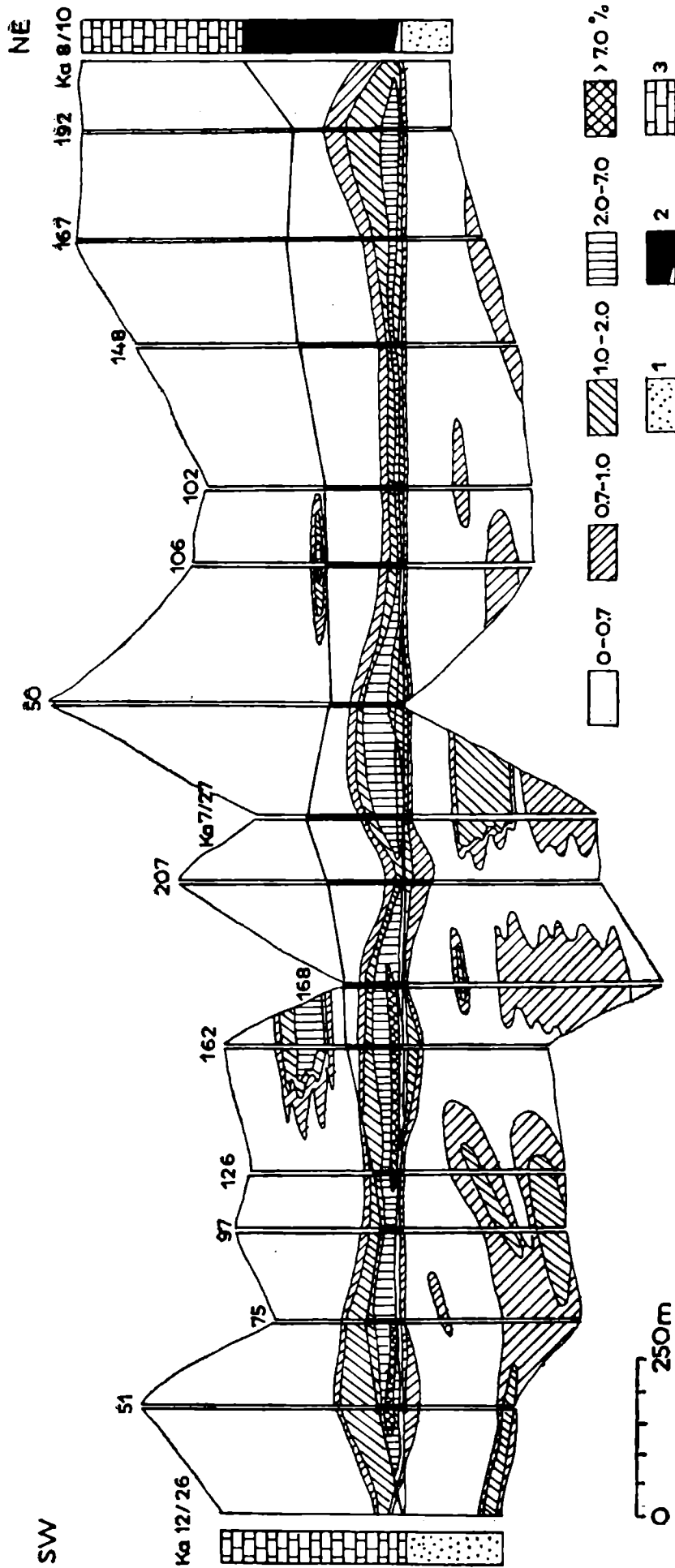


Fig. 6. Koncentracja miedzi w profilu pionowym złoża wzdłuż upadowych centralnych. 1, 2, 3 — jak na fig. 1

Fig. 6. Cu concentration in vertical profile of the deposit along central dips. 1, 2, 3 — see Fig. 1

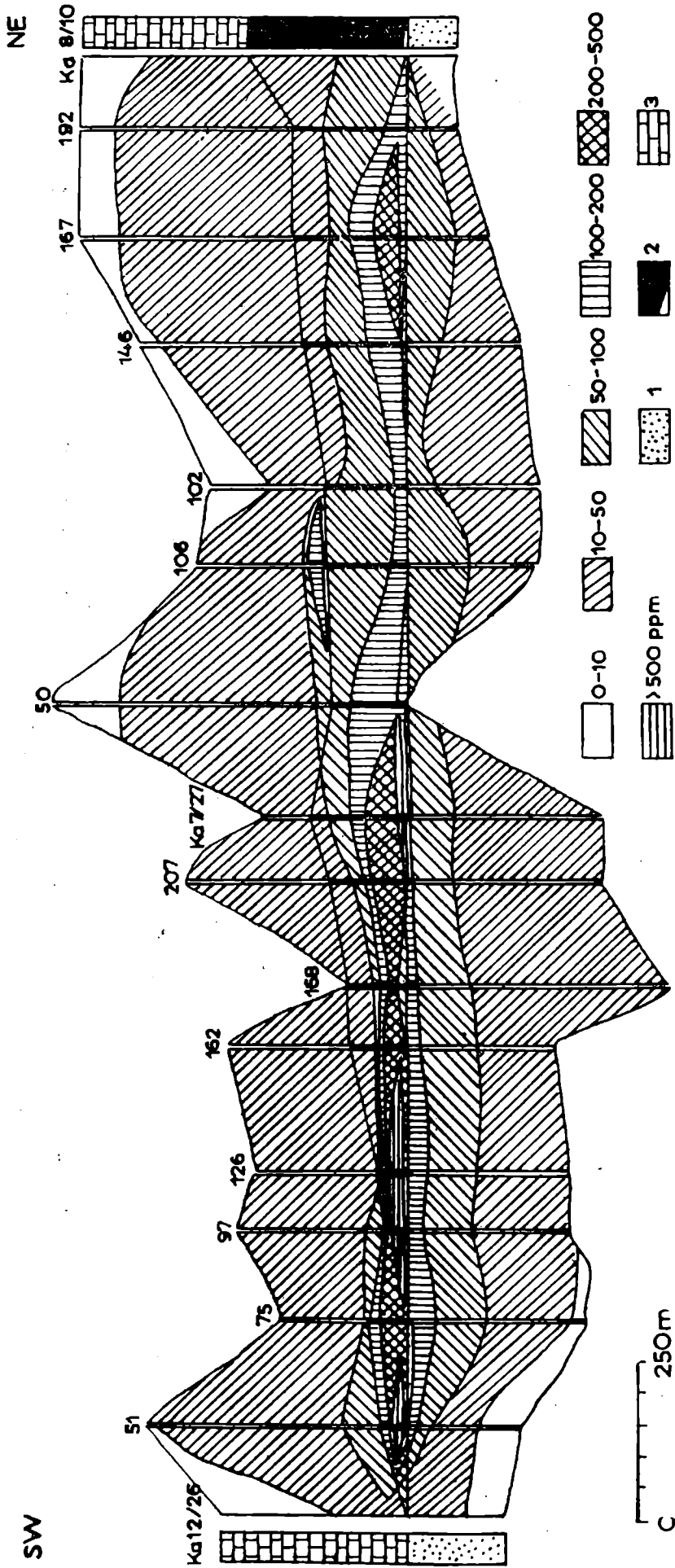


Fig. 7. Koncentracja srebra w pionowym profilu złoża wzdłuż upadowych centralnych. 1, 2, 3 — jak na fig. 1

Fig. 7. Ag concentration in vertical profile of the deposit along central dips. 1, 2, 3 — see Fig. 1

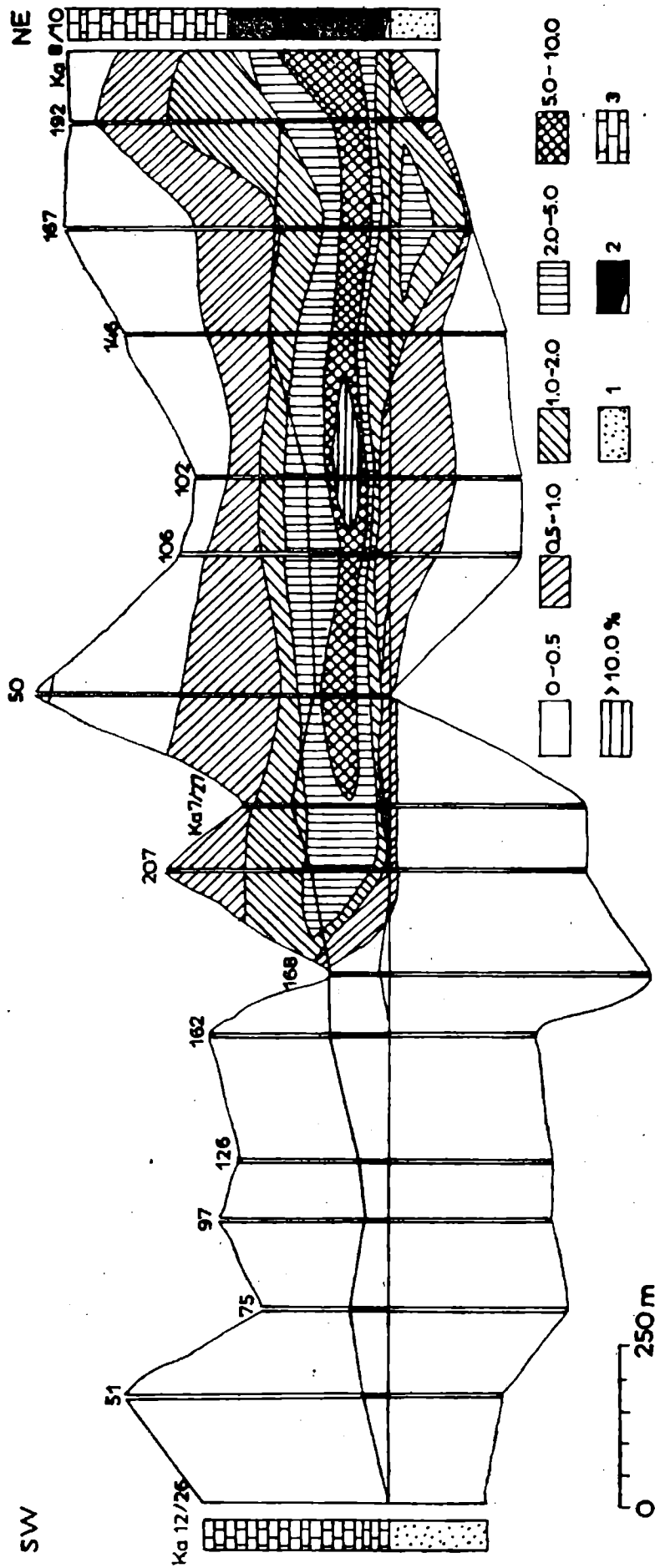


Fig. 8. Koncentracja ołowiu w pionowym profilu złoża wzdłuż upadawych centralnych. 1, 2, 3 — jak na fig. 1

Fig. 8. Pb concentration in vertical profile of the deposit along central dips. 1, 2, 3 — see Fig. 1

w przekroju wydaje się odpowiadać proponowanej przez Harańczyka (1972). Istnieją jednak różnice w przestrzennym rozmieszczeniu kruszców w złożu w stosunku do rozmieszczenia Cu, Zn i Pb w lagunie (Harańczyk 1972, str. 134, fig. 14). Nieoczekiwana jest tu wysoka zawartość glaukonitu miedziowego i okludującego, epigenetycznego bornitu i pirytu (fig. 6). Mineralizacja Cu jest wtórna w stosunku do glaukonitu i może być efektem reakcji siarki z Fe i Cu zawartymi w glaukonicie. Horyzonty zmineralizowane Cu (fig. 6), Pb (fig. 3, 8) i Zn (fig. 5) zachodzą na siebie w poziomie choć w pionie występują na ogół oddzielnie. Na ogół mamy do czynienia z trójdzielny m łupkiem: Cu w spągu, Pb w środku i Zn w stropie, przy czym ten ostatni przechodzi najczęściej w dolomit ilasty zawierający bogatą monomineralną mineralizację sfalerytową. Ten sposób rozmieszczenia Cu, Pb i Zn jest sprzeczny z rozmieszczeniem proponowanym w obrębie laguny (Harańczyk 1972), gdzie Cu, Pb i Zn miałyby tworzyć facjalnie łupki zajmujące w poziomie odrębne obszary.

Obserwowane fakty można najpełniej wytłumaczyć działaniem syn- i epigenezy: laguny w początkowym okresie, następnie procesu sabkha (Renfro, 1974), descenzji solanki ze zbiornika ewaporacyjnego (Davidson, 1965) a także swoistym metamorfizmem solankowym w czasie diagenety.

WNIOSKI

1. W strefie bornitowo-pirytovej okruszcowanie ogranicza się w zasadzie do łupku miedzionośnego i piaskowca.
2. Łupek glaukonitowy (występujący w obrębie strefy bornitowo-pirytovej) może być facjalnym odpowiednikiem wapnia organogenicznego z glaukonitem, stwierdzonego w obszarze górniczym kopalni „Lubin Zachodni”.
3. W strefach chalkopirytovej-galenowej i galenowo-sfalerytovej okruszcowany jest jedynie spąg dolomitu i łupek cechsztyński. Utwory węglanowe są zmineralizowane na większej miąższości jedynie w miejscach występowania dolomitu ilastego.
4. Dolomit ilasty jest okruszcowany głównie sfalerytem.
5. Łupek ołowionośny (okruszcowany głównie galeną) posiada tutaj nienotowane dotąd rozprzestrzenienie do 1400 m po upadzie.
6. W stropie piaskowca znaczne koncentracje tworzą PbS i ZnS.
7. Koncentracje galeny w piaskowcu towarzyszą minerały szeregu kobaltyn-gersdorffit oraz eugenit i siarczki typu Cu-Fe-Ag-S, będące nowymi, dotąd nienotowanymi fazami.

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Banaś M., Kucha H., Salamon W. (1974), Występowanie niektórych metali towarzyszących w złożach rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej. *Przepl. Geol.*, 5: 240—246. Warszawa.
- Davidson C. F. (1965), A possible mode of origin of some strata-bound copper ores. *Econ. Geol.*, 60: 942—954.
- Garrels R. M., Christ L. Ch. (1965), Solutions, minerals and equilibria. Harper and Row, New York, 368 pp.
- Harańczyk Cz. (1966), Cechsztyńskie ołowionośne łupki ilaste. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 12: 613—620.
- Harańczyk Cz. (1972), Mineralizacja kruszcowa dolnocechsztyńskich osadów euksynicznych monokliny przedsudeckiej. *Arch. Min.*, 30, 14—139.
- Jarosz J. (1970), Mineralizacja piaskowców białego spągowca. *Archiwum K. G. H. M.* — Lubin.
- Konstantynowicz E. 1971. Prawidłowość rozmieszczenia mineralizacji miedziowej w utworach permu w zachodniej Polsce. *Rudy i Metale Nieżelazne*, 6: 231—242.
- Kucha H. (1976), Materia organiczna, Au, Ni i Co w utworach cechsztyynu monokliny przedsudeckiej. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 46, 3: 363—416. Kraków.
- McConnell D. (1938), A structural investigation of the isomorphism of the apatite group. *Amer. Mineral.*, 23: 1—19.
- Renfro A. R. (1974), Genesis of evaporite-associated stratiform metalliferous deposits — a Sabkha process. *Econ. Geol.*, 69: 33—45.
- Salamon W. (1975), Facjalność geochemiczna łupku miedzionośnego na monoklinie przedsudeckiej. *Zesz. Nauk. A. G. H.*, 524, *Geologia* 24: 24—27, Kraków.
- Salamon W. (1979), Ag i Mo w cechsztyńskich osadach monokliny przedsudeckiej. *Prace Mineralog.*, PAN Kom. Nauk. Mineral., 62: 1—59.

SUMMARY

Distinct variations of the character of mineralization is observed along the dip of the Zechstein copper deposits. These variations are manifested by disappearance or considerable impoverishment of Cu-mineralization (Figs. 1, 4 and 6) with simultaneous increase in the content of galena (Figs. 3 and 8) or sphalerite (Fig. 5). Parallel increase in the amount of these two minerals is less pronounced. The zone of high (economic) concentrations of Zn and Pb is up to 1400 m wide, along the dip (Figs. 3, 5 and 8) and stretches approximately parallel to the strike of copper deposit. Pb- and Zn-mineralization appears in nearly all the three lithologic types of rocks, i.e. in dolomite, shale and sandstone. The following zones have been distinguished on the basis of variations of the major minerals content:

- A — bornitic with pyrite — between Ko 12/26 and Ko 12/168, approx. 800 m along the dip (Figs. 1, 2),
- B — glauconitic with pyrite and bornite — between Ko 12/51 and Ko 12/75, approx. 150 m along the dip (Figs. 1, 2),

- C — chalcopyritic with galena — between 12/168 and Ko 7/106, approx. 600 m along the dip (Figs. 3, 4 and 8),
D — galena zone with sphalerite — between Ko 7/106 and Ko 8/10, approx. 800 m along the dip (Figs. 3, 5 and 8).

The occurrence of copper mineralization is limited in the profile under consideration mainly to the bottom part of the shale (Fig. 6). Dolomite is mineralized by galena, predominantly in the bottom part, 40 cm thick. Dolomite, strongly enriched in clay admixture, contains high amounts of ZnS but it is usually very poor in galena. Clayey dolomite resembles megascopically a shale and within the area in question it is up to 1.5 m thick.

When protruding along the dip of the Zechstein deposit, there appears a copper-bearing shale, the thickness of which regularly increases. Further downwards there appears a transition zone of glauconite shale, mineralized by bornite and pyrite, 150 m wide (Pl. I, Fig. 6). The form of occurrence of Cu_5FeS_4 suggests that mineralizing solutions contained copper and sulphur, whereas iron was derived from glauconite. Glauconite could also play the role of a reductor for dissolved ions.

Three horizons within the shale of sphalerite-galena zone can be distinguished: bornitic in the bottom, galenitic in center and sphaleritic in the top part. Boundaries between these horizons are not sharp and are characterized by the occurrence of mutual intergrowths of major minerals of the zones mentioned above. Besides, Zn-bearing shale is distinguished by the presence of lenticular concentrations of francolite, several mm in size and being rimmed with sphalerite.

Sandstones contain higher concentrations of bornite, down to a depth of 1.5 m (Fig. 1). Galena and sphalerite occur in the top part of sandstone as its basal cement (Fig. 3).

Bornite occurs in dolomite in grains up to 1 mm in diameter. These grains are intergrown with euhedral crystals of carbonates, galena and chalcopyrite. Finer grains of bornite (less than 100 μm in size) occur in copper-bearing shales. This mineral usually forms inclusions in a clay-bituminous matrix, often less than 2 μm in size. Higher concentrations of bornite are found in laminae 200—300 μm thick, oriented concordantly with rock bedding. It also occurs in secondary veins, up to 2 cm thick. In sandstone, bornite occurs in concentrations up to 2 m thick, being often intergrown with PbS and ZnS.

Galena and sphalerite, dispersed in dolomite, occur in grains up to 50 μm in diameter, whilst those in carbonates of second generation are usually larger than 100 μm . They form characteristic laminae. ZnS and francolite occur as cement in sandstone.

Pb and Zn-mineralization in the area under consideration is accompanied by high concentration of Ag (up to 2000 ppm) and Hg (up to 1000 ppm). Silver and mercury occur predominantly in shale and in the

top part of sandstone (Fig. 7). Mercury occurs in two mineral forms: as eugenite (amalgam with silver) and, in lower amounts, as organometallic compound.

Eugenite and stromeyerite are the main Ag-minerals in this area. Moreover, this element occurs as admixture in bornite (up to 20 wt. percent) and in galena (up to 3 wt. percent). Some new compounds, corresponding to various phases of the Ag-Cu-Fe-S system have also been observed and can be preliminary described as follows:

1. Isotropic mineral of the composition $\text{Cu}(\text{Fe},\text{Ag})\text{S}_2$, showing brassy yellow colour with slight green shade ($R = 44\%$). It is rapidly oxidized when exposed to air, changing its colour to brassy yellow. In immersion it is yellow with distinct greenish shade.
2. Isotropic mineral of the composition $(\text{Fe},\text{Cu})\text{Cu}_2(\text{Ag},\text{Cu})_3\text{S}_4$. When compared with galena it is brownish yellow with greenish shade, often inhomogeneous, containing myrekitic inclusions of minerals 1 and 3. Reflection coefficient R amounts to approximately 30% .
3. Isotropic mineral ($\text{FeCu}_3\text{Ag}_6\text{S}_7$), gray when compared with eugenite. R amounts to 25% .
4. Isotropic mineral ($\text{Cu}_{5.20}\text{Fe}_{0.55}\text{Ag}_{1.17}\text{S}_4$) showing blue colour with pinkish-brown shade. Reflection coefficient is around 26% .
5. Isotropic yellow mineral ($\text{FeCu}_2(\text{Ag},\text{Cu})_2\text{S}_5$) with greenish shade, more yellow than mineral 1. R amounts to 45% .
6. Often inhomogeneous mineral ($\text{FeCu}_2\text{Ag}_3\text{S}_4$), locally representing a mixture of minerals 1 and 3.

OBJAŚNIENIA PLANSZ — EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza I — Plate I

Fig. 1. Mikrofotografia łupku ołowionośnego w jego spągowej części. Widoczne bogate okruszczenie galeną (białe), bornitem (jasnoszare) i sfalerytem (ciemnoszare). Kop. Lubin, preparat VI-3B. Światło odbite.

Fig. 1. Photomicrograph of lead-bearing shale in its top part. Rich concentrations of galena (white), bornite (light gray) and sphalerite (dark gray). Lubin mine. Sample VI-3B. Reflected light.

Fig. 2. Mikrofotografia bornitu srebrowego (20% wag. Ag, jasnoszary) współwystępującego z amalgamatem srebra — eugenitem (biały). Łupek, Kop. Lubin, preparat XVII-5. Światło odbite.

Fig. 2. Photomicrograph of silver-bearing bornite (light gray), associated with eugenite (white). Shale. Lubin mine. Sample XVII-5. Reflected light.

Fig. 3. Galena wypełniająca przestrzenie międzyziarnowe w piaskowcu stropowym. Widoczny relikտ skalenia zastępowanego przez PbS. Kop. Lubin. Preparat VI-4B. Światło odbite.

Fig. 3. Galena filling intergranular spaces in sandstone. A feldspar relict replaced by PbS. Lubin mine. Sample VI-4B. Reflected light.

Fig. 4. Mikrofotografia laminy sfalerytowej charakterystycznej dla dolomitu ilastego oraz łupku cynkonośnego. Kop. Lubin. Dolomit ilasty. Preparat VI-1A. Światło odbite.
Fig. 4. Photomicrograph of a sphalerite laminae characteristic of clayey dolomite and Zn-bearing shale. Lubin mine. Sample VI-1A. Reflected light.

Fig. 5. Mikrofotografia wurcytu o zonalnej strukturze, występującego na brzegu soczewki sfalerytowej w łupku cynkonośnym. Kop. Lubin. Preparat VII-4A. Nikole skrzyżowane, immersja, światło odbite.

Fig. 5. Photomicrograph of zonal wurtzite occurring at the boundary of a sphalerite lense in Zn-bearing shale. Lubin mine. Sample VII-4A. Crossed nicols, immersion, reflected light.

Fig. 6. Charakterystyczne skupienie ziarn glaukonitu w łupku glaukonitowym z Kopalni Lubin. Ziarna glaukonitu okludowane są bornitem z wrostkami pirytu. Preparat XVIII-4. Światło odbite. g — glaukonit.

Fig. 6. Characteristic aggregate of glauconite grains in glauconitic shale of the Lubin mine. Glauconite grains are occluded by bornite with pyrite inclusions. Sample XVIII-4. Lubin mine. Reflected light. g — glauconite.

