

Tadeusz GAŁKIEWICZ, Stefan ŚLIWIŃSKI

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA
ŚLĄSKO-KRAKOWSKICH ZŁÓŻ
CYNKOWO-OŁOWIOWYCH

(3 fig.)

*Geological characteristics of the Silesian-Cracovian
zinc-lead ore deposits*

(3 Figs.)

Tadeusz Gałkiewicz, Stefan Śliwiński: Geological characteristics of the Silesian-Cracovian zinc-lead ore deposits. Summary. Ann. Soc. Geol. Poloniae 53/1—4: 63—90, 1983 Kraków.

Abstract: General regularities of mode of formation of the Polish zinc-lead deposits as well as their geochemical and mineralogical features are discussed. The paper deals also with the position of ore mineralization in stratigraphic profile relating to the outline of geology of the region in question.

Polymetallic Fe-Zn-Pb sulphide deposits are connected with ore-bearing dolomites. The majority of ores occurs within dolomites of the Lower Muschelkalk but some are reported from Rhoetian deposits and variegated sandstones (Bunter Sandstein). Locally, they also occur in Devonian and Carboniferous rocks. Galena, sphalerite and pyrite or marcasite, associated with barite, were observed in Jurassic rocks in the zones of tectonic disturbances. The authors present some evidences on epigenetic character of ore mineralization. In their opinion, the ore-bearing solutions were both of ortho- and para-hydrothermal type.

Key words: Zn-Pb mineralization, geology of ore deposits, Silesian-Cracovian Region.

Tadeusz Gałkiewicz: Zjednoczenie Górniczo-Hutnicze Metali Nieżelaznych w Katowicach, ul. Dąbrowskiego 22.

Stefan Śliwiński: Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków.

manuscript received: August 1980

accepted: March 1982

Treść: Rozważono prawidłowości wykształcenia polskich złóż cynku i ołowiu, ich cechy geochemiczne i mineralogiczne oraz pozycję mineralizacji kruszczowej w profilu stratygraficznym.

Złoża polimetaliczne siarczkowe Fe-Zn-Pb związane są z dolomitami kruszconośnymi. Większość kruszców mieści się w dolomitach dolnego wapienia muszlowego, jakkolwiek znane są również z retu i pstrego piaskowca, a lokalnie ze skał dewońskich i karbońskich. Galenę, sfaleryt i piryt lub markasyt w asocjacji z barytem napotkano w strefach zaburzeń tektonicznych w skałach jurajskich.

Autorzy uzasadniają epigenetyczny charakter mineralizacji kruszczowej sądząc, że roztwory niosące kruszce mogły być zarówno orto-, jak i parahydrotermalne.

WSTĘP*

Złoża określane jako śląsko-krakowskie mieszczą się zasadniczo w dolomitach kruszconośnych w obrębie dolnego wapienia muszlowego, jakkolwiek mineralizacja tego samego typu, choć na znacznie mniejszą skalę, występuje lokalnie i w niższym triasie i w podłożu — w skałach węglanowych dewońskich, śladowo w karbońskich. Ze względu na prosty skład mineralny, charakter chemiczny oraz stratoidalną formę, jak i płytkie występowanie przejawów mineralizacji w profilu geologicznym, jest to formacja szczególnego typu — ogólnie biorąc — niskotemperaturowa.

Jak dotąd, mimo intensywnej akcji wiertniczo-rozpoznawczej, znajomość stosunku mineralizacji do tła geologicznego, paragenezy i sukcesji mineralnej, czy też charakteru aureoli lub genezy kruszców — jest niedostateczna. Literatura przedmiotu, choć bardzo obszerna, ma charakter specjalistyczny, przyczynkowy. Brak jest opracowań podsumowujących całokształt zagadnienia z uwzględnieniem danych wynikających z aktualnego stanu wierceń. Mając to na uwadze autorzy próbują przedstawić w zarysie obraz ogólniejszy, na ile pozwalają ramy artykułu.

Stosunkowo wielki obszar rozprzestrzenienia mineralizacji cynkowo-ołowiowej rozpada się na szereg rejonów mających lokalne różnicowane założenia tektoniczne, a w związku z tym i nieco różne formy ciał rudnych, jak i stosunki mineralogiczno-chemiczne. Odrębności są wszakże nieistotne i właściwie na całym obszarze ma miejsce tożsamość paragenezy i zbliżona zależność strukturalno-litologiczna. W istocie tylko umownie można mówić o wyróżnieniu — jak to się i czyni — w danym regionie szeregu rejonów złożowych, a to 3 na obszarach synklin czy też zapadlisk obciętych uskoki (tarnogórski, bytomski, chrzanowski) i 4 w pasie monokliny lokalnie mniej lub bardziej zuskokowanej (olkuski, zawierciański, siewierski oraz łącznie obszar Bibieli, Miotka i Kalet;

* Autorzy przedstawili części pracy wykonane samodzielnie: T. Gałkiewicz napisał rozdziały: „Charakterystyka mineralogiczno-geochemiczna kruszców” oraz „Wykształcenie i forma skupień rudnych”, a S. Śliwiński: „Wstęp” oraz „Pozycja i uwarunkowanie geologiczne mineralizacji cynkowo-ołowiowej”. Rozdział zamykający: „Poglądy na genezę złóż cynkowo-ołowiowych” został opracowany wspólnie. Ilustracje (fig. 1, 3) wykonał S. Śliwiński.

fig. 1). Każdy z wymienionych rejonów posiada swoistą tektonikę oraz właściwość w zakresie pozycji i stylu w przestrzennym rozmieszczeniu mineralizacji pod względem formy i natężenia. Niemniej zespół paragenetyczny jest — ogólnie biorąc — wszędzie jednotypowy. Lokalnie zaznaczają się pewne odrębności pod względem treści mineralnej, zwłaszcza co do proporcji trzech podstawowych składników — siarczków żelaza, cynku i ołowiu — oraz ich stosunku do skał otaczających i co do miejsca w profilu stratygraficznym. Kruszcze cynku i ołowiu ze względu na niską temperaturę i ubogą asocjację geochemiczną określają formację śląsko-krakowską jako swoiście zindywidualizowaną (typ S-C) (Gałkiewicz 1968)*.

Złoża te są intensywnie badane od blisko 2 stuleci, niemniej nadal brak zgodności co do podstawowych kwestii, a to odnośnie do źródła substancji kruszczowej oraz mechanizmu mineralizacji.

W dyskusji na ten temat zabrał głos również Profesor Stanisław Jaskólski, zwracając uwagę na złożoność problemu z pozoru prostego. Opisał trafnie te złoża w skrypcie (Bohdanowicz i Jaskólski 1948), dyskutując ich pozycję w klasyfikacji genetycznej (1954); okolicznościowo badał składnik akcesoryczny — jordanit (Jaskólski i Banaś 1958). Myśli Profesora w tym względzie, przekazane słuchaczom i bliskim Mu uczniom, owocują wielorako, m.in. i w tym artykule.

POZYCJA I UWARUNKOWANIE GEOLOGICZNE MINERALIZACJI CYNKOWO-OŁOWIOWEJ

Zasięg przestrzenno-geograficzny

Granice obszaru, zachodnia i wschodnia, na którym rozpostarta jest wzmiankowana mineralizacja, znajdują się w odległości wzajemnej około 60 km, licząc od Stolarzowic — Górników na zachodzie do Czernej koło Krzeszowic na wschodzie; podobnie jak północna i południowa, przebiegające koło Woźnik i Żarek oraz koło Libiąża — przy rozstępie analogicznie około 60 km (fig. 1). Zakreślony ramowo obszar ma powierzchnię ponad 2000 km². Oczywiście, intensywność mineralizacji nie jest wszędzie jednakowa; bogate kruszcze zalegają w dolomitach płatami, w aureoli utworów nisko okruszczowanych. Rozpiętość poszczególnych lokalnych stref złożowych wynosi po kilka kilometrów, przy czym jest ona w przybliżeniu dwukrotnie większa według kierunków W-E niż podług N-S. Odstępy między ośrodkami złożowymi wynoszą po kilkanaście ki-

* S-C, skrót od nazwy — złoża śląsko-krakowskie, ang. Silesian-Cracovian, oznacza typ bliski, lecz nie identyczny ze złożami określanymi jako „Tri-State” lub „Mississippi Valley” — MV (Emmons 1929).

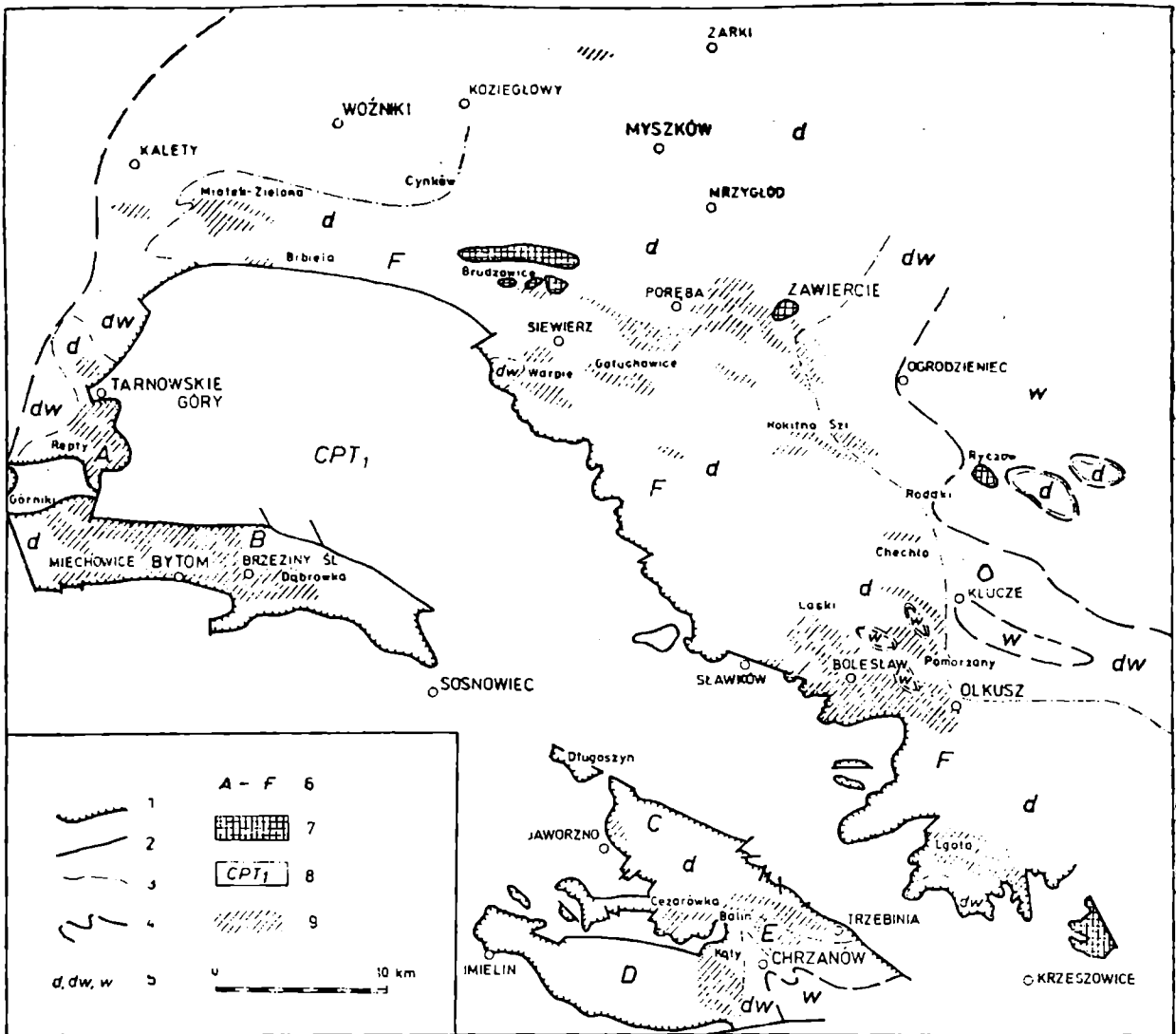


Fig. 1. Szkic sytuacyjno-geologiczny zasięgu mineralizacji i dolomityzacji na poziomie środkowego triasu. 1 — krawędź erozyjna, 2 — uskoki, 3 — granica między — litofacjalna dolomitów do dolomitów wapienistych bądź wapieni częściowo zdolomityzowanych, 4 — granica między wapieniami w części zdolomityzowanymi a wapieniami, 5 — oznaczenia literowe: d — dolomity, dw — dolomity wapieniste bądź wapienie częściowo zdolomityzowane, w — wapienie, 6 — jednostki tektoniczne, niecki: A — tarnogórska, B — bytomska, C — wilkoszyńska, D — chrzanowska zachodnia, E — chrzanowska wschodnia, F-F: monoklina śląsko-krakowska, 7 — cokoły skał węglanowych dewońskich, 8 — wychodnie starszych warstw triasu i formacji młodopaleozoicznych (karbon, perm), 9 — strefy mineralizacji.

Fig. 1. Geological sketch of the Middle Triassic deposits, illustrating the boundaries of dolomitization and mineralization. 1 — erosional edge, 2 — faults, 3 — interlithofacial boundary between dolomites and calcareous dolomites or partly dolomitized limestones, 4 — boundary as above, separating partly dolomitized limestones from limestones, 5 — symbols: d — dolomites, dw — calcareous dolomites and/or partly dolomitized limestones, w — limestones, 6 — tectonic units, A — Tarnowskie Góry, B — Bytom, C — Wilkoszyn, D — Imielin, E — Chrzanów, F-F: Silesian-Cracow monocline, 7 — the socles of Devonian carbonate rocks, 8 — outcrops of Lower Triassic beds and Upper Palaeozoic formations (Carboniferous, Permian), 9 — mineralization zones.

lometrów i więcej. W obrębie pól złożowych w ujęciu szczegółowym brak jest ciągłości mineralizacji; w najbardziej bogatym polu złożowym występują na przemian nieregularne w zarysach połacie pozytywne i negatywne, a pomiędzy nimi strefy o zawartości metali minimalnej, czy przeciętnej. Przy tym bogate strefy okruszcowania mają w płaszczyźnie horyzontalnej kształty nieokreślone, niewyraźnie wydłużone i niezdecydowanie zorientowane. Granice stref są mniej lub więcej ostre, a w przypadkach stopniowego przejścia sztuczne, umowne (określone kryterium ekonomicznym). Stosunkowo większa ciągłość okruszcowania ma miejsce na terenie niecki bytomskiej, miejscami i chrzanowskiej. Ale i tam występują przypadki bliskiego sąsiedztwa profili pozytywnych i negatywnych ze względu na okruszcowanie, niekiedy w odstępach kilkudziesięciu metrów. Powierzchniowo, w stosunku do całości obszaru złożowego udział części odpowiadających połaciom pozytywnym waha się około kilkunastu do kilkudziesięciu procent (50—60%). Jest on odpowiednio mniejszy w częściach peryferycznych określonego obszaru złożowego.

Wewnątrz wielkiego obszaru dolomitowego płaty utworów mniej lub więcej okruszczonych znajdują się w znacznym odosobnieniu, tak iż w przypadku małych zasobów nie przedstawiają czasowo wartości ekonomicznej. Należą tu ongiś eksploatowane, a obecnie zarzucone małe złoża, czy wystąpienia w Jaworznie, Cezarówce, Kątach, Galmanach, Lgocie, Ujejscu, Podwarpiu, Siewierzu, Brudzowicach, Suchej Górze, Miechowicach i innych miejscowościach zapisanych w historii górnictwa, jak Długoszyn, Radzionków, Górniki, Repty, Bibiela, Strzemieszyce, Żelatowa.

Mimo braku zdecydowanej prawidłowości kierunkowej co do układu mineralizacji cynkowo-ołowiowej, jej schemat rysuje się lepiej na małych wycinkach obszaru. Wyraża się on w dostosowaniu wyższych koncentracji kruszców do określonych struktur zrębowych, do części rowowych, o przebiegu WNW-ESE, NW-SE, W-E i o kierunkach zbliżonych. Przy szerszej aureoli, gdzie mineralizacja wykracza w pewnym stopniu poza ramy struktur tektonicznych (rów bolesławski, obniżenia synkлинално-rowowe chrzanowskie i bytomskie) wysoka koncentracja kruszców ma jednak miejsce wewnątrz tych struktur.

Na zewnątrz wielkiego obszaru, pojmowanego historycznie jako złożowy, w istocie większego niż podług Gruszczyka (1967), obecności kruszców nie znamy, choć się na nie liczy. Tyczy się to zwłaszcza przedpola północnego (Koziegłowy, Myszków, Żarki), gdzie w wyniku prac wiertniczo-poszukiwawczych rysują się niejaki perspektywy w tym względzie; stwierdza się okruszcowanie w dolomitach wapienia muszlowego i w pstrym piaskowcu (Przeniosło i in. 1974).

Granica południowa zasięgu mineralizacji kruszczowej jest nieokreślona, przede wszystkim z powodu ścięcia wapienia muszlowego. Zna-

mienne, że przy krawędzi erozyjnej w Żelatowej, Libiążu i Imielinie w obrębie dolomitów występują skąpe przejawy mineralizacji, przeważnie w postaci galeny.

Wszystko, co wyżej przedstawiono, dotyczy przestrzennego rozmieszczenia mineralizacji kruszcowej w utworach węglanowych triasu. Ostatnio zebrano wiele materiału o występowaniu tych samych paragenetycznie kruszców w utworach węglanowych dewonu (Kuźniar 1932, Śliwiński 1958, 1964a,b, Bukowy 1961, Wielgomas 1978, Gładysz i Śliwiński 1979 i in.). Uwzględniając przy tym przekazy Kruscha o występowaniu galeny z pirytem, kalcytem i barytem w karbonie (1929), kształtuje się obraz konsekwentnego rozprzestrzenienia opisywanej mineralizacji w fundamencie paleozoicznym. Generalnie biorąc, prawie wszędzie w rejonach intensywnej mineralizacji w triasie można spotkać w podłożu — częściej w dewonie niż karbonie i sporadycznie w permie — w różnej skali rozwinięte kruszce. W karbonie są one bardziej związane ze szczelinami i brekcjami tektonicznymi, natomiast w dewonie z naruszeniami wyższego rzędu, antyklinami i kopułami, megabrekcjami i przypuszczalnie paleokrasem, przy czym powszechnie z dolomitami epigenetycznymi. W karbonie kruszce te spotykamy również na obszarach, gdzie w związku z erozją brak jest obecnie utworów triasu (kopalnia węgla kamiennego w Chorzowie, czy Jastrzębiu), jak świadczą przekazy ustne górników oraz Ridge'a i Smolarskiej (1972). W innych rejonach złożowych ze względu na trias brak jest przesłanek o mineralizacji w podłożu w karbonie lub permie (Chrzanowskie, Tarnogórskie), nie wykluczone, że po części w związku z brakiem wyrobisk górniczych. Okazalsze przejawy okruszcowania mają miejsca w paleozoicznych utworach węglanowych należących do dewonu środkowego, rzadziej górnego i być może do karbonu dolnego. Utwory te uformowane są w rodzaju masywu o rozciętej strukturze antyklinalno-zrębowej, przykrytego nakładającymi się przekraczająco utworami triasu. Masyw ten, określony w literaturze jako „grzbiet dębnicko-siewierski” (vide Siedlecki 1954), dziś rozpoznany jako górotwór nieciągły, heterogeniczny, rozczłonkowany, zawiera w szeregu odcinków między Olkuszem a Siewierzem — ściślej — opodal Brudzowic i Zawiercia, odosobnione, nieforemne skupienia kruszców. Strefy intensywnej mineralizacji zdają się być niepodporządkowane jakimkolwiek poziomom hipsometrycznym lub stratygraficznym, jak ma to miejsce w przypadku mineralizacji obserwowanej w triasie. Wygląda na to, że w górotworze paleozoicznym strefy mineralizacji nie są „stratoidalne” (wyjaśnienie terminu, patrz notka na s. 71). Występują one na różnej głębokości, rozwinięte gniazdowo, strefowo lub smugowo. Niemniej, w ujęciu szerokoperspektywicznym strefy mineralizacji kruszcowej, przynajmniej w pewnych punktach, rozciągają się, przenikając poprzez górotwór węglanowy dewońsko-triasowy, na określonym poziomie hipsometrycznym. Dzieje się to przeciętnie na głębokości 200 do 250 m. Przy

tym mineralizacja w utworach dewońskich zdaje się częściej lokować bezpośrednio pod pokrywą triasu, zwłaszcza gdy te utwory są nieco margliste. Zarazem siarczki Zn-Pb występują w rozproszeniu w skałach marglistych retu, tworząc szeroką sferę niskokondycyjnej mineralizacji (Klucze, Błędów, Brudzowice, Zawiercie i dalej ku północy). Z kolei, w utworach ilasto-piaszczystych permu o znacznych zwykle miąższościach trafiają się ślady tejże mineralizacji przywiązane do szczelinek (Bolesław, Laski). Charakterystyczne, że utwory, normalnie czerwone, są w partiach zmineralizowania odbarwione na popielato.

Sporadycznie, drobne przejawy okruszcowania galeną, rzadziej sfalerylem, najprawdopodobniej tego samego typu, zdarzają się w utworach kajpru i jury. Jedność genetyczna tych przejawów z niżej posadowionymi jest prawdopodobna z uwagi na związek z jednolitą tektoniką dysjunktywną lub krasem (Bobrowski 1950), jak też ze względu na tożsamość paragenetyczną nacechowaną m.in. obecnością barytu (Gałkiewicz i in. 1960).

W utworach miocénskich w okolicy Kopalni Matylda spotyka się galenę w postaci skorodowanych okruchów, najwidoczniej na złożu wtórnym (Panek i Szuwarzyński 1975), bądź drobnych kryształków w ośrodkach małży (op. cit., Dżułyński 1976).

Zasięg stratygraficzno-głębokościowy

Zasięg mineralizacji kruszcowej w profilu pionowym wiąże się ewidentnie z budową geologiczną. Jest on większy w rejonach, gdzie — jak wspomniano — fundament stanowią skały węglanowe dewońskie, a mniejszy tam, gdzie w podłożu triasu zalegają ilasto-piaszczyste osady karbonu lub permu. Kruszcze przywiązane są z zasady do utworów wtórnie zdolomityzowanych, które rozwinięte są w górotworze węglanowym w przybliżeniu poziomo. Ogólną zasadą jest, że dolomity epigenetyczne o typie dolomitów kruszczośnych rozpostarte są w płaszczyźnie horyzontalnej najszerzej w dolnym wapieniu muszlowym, zastępując na dużym obszarze całkowicie zespół warstw wapiennych olkuskich (Śliwiński 1961), redukując się miąższościowo. Na zewnątrz zwartego poniekąd obszaru przechodzą one strzępiasto w wapienie (Śliwiński 1978). Lokalnie dolomity zastępują w całości lub części zespół warstw gogolińskich, sięgając do retu (Alexandrowicz S. W. i Alexandrowicz Z. 1960). Mimo przekraczającego przekątnego szerzenia się dolomityzacji w takich rejonach jak Chrzanów, Olkusz i Siewierz kompleksy dolomitowe pod względem formy są znacznie bardziej ciągłe niż tkwiące w ich łonie ciała kruszcowe. Pojawiają się one bardziej efemerycznie w masywie węglanowym paleozoicznym pasma dębnicko-siewierskiego, w związku z gru-

boławicowością i mniejszą anizotropowością teksturalną tegoż masywu skalnego (Śliwiński 1960, 1966, 1969).

Kruszce koncentrują się z reguły w niższych poziomach kompleksu dolomitowego, przy czym niejako na jego peryferii — w pojęciu szerszym niż w konkretnym przekroju horyzontalnym. W rozproszeniu siarczki Zn-Pb spotyka się w całym kompleksie dolomitowym, mierzącym kilkadziesiąt metrów miąższości, przykładowo w rejonie Bibieli i Miotka. Poza tym galena trafia się w całym obszarze w wyższych partiach dolomitów kruszconych i w diploporowych, w różnych wysokościach profilu. Na małych wycinkach obszaru można się dopatrzeć pewnego podporządkowania poziomego wprysków kruszczowych (Szuwarzyński 1981).

Na szeroko pojętym terenie śląsko-krakowskim są miejsca szczególnie bogatej koncentracji siarczków, przy całkowitym niemal lokalnie zastąpieniu nimi skały węglanowej. W tych i innych miejscach siarczki wypełniają przy tym pory i szczeliny, kawerny i komory. W efekcie, koncentracje bywają różne, wahające się od najmniejszych zawartości procentowych metali w skale, uważanej za płoną, do kilkadziesiąt procent w rudzie.

Pod względem formy można wyróżnić zasadniczo dwie postacie przeciwstawne ciał (czyli stref) rudnych, a to: ciała (strefy) rozwinięte w przybliżeniu zgodnie w systemie węglanowym uwarstwionym pozio-

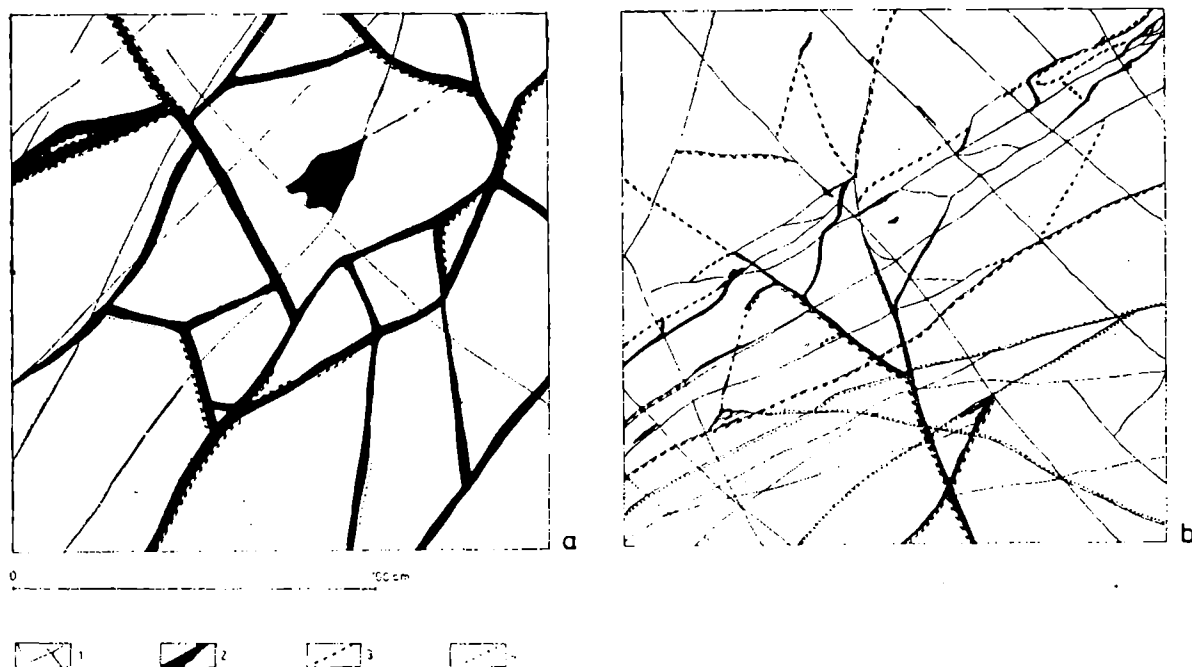


Fig. 2. Obrazy żył siatkowych, typy: a — krata, b — sztokwerk (rysunki schematyczne ze ścian w przodkach Kopalni Bolesław, według Własnowolskiego 1964), 1 — dolomit, 2 — galena, 3 — sfaleryt, 4 — markasyt lub piryt

Fig. 2. Examples of network veins: a — check-like, b — stock-work (schematic drawings from mine workings of the Bolesław mine, after Własnowolski 1964), 1 — dolomite, 2 — galena, 3 — sphalerite, 4 — marcasite or pyrite

mo, i niezgodnie, rozwinięte wskroś pakietu ławicowego. W przypadku pierwszym strefy mineralizacji podporządkowane są wybitnie uwarstwieniu, ciągnąc się kilometrami w obrębie określonej warstwy lub zespołu warstw, tworząc połogie, nieciągłe pseudopokłady — w istocie — żyły płaskie poziome. Są to ciała metasomatyczne oraz wypełnienia por i szczelin. Druga forma obejmuje ciała różne pod względem kształtu i uwarunkowania genetycznego, takie jak pnie, soczewy, gniazda, żyły i ich zespoły zbliżone do sztokwerków (fig. 2a,b). Tego typu formy występują we wszystkich rejonach złożowych przy zróżnicowanej lokalnie przewodze jednych nad drugimi (Kwaśniewicz 1932, Keil 1956, Własnowolski 1964, Smolarska 1968, Górecka 1970, Bogacz i in. 1973, Sobczyński i Szuwarzyński 1974, Piwowarski i Żeglicki 1978 oraz obserwacje własne). Przykłady szerzenia pseudopokładowego są specjalnie podnoszone przez zwolenników teorii osadowego pochodzenia kruszców (Gruszczuk 1956, 1967, Keil 1956, Smolarska 1968), natomiast formy pozostałe, ogólnie biorąc, niezgodne w stosunku do skał otaczających, są dostrzegane bardziej przez zwolenników epigenezy. Poziomy układ kruszców narzuca się obserwatorom oceniającym zjawisko z dalszej perspektywy, przyjmującym go za dowód genezy osadowej. Inne formy okruszcowania objaśniają oni jako wtórne, rozwinięte w różnorodnej, niestałej pozycji w kompleksie dolomitowym 70-metrowej miąższości. Określają oni chętnie dane złoża jako: „stratyfikowane”, „stratyformowe” lub „stratabound”*. Obiektywnie należy stwierdzić, że mineralizacja siarczkowa Fe-Zn-Pb przekracza, jak dolomityzacja, warstwy i poziomy stratygraficzne, sięgając „korzeniami” w fundament paleozoiczny. Tylko w pewnych rejonach, przede wszystkim w Tarnogórskim, Bytomskim i Chrzanowskim, ma miejsce szersze wykształcenie stref złożowych o charakterze stratoidalnym (fig. 3). Należy podkreślić, że rudy występują zależnie od struktur lokalnych w różnych wysokościach hipsometrycznych, nie korelując się stratygraficznie. Prawie w całym regionie zalegają one, niezależnie od tego czy w obrębie dewonu czy triasu, w głębokościach od kilkunastu, kilkudziesięciu do około 300 m pod powierzchnią terenu; na zachodzie, ogólnie biorąc, płycej (bytomskie, tarnogórskie), na wschodzie różnie, i płytko i głębiej (obszar chrzanowsko-olkusko-siewierski). Jest to też zakres głębokościowy dla ekonomicznej klasyfikacji i oceny złóż na dobę obecną. Głębiej spotyka się tylko sporadycznie ślady siarczków Fe-Zn-Pb w postaci drobnych wtrąceń w obrębie żyłek kalcytu lub dolomitu. Do rzadkości należą mikroskopijne wpryski chalkopiryty.

* Autorzy uważają wymienione nazwy w odniesieniu do złóż typu S-C za nieodpowiednie, jako nawiązujące do warstwowania, w którym same kruszce w istocie nie uczestniczą. Za właściwszą przyjmują w tym przypadku nazwę: „złoża stratoidalne” (Gładysz i Sliwiński 1979).

Fig. 3. Syntetyczne przekroje geologiczne. 1 — piaskowce i łupki z pokładami węgla, 2 — piaski i żwiry, 3 — ropy i mułki z laminami piasku, 4 — dolomity margliste, 5 — dolomity ławicowe, 6 — dolomity oolitowe i ogólnie detrytyczne, 7 — wapienie komórkowe, 8 — wapienie krystaliczne, czyste, 9 — wapienie margliste o teksturze falistej, 10 — wapienie zlepieńcowate, intraformacyjne, 11 — ropy i ropyłupki, 12 — ropy i mułki, 13 — dolomity kruszcowe, 14 — dolomity płytowe, w większości rafowe, 15 — ropy ilaste, 16 — zlepienie z otoczków wapieni, dolomitów i skał wulkanicznych, 17 — mineralizacja sfalerytowa, 18 — mineralizacja galenowa, 19 — linia odgraniczająca zasięg mineralizacji, 20 — oś odniesienia dla układu wypiętrzeń paleozoicznych wzdłuż łuku dębnicko-siewierskiego (na odcinku Olkusz-Siewierz)

Fig. 3. Synthetic cross-sections. 1 — sandstones and shales with coal seams, 2 — sands and gravels, 3 — clays and silts with arenaceous laminae, 4 — marly dolomites, 5 — layered dolomites, 6 — oolitic and generally detrital limestones, 7 — cellular limestones, 8 — crystalline pure limestones, 9 — wavy marly limestones (Wellenkalk), 10 — intraformation-conglomerate limestones, 11 — clays and clayey slates, 12 — clays and silts, 13 — ore-bearing dolomites, 14 — plate dolomites, mostly reef-type, 15 — clayey shales, 16 — conglomerates consisting of boulders of Palaeozoic carbonates and volcanic rocks, 17 — sphalerite mineralization, 18 — galena mineralization, 19 — range of dolomitization, 20 — reference axis of Palaeozoic elevations along Dębnik — Siewierz arc.

Zależność okruszcowania od litologii

Zasadnicza masa kruszców siarczkowych cynkowo-olowiowych mieści się w dolomitach (Śliwiński 1964b, Bogacz i in. 1972, 1975, Sobczyński i Szwarzynski 1974 i in.). Obecność siarczków w wapieniach jest podrzędna, bez rangi użytkowej. Nieco większe znaczenie mogą mieć przejawy okruszcowania utworów piaszczystych w poziomie niższego pstręgo piaskowca.

Wśród utworów węglanowych zarówno triasu, jak i dewonu, występują różne dolomity pod względem genezy, czego wyrazem jest różnorodność struktury i tekstury, oraz w pewnym stopniu składu chemicznego. Abstrahując od genezy można wyróżnić 3 rodzaje dolomitów (Śliwiński 1960, 1964a,b, 1966, 1969, 1981):

- A — dolomity afanitowe lub kryptokrystaliczne, czy pelityczne, zbite, laminowane, zazwyczaj nieco ilaste, bez śladów fauny, częstokroć z wkładkami gipsów i anhydrytów; w szerokim ujęciu odpowiadają one dolomitom płytkowym warstw tarnowickich oraz dolomitom dolnego odcinka profilu osadów ewaporatowych retu;
- B — dolomity oolitowe lub pseudoolitowe, gronkowate, organogeniczno-detrytyczno-ziarniste, częstokroć onkolitowe, teksturalnie gruboławicowe bez laminacji; ogólnie, dolomity retu i diploporowe;
- C — dolomity krystaliczne drobno- i średnioziarniste, mniej lub więcej zbite o teksturze bezładnej, fizycznie izotropowe, z przeświecającą reliktoowo strukturą organogeniczną, spękane i kawerniste; typowe dolomity kruszcowe.

Kruszce rozwinięte na skalę złożową przywiązane są do dolomitów typu trzeciego (C). W pozostałych dwóch typach (A i B), podobnie jak w wapieniach występują one śladowo, bądź sporadycznie, nie przedstawiając wartości użytkowej. W nieco większej koncentracji, lecz przy małych zasobach, były notowane strefy okruszcowania w dolomitach typu B, przykładowo w Siewierskiem (Kuźniar 1932, Śliwiński 1964b), czy w Chrzanowskiem (Szuwarzyński 1981).

Dolomity określane jako kruszconośne stanowią utwory metasomatyczne po wapieniach. Od innych dolomitów odróżnia je nieregularny zasięg w profilu (o miąższości do 70 m/dolny wapień muszlowy) przy tendencji do rozprzestrzeniania się w określonych poziomach stratygraficznych, obejmując w części lub w całości warstwy olkuskie. W miejscach, gdzie przerwana jest ciągłość warstw przez uskoki, ścięcia i zmiążdżenia, zaznacza się „próg” w dolomityzacji, oddzielający dolomity i wapień występujące zwykle w bliskiej odległości (kilkadziesiąt do kilkuset metrów).

W dolnym poziomie kompleksu dolomitowego na przejściu od warstw gogolińskich do gorazdeckich dolomit jest żelazisty, czy manganowo-żelazisty (Kuhl, *vide* Śliwiński 1966). Zarazem dolomity te są bardziej od innych spękane i skawernowane, a miejscami rozługowane. Wygląda na to, jakby kras rozwijał się szczególnie intensywnie w kontakcie dolomitów z wapieniami, przypuszczalnie w związku z małą przenikliwością utworów marglisto-wapiennych.

Wzdłuż owego kontaktu w miejscach rozwiniętego krasu występują w układzie poziomym, miejscami warstwowane ily piaszczyste, ziemiste, bądź plastyczne, gliniaste z warstewkami lub soczewkami węgla bitumicznych (Keil 1942, 1944, *vide* 1956, Zawisłak 1965, Horzemski 1962, 1978 i in.), określane jako wiotriolowe (Kuźniar 1928), bądź jako kruszconośne (Gałkiewicz 1975).

Pakiet dolomitów wysokożelazistych, o miąższości kilku metrów, bywa silnie okruszczony, gdzie specjalnie rozwinięte są rudy metasomatyczne (sławny poziom I w niecce bytomskiej). Natomiast w partiach dolomitów kruszconośnych, wyżej i niżej leżących od powyższego (np. w miejscach zdolomityzowanych utworów warstw gogolińskich), normalnie mniej żelazistych, rozwinięte są bardziej, jeśli nie dominująco, formy żyłowe, żyłkowe, siatkowe, brekcjowe oraz impregnacyjne porowo-kawernowe. Tego typu mineralizacja o niskiej koncentracji siarczków występuje ekstensywnie w dolomitach typu B i śladowo w typie A, przywiązana do szczelinek, komórek i wszelkich próżni skalnych.

Związek okruszcowania z tektoniką

Związek mineralizacji cynkowo-ołowiowej z tektoniką jest w opisywanym regionie mało oczywisty, zatarty przez zaburzenia potomne, oraz

silny rozwój krasu. Dlatego wielu badaczy nie dostrzega go i kwestionuje. Sam styl tektoniki nieciągłej jest słabo poznany. I tak, jedni widzą uskoki przedkruszcowe, inni pokruszcowe, a jeszcze inni — przed- i pokruszcowe (Gałkiewicz i in. 1960, Harańczyk i in. 1968). Znamienne, że geolodzy badający złoża, zarówno dzisiejsi jak dawniejsi, podtrzymują tezę o warunkowaniach tektonicznych mineralizacji (Seidl 1927, Gałkiewicz 1977c), albo przynajmniej o jej nasileniu w strefach tektonicznego zaangażowania górotworu (Własnowolski 1964, Piwowarski i Żeglicki 1978). Wiele materiału dowodowego odnośnie do tegoż związku znajduje się w opracowaniach dokumentacyjnych nie publikowanych (sposprzeżenia własne autorów). Ewidentne przejawy związku okruszcowania z tektoniką istnieją w każdym złożu, szczególnie w strefach zapadliskowych z silnie rozwiniętymi brekcjami tektonicznymi, gdzie też miało miejsce wzmożone rozługowanie skał i okruszcowanie (pola złożowe bytomskie, chrzanowskie i olkuskie). Nowe fakty znane z wierceń na obszarze Pustyni Błędownskiej wskazują, iż tam, gdzie nie ma widocznego zaangażowania tektonicznego — bądź rozługowania o charakterze krasowym — tam też i nie ma kruszców, albo są one ubogie; i tak jest na większości obszaru pozaperspektywicznego.

Bogate pola złożowe układają się zgodnie ze strukturami tektonicznymi najczęściej wedle orientacji WNW-ESE lub W-E. Dotyczy to zarówno triasowego jak i dewońskiego, dowodząc zorientowanej drożności w ich obrębie. W tym względzie zachodzą pewne niuanse, gdy rozpatrywać przeciwstawnie systemy dewoński i triasowy, jako że nieco odrębnie kształtuje się w nich porowatość (inne układy porowate). W dolomitach triasu, przy przeważającej porowatości interstycjalnej (międzyziarnowej) i komórkowej, strefy mineralizacji są bardziej rozciągnięte horyzontalnie, bez ostrych okontuowań, podczas gdy w dewonie, gdzie większą rolę w porowatości odgrywają szczeliny — formy ciał kruszcowych są bardziej wyciągnięte w pionie, wysoce niekształtne (gniazda, blizny, żyły, sztukwerki).

We wszystkich przypadkach obserwuje się brak kruszców w otwartych ziejących szczelinach uskokowych. Pojawiają się one dopiero w dalszej od nich odległości, przywiązane do szczelinek, por i kawern. Najwidoczniej w kanałach, w strumieniach płynących roztworów nie było warunków do precypitacji siarczków.

Generalnie, w przestrzeni zarysowują się 3 pasy wystąpień mineralizacji siarczkowej:

- północny: Kalety-Bibiela, Miotek-Zielona, Brudzowice-Zawiercie, Siewierz-Gołuchowice, Rodaki-Rokitno Szlacheckie,
- środkowy: Bytom-Brzeziny, Sławków-Olkusz, Pomorzany-Sikorka,
- południowy: Jaworzno-Balin-Trzebionka, Cezarówka-Żelatowa.

Mniej ewidentnie zaznacza się układ południkowy, ściślej, według kierunków NNE-SSW w strefie wschodniej (fig. 1).

W ramach pojedynczego pola złożowego zwracają uwagę okazalsze formy okruszcowania w postaci wspomnianych już brekcji. W ich tworzeniu główną rolę odgrywały, jak się wydaje, siły kompresji, a mniej grawitacja. Wskazuje na to charakter okruszków w większości ostrokrawędzistych, pryzmatycznych, dużych i drobnych, ograniczonych płaszczyznami tnącymi, przy braku śladów ługowania. Częstość nie podlegały one nawet rotacji, a co najwyżej przesunięciu „en bloc”. Innego rodzaju brekcje mają miejsce w komorach i kanałach krasowych, które, jakkolwiek bogate w kruszce, przecież znaczenie mają podrzędne, ponieważ udział ich w całości złoża jest niewielki.

Częste przykłady zbrekcjowania kruszców i ponownej ich cementacji siarczkami wskazują na pulsacyjny charakter inwazji roztworów, warunkowany najpewniej ponawiającymi się ruchami tektonicznymi (Harańczyk 1962, Śliwiński 1964b, Sass-Gustkiewicz 1974, 1975a,b, i in.).

O wieku ruchów tektonicznych i pojawieniu się roztworów trudno cokolwiek powiedzieć, ponieważ istnieją luki w profilu osadów potriasowych, odpowiadające dolnej i środkowej jurze, kredzie i trzeciorzędowi. Ogólnie wiadomo, że ruchy dysjunktywne zachodziły w omawianym regionie na przełomie triasu i jury (faza starokimeryjska — Śliwiński 1966, 1969) i po jurze (faza alpejska — Tokarski 1955, Alexandrowicz 1964). Biorąc pod uwagę fakt, że ility witriolowe z wkładkami, czy soczewkami węgla brunatnych, jako osadów wewnętrznych, są z okresu po dolomityzacji, a wcześniejsze, czy też synchroniczne w stosunku do mineralizacji kruszczowej (Kuźniar 1928, Cibis, Cibis 1960, Horzemski 1978), których wiek może być oceniany na przełom kredy i trzeciorzędu (Krajewski i in. 1971) — kruszce powinny być nie starsze jak z tegoż przełomu lub młodsze. Zatem w rachubę wchodzi okres bardzo długi. Oczywiście, ruchy mogły być periodyczne, wielokrotnie powtarzające się, jak świadczy wieloetapowość mineralizacji (Wernicke 1931, Sass-Gustkiewicz op. cit. i in.).

Związek okruszcowania z krasem

Dość dawno zwrócono uwagę na utwory i formy wietrzenia krasowego w górotworze triasowym w powiązaniu z problematyką złożową w regionie górnośląskim (Althans 1891). Bogate koncentracje kruszców próbowano objaśniać wylugowaniem siarczków ze stanu rozproszenia, a następnie krótkim transportem związków metalicznych w roztworach koloidalnych i wtórnym skupieniem kruszców w formie pseudopokładów lub gniazd w komorach krasowych (Seidl 1960—62 i in.). W latach późniejszych krasem w szerszym aspekcie w kontekście złożowym nie zajmowano się, aczkolwiek zjawisko to było dostrzegane (Siedlecki 1948). Ostatnio problem podniesiono do rangi nadrzędnej przy objaśnianiu pro-

cesu formowania się tego typu złóż, w pojęciu niemal uniwersalistycznym (Bogacz i in. 1970, Sass-Gustkiewicz 1971, 1974, 1975a,b, Dżułyński 1976 i in.).

Wysunięto przy tym tezę o krasie „hydrotermalnym”^{*}, o osadach kruszcowych wewnętrznych i brekcjach zawałowych, uważanych za najistotniejsze obiekty w tego typu złożach. Kras stał się — można powiedzieć — modny, a teoria o nim na tyle sugestywna, że geolodzy profilujący otwory niemal każdą brekcję określają jako brekcję krasową. W przemyśle próbuje się geofizycznie identyfikować obiekty krasowe, co do których zakłada się, że mogą zawierać kruszce.

Autorzy, nie zaprzeczając celowości badań przejawów i roli krasu w ukształtowaniu ciał rudnych rozważanej formacji kruszcowej, starają się wyważyć proporcje między czynnikami formującymi złoża. W rezultacie przypisują procesowi ługowania krasowego rolę uzupełniającą, nie wyłączoną w formowaniu złoża.

Kras jako zjawisko regionalne, nie pokrywające się ściśle w przestrzeni co do zasięgu z mineralizacją kruszcową, nie może być wyłącznie odpowiedzialny za uformowanie się złóż pojętych jako całość. Tłumaczy się nim dobrze wykształcenie rud brekcjowych, naciekowych i napływo-osadowych w podziemnych komorach i szczelinach poszerzonych przez ługowanie wodami podziemnymi (przykładowo — skupienia brunkitu). Formy żyłowe, pojedyncze i siatkowe, rozwinięte na kształt „sztokwerków”, czy też wielkie ciała pseudopokładowe metasomatyczne powstały zapewne niezależnie od krasu. Odnośnie do proporcji jednego czy drugiego typu rud, to te wahają się od pola do pola na korzyść wykształcenia brekcjowego lub żyłkowego, impregnacyjnego, bądź metasomatycznego. Wziąwszy pod uwagę również formy ciał kruszcowych rozwinięte w masywie dewońskim czy karbońskim (strefa wschodnia regionu) trzeba stwierdzić, że w ogólnym obrazie dominuje wykształcenie żyłowo-żyłkowe, porowe i metasomatyczne. Warto przy tym podkreślić, że stwierdzone w górotworze dewońskim obiekty krasu kopalnego nie zawierają mineralizacji kruszcowej.

Rozróżniać należy dwie formy krasu rzutujące na kształt mineralizacji kruszcowej, a to: kras drobnokomórkowy, rozwinięty w przestrzeni skalnej stratoidalnie wśród wapieni stylolitowych na poziomie III wapienia falistego (Bytomskie, Chrzanowskie), oraz kras wielkokomorowy z obwałami stropu i rudami brekcjowymi, rozprzestrzeniony nieregularnie w dolnej części kompleksu dolomitowego (Olkuskie).

Na koniec należy wskazać, że kras trzecio- i czwartorzędowy jest czynnikiem wzmagającym proces utlenienia rud siarczkowych do postaci

* Określenie, „kras hydrotermalny”, budzi wątpliwości co do właściwości zestawienia nie przystających genetycznie terminów, zwłaszcza jeśli się weźmie przy tym pod uwagę, że wyzwolone ługowaniem wolne przestrzenie w skale nie egzystują, lecz są sukcesywnie zapełniane kruszczem (metasomatoza).

węglanowej związków cynku i ołowiu, a pirytu i markasytu do wodorotlenków żelaza. Proces ten rozwinął się w różnych miejscach w różnej skali, obejmując kompleks dolomitowy z kruszcami pierwotnymi o miąższości z grubsza od około 40 do 70 m z pozostawieniem mniejszych lub większych ośrodków galeny. W wyniku silnego utlenienia rudy są niejednolite, w wielu miejscach mieszane — siarczkowo-tlenowe, trudne do wzbogacania. Najsilniej rozwinięte są one w Bytomskim i Olkuskiem i częściowo w Chrzanowskim, przede wszystkim tam, gdzie w nadkładzie brak okrywających utworów kajpru.

CHARAKTERYSTYKA MINERALOGICZNO-GEOCHEMICZNA KRUSZCÓW CYNKOWO-OŁOWIOWYCH

W składzie rud, obok minerałów skałotwórczych stanowiących ich ośnowę, występują minerały właściwe kruszcowe oraz towarzyszące tym ostatnim minerały żyłowe. W grupie minerałów skałotwórczych wyróżnia się przede wszystkim dolomit i węglany jemu pokrewne: dolomit żelazawy, ankeryt i kalcyt; śladowo lub podrzędnie występują chalcedon, opal, illit, montmorillonit, kaolinit, nadto sporadycznie gips i epsomit.

Z minerałów kruszcowych wyróżnia się siarczki w charakterze utworów pierwotnych oraz powstałe po nich tlenki i wodorotlenki jako utwory wtórne.

Wśród minerałów żyłowych najliczniejsze są węglany, głównie kalcyt i dolomit, występujące w formie ciągłych lub bliznowatych żyłek barwy białej, szarej lub różowej, nadto baryt (Harańczyk i Szostek 1970); rzadziej pojawia się dolomit żelazawy i ankeryt.

Minerały siarczkowe rud

W grupie minerałów siarczkowych dominujący udział mają: sfaleryt, markasyt, piryt i galena. Sporadycznie występują wurcyt i brunckit, a śladowo — jordanit, jordanit talowy, gratonit, dufrenoisyt, ? rathyt, ? meneghinit, greenockit oraz nader rzadko — argentyt, chalkopiryt, bornit, kowelin i ? realgar.

Sfaleryt i wurcyt mają postacie często kolomorficzne, określane jako blenda skorupowa (Schallenblende), podobnie jak markasyt i piryt (melnikowit), natomiast galena jest z reguły krystaliczna, najczęściej własnopostaciowa, ziarnista, ale i pasemkowana, sporadycznie kolomorficzna (bolesławit — Harańczyk 1962).

Sfaleryt zawiera permanentnie domieszki żelaza (odmiana marmatytowa), kadmu, ołowiu i manganu, w mniejszym stopniu — srebra i anty-

monu, nadto ślady talu, germanu, miedzi, galu, indu, kobaltu, molibdenu, niklu i bizmutu. Siarczki żelaza zawierają z reguły domieszki arsenu, talu, antymonu, ołowiu i cynku, mniej manganu, miedzi, niklu, molibdenu, kobaltu, srebra i kadmu. Galena ma domieszki takich metali jak: cynk, żelazo, mangan, srebro i miedź, w mniejszym stopniu arsen, tal, ind, german, kobalt, nikiel, molibden, bizmut i kadm (Harańczyk 1965).

Minerały tlenowe rud

Z powiązań tlenowych najistotniejszymi minerałami są: smitsonit, smitsonit żelazawy (monheimit), hydrocynkit, hemimorfit, goethyt, cerusyt i baryt. Rzadszymi, bądź występującymi śladowo, są: aragonit cynkowy, heksahydryt cynkowo-żelazawy (bianchit), heksahydryt cynkowo-magnezowy, chalkofanit (Kulig 1973), epsomit cynkowy, goslaryt, smitsonit manganowy, smitsonit kadmowy, kopiapit, cynkit, ? dolomit cynkowy, hydroheterolit, cynkdybraunit, kalcyt cynkowy, cerusyt cynkowy (iglesiasyt), anglezyt, anglezyt cynkowy, jarosyt, melanteryt, melanteryt cynkowo-magnezowy, jarosyt ołowiowy (plumbojarosyt), fosgenit, krokoit, ? mimetezyt, ? piromorfit, ? plattneryt, aragonit ołowiowy (tarnogórskit, wzgl. tarnowicyt), psyломelan i piroluzyt (Żabiński 1959, 1960).

Smitsonit ma domieszki kadmu, manganu i żelaza, w mniejszym stopniu baru i strontu.

Kompozycja chemiczna rud

W całym regionie złożowym największe koncentracje tworzą następujące pierwiastki: cynk, kadm, ołów, znacznie mniejsze — bar, srebro i tal oraz siarka, arsen, selen, telur. Niewielkie koncentracje odnoszą się do żelaza i manganu, i znikome do niklu, kobaltu, cyny, germanu, bizmutu i indu. Podobnie małymi koncentracjami odznacza się magnez i węgiel (poza skałą węglanową), chlor, miedź, molibden, antymon i rtęć. Niektóre pierwiastki cechuje wręcz dekoncentracja w stosunku do klarku, jak: wapń, krzem, glin, sól, potas, fosfor, fluor, stront, tytan, wanad, uran, gal i chrom (Gałkiewicz 1977a,b). (Szczegółowe badania w tym zakresie przeprowadził Harańczyk 1965, i in.).

Biorąc pod uwagę stopień koncentracji pierwiastków głównych w stosunku do klarku w treści skał węglanowych, zawartością wybijają się: cynk, żelazo, ołów, kadm, siarka, srebro, tal, bar, selen, telur i arsen (Gałkiewicz 1977b).

Zaznacza się pewne zróżnicowanie natężenia koncentracji w planie poziomym: cynk koncentruje się maksymalnie w rejonach południowych (Bytomskie, Chrzanowskie, Olkuskie), natomiast ołów w rejonach północnych i wschodnich (Tarnogórskie, Zawierciańskie, Olkuskie). Żelazo dominuje w rejonach zachodnich i środkowych (tarnogórski, bytomski i olkuski). Kadm koncentruje się podobnie jak cynk z maksimum w rejonie zawierciańskim, gdzie zarazem występują znacznie większe koncentracje srebra. Zawartościowo tal i arsen korelują z żelazem, a srebro z cynkiem w rejonach olkuskim i bytomskim, z ołowiem zaś w rejonach bytomskim i zawierciańskim. Bar przejawia się intensywniej w rejonach tarnogórskim, zawierciańskim i oluskim (Gałkiewicz 1977a,b,c). Pewne zróżnicowanie w tym zakresie zdaje się zaznaczać w intensywności domieszek As, Sb i Ag, zgodnie z ukierunkowaniem wzdłuż linii SW-NE, gdzie ku SW narasta Ag, a ku NE As i Sb (Ridge i Smolarska 1972).

W rozmieszczeniu pierwiastków zaznacza się pewna strefowość pionowa polegająca na tym, że w dolnych częściach strefy złożowej dominuje cynk, pośrodku cynk z ołowiem, a w górnych ołów z żelazem — oczywiście — w zakresie formacji siarczków.

Głównym składnikiem chemicznym rud jest cynk, na drugim miejscu plasuje się ołów przy koncentracji kilkakrotnie mniejszej. W rudach siarczkowych poważny udział ma, oczywiście, siarka. Ważniejszymi z metali towarzyszących są kadm i srebro. Kadm koreluje z cynkiem przy stosunkach względnych 0,005 Cd do 1 Zn, a srebro z cynkiem i ołowiem, przy stosunku średnim 0,0001 Ag do 1 Zn + Pb. Siarce towarzyszy selen i tellur.

Jak wspomniano, silne koncentracje siarczków dwu podstawowych metali w plejadzie kilku metali towarzyszących są wybitnie lokalne; szersze ich aureole, właściwie mało rozeznane, rozciągnięte są wzdłuż pewnych warstw uprzywilejowanych i stref dyslokacyjnych.

WYKSZTAŁCENIE I FORMA SKUPIEŃ RUDNYCH, POSTACIE CIAŁ ZŁOŻOWYCH

Charakterystyka petrograficzna rud

Rudy cechują się znaczną porowatością całkowitą (do 30%) przy gęstości przestrzennej 1,9—2,3 t/m³ (Piątkowski i in. 1969). Najbardziej typowe są rudy zwarte lub skaliste i to zarówno w grupie rud siarczkowych, jak i utlenionych. Rzadko mają miejsce odmiany „półplastyczne”, czy ziemiste, jak brunckit — ogólnie — kruche w grupie rud utlenionych.

Z różnorodnych tekstur rudnych wśród rud siarczkowych można wymienić ważniejsze 3 odmiany: 1) wypełnienia pustych przestrzeni, 2) impregnacje z wyparciem treści skały, 3) kombinacje odmian 1 i 2.

Wśród wypełnień pustych przestrzeni można wyróżnić następujące rodzaje rud ze względu na formę: a) żyłowe, jako wypełnienia szczelin poziomych, pionowych i skośnych, przedstawiające żyły pojedyncze i złożone — układy sieciowe i sztokwerki, b) rudy brekcjowe, przy okruchach skalnych najczęściej ostrokrawędzistych, spojonych minerałami siarczkowymi, z nawarstwieniem się ich koncentrycznym wokół poszczególnych bloczków (struktury i tekstury zbliżone do kokardowych), c) rudy o strukturach kawernistych, drobno- i grubożarnistych, przy rozwinięciach kanałowo-krasowych, w tym i o postaciach skorupowych lub wyciągniętych, laminarnych (szczotki, wykładki, „nerki”, stalaktyty, stalagmity).

Rudy impregnacyjne z wyparciem skały tworzą rozległe ciała dolo-mitowo-sfalerytowe, mniej lub więcej konkordantne, przy zróżnicowanej zawartości metali. Są to ciała przeważnie połogie, pseudopokładowe, o niewyraźnych konturach. W przypadku pełniejszej metasomatozy są one kształtniejsze, z bardziej prawidłowym ograniczeniem, zasobowo i procentowo bardzo bogate (Mochnacka i Sass-Gustkiewicz 1981).

W kruszach pierwotnych, siarczkowych, rozróżnia się z grubsza następujące sukcesje mineralne: sfaleryt krystaliczno-ziarnisty — kolomorficzne siarczki cynku i żelaza z siarkosolami — galena z barytem — kalcyt. W strefach silniejszego zaangażowania tektonicznego mają miejsce objawy cementacji spękanych siarczków starszych młodszymi, i to kilkakrotnie (Śliwiński 1964b, Sass-Gustkiewicz 1974, 1975a,b), co wskazuje, jak wspomniano, na pulsacyjny charakter inwazji roztworów.

Ciała złożowe i aureole geochemiczne

Ciała rudne mają wyraźne, bądź niewyraźne ograniczenie. W drugim przypadku, gdy przejście między rudą i skałą płonną jest płynne, granice przyjmuje się umownie według zawartości metalu w skale (wartość ko-niunkturalna). Wokół ciał rudnych rozprzestrzeniają się utwory z minimalną zawartością metali podstawowych, stanowiące aureole geochemiczne. Ich zasięg — jak wspomniano już, a teraz się podkreśla — jest stosunkowo wąski, zresztą zmienny, niezależny od natężenia okruszczenia, raczej od charakteru i rozkładu porowatości.

W skali złoża przemysłowego ciała rudne mają kształty żył poziomych, względnie pseudopokładów o zmiennej grubości od kilku centymetrów do kilkunastu, albo i kilkudziesięciu metrów, o rozciągłości od kilkudziesięciu centymetrów do kilkuset i paru tysięcy metrów. W tym kontekście stosunkowo częste są ciała rudne o kształtach wybitnie nieregularnych, jak pochyłe soczewy i gniazda rudne, pnie, sztokwerki, magazyny, niekoniecznie szczelnie zapełnione kruszczem przewijające się kanały.

Pola i rejony złóżowe

Złóża o ustalonych zasobach składają się z szeregu ciał rudnych, rozmieszczonych w dość znacznym interwale pionowym, sięgającym od dewonu po jurę (ślady galeny znane są i z trzeciorzędu, jak wzmiankowano). Zasadnicza część okruszcowania umiejscowiona jest w dolomitach wtórnych triasu, określanymi jako kruszconośne. Liczące się przejawy mineralizacji notuje się przede wszystkim w obrębie dolnego wapienia muszlowego, ponadto w podłożu, choć wrywkowo i na znacznie mniejszą skalę w pstrym piaskowcu i w dewonie, nadto w śladach — w karbonie i permie oraz jurze. W ostatnim przypadku — z reguły w szczelinkach i brekcjach tektonicznych (Kosmann 1883, Żukowski 1947, Śliwiński 1958, Winczakiewicz 1969, Gałkiewicz 1977b).

Ciała rudne zajmują powierzchniowo w stosunku do dowolnego pola złóżowego obszar niewielki, co przyjmuje się orientacyjnie jako wskaźnik zmienności przestrzennej okruszcowania, który waha się od kilkunastu do kilkudziesięciu procent.

Z rejonów złóżowych najbogatszy jest olkuski i w kolejności: bytomski, zawierciański, chrzanowski i tarnogórski. Wymieniony szereg składa się na wielki region śląsko-krakowski wyznaczony ponadto punktami o niższej koncentracji kruszców, z mniej lub więcej okazałymi ich przejawami.

POGLĄDY NA GENEZĘ ZŁOŻ CYNKOWO-OŁOWIOWYCH

Zapatrywania na genezę omawianych złóż są rozmaite, podobnie jak w przypadku wielu pokrewnych złóż cynku i ołowiu na świecie.

Przegląd hipotez

Uproszczoną klasyfikację koncepcji genetycznych można przedstawić następująco:

1) Mineralizacji *syngenetycznej*, według której siarczki powstały synsedymentacyjnie w morzu triasowym (Gruszczuk 1956, 1967 i in.),

2) Mineralizacji *epigenetycznej*, według której siarczki zostały stracone z roztworów, które wtargnęły w górotwór węglanowy po lityfikacji osadów (Stappenbeck 1928, Wernicke 1931, Bobrowski 1950, Zwierzycycki 1950, Krajewski 1957, Gałkiewicz 1967, 1968, Harańczyk i Gałkiewicz 1970, Przeniosło 1970 i in.).

Rudy utlenione uważane są na ogół jednomyślnie za utwory wtórne po siarczkach i ewentualnie po węglanach, choć niektórzy zakładali możliwość osadzania się węglanów z udziałem cynku i ołowiu (Seidl 1962).

W obrębie każdej z wymienionych dwóch grup interpretacyjnych można wyróżnić kierunki rozbieżne, tak np. w grupie pierwszej jedni przyjmują bezpośrednio strącanie się siarczków w stwierdzanej dziś koncentracji (np. Gruszczuk 1956), natomiast inni, że siarczki uległy remobilizacji w trakcie wietrzenia poprzez infiltrację (Seidl 1960—62). Jednak nieodpowiedniość warunków dla sedymentacji siarczków ze względu na wysokie pH i Eh zdaje się przeczyć tezie pierwszej, a brak objawów cementacji w złożach cynkowo-ołowiowych w ogólności czyni wątpliwą tezę drugą.

Poglądy przyjmujące endogenezę dla tego typu złóż można ugrupować następująco, przyjmując za podstawę teorie o generacji roztworów:

a) teoria hydrotermalno-osadowa: roztwory juwenilne, występujące jako ekshalacje podwodne,

b) teoria parahydrotermalna: roztwory wtórnie hydrotermalne, wstępujące, wnikające w masyw osadowy zlitfikowany i stektonizowany,

c) teoria ortohydrotermalna: roztwory juwenilne, wstępujące, wnikające w masyw jw.

Odnosnie do pierwszej z wymienionych hipotez (np. Ekiert 1970) odnoszą się te same uwagi co do teorii osadowej z tym, że waży tu jeszcze brak dowodów na istnienie ekshalacji hydrotermalnych w trzaskie platformowym w omawianym regionie. Ciągłość profilu i facji nie wskazuje na działalność diastrofizmu, czy wulkanizmu w owym czasie. Stałość horyzontalna osadów i ich charakter płytkowodny wskazują raczej na spokojną sedymentację odpowiednich warstw, w konkretnym przypadku gogolińskich i olkuskich.

K o n c e p c j a p a r a h y d r o t e r m a l n a

Zgodnie z poglądami Kruscha (1929) i Schneiderhöhna (1941) przyjmuje się, że w czasie diastrofizmu magmatyzm już tylko przez samo dostarczenie ciepła może być czynnikiem rodzącym roztwory, tzw. wtórne. W wyniku podnoszenia się frontu termicznego może nastąpić ogrzanie wód głębokiego krążenia i nasycenie ich związkami metali przy przepływie przez głęboko posadowione zmineralizowane orogeny paleozoiczne, czy prekambryjskie. Bi- czy trimetaliczność omawianych złóż, przy stosunkowo szczupłej ilości i niskiej zawartości pierwiastków towarzyszących, zdaje się dobrze godzić z koncepcją o domiemanym związku kruszców z selektywnym ługowaniem metali wodami termicznie i chemicznie uaktywnionymi, zwłaszcza wzięwszy pod uwagę, że były to wody zasolone (Bloch 1978). Pewne potwierdzenie tej hipotezy można wyprowadzić ze składu izotopowego ołowiu i siarki (Gałkiewicz 1961, Harańczyk 1973, Harańczyk i Lis 1973) — ołów starszy od zarysowującego się okresu mineralizacji, siarka ewaporatowa. Realność powyższej koncepcji zdaje się

uzasadniać brak zonalności w płaszczyźnie poziomej, charakterystycznej dla związku prosto magmatycznego (Emmons 1940). W danym przypadku obszar objęty mineralizacją ma zasięg poziomy w planie raczej wieloboczny niż kolisty, odbijający najpewniej budowę strukturalną podłoża. Problematyczne byłyby ewentualne sugestie o aktywizacji autonomicznej tektoniczno-magmowej w odniesieniu do regionu śląsko-krakowskiego, gdzie indziej bardzo realne (Shcheglov 1968), jako że brak tu po triasie objawów diastrofizmu. Dlatego prędkiej można założyć ingerencję wód wtórnie ogrzanych, pogrzebanych, jako potencjalnych roztworów kruszcowych (Rózkowski i in. 1979).

Na koniec warto zauważyć, że większość przytoczonych dalej argumentów przemawiających za teorią ortohydrotermalną nie przeczy w sposób zasadniczy tezie o roztworach parahydrotermalnych.

K o n c e p c j a o r t o h y d r o t e r m a l n a

Hipoteza o roli sprawczej roztworów ortohydrotermalnych zakłada związek tych ostatnich z ogniskiem magmowym, w konkretnym przypadku głęboko posadowionym pod skorupą ziemską. Jedyłą, choć nie najważniejszą trudność w jej przyjęciu, stwarza brak widomego związku tego typu złóż w ogólności z magmatyzmem. Na poparcie tej hipotezy można wszakże przytoczyć fakty następujące:

1) Temperatury powstawania minerałów kruszcowych w złożach śląsko-krakowskich, oznaczone metodą homogenizacji, wynoszą do 140°C (Jermakow, Roedder *vide* Gałkiewicz 1961, oraz Karwowski i in. 1979), jak w wielu złożach tego typu na świecie. Argument to niepodważalny, istotny i wystarczający dla wiarygodności tezy o genezie hydrotermalnej.

2) Interwał okruszcowania dewon — jura (być może po trzeciorzęd), przy stałym zasadniczo składzie paragenetycznym minerałów kruszcowych i pierwiastków towarzyszących, jak też odpowiednim stosunku izotopów ołowiu w galenie, wskazuje na epigenezę i kształtowanie się mineralizacji po triasie; o tym też dowodnie świadczy:

3) Związek okruszcowania ze strefami tektonicznymi o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego, tnącymi jurę; a nadto:

4) Różnorodność kształtów ciał bądź stref rudnych przy lokalnej wahałości stosunków paragenetycznych i nieciągłości mineralizacji w przestrzeni, przy wypełnieniach pustek i zastąpieniach metasomatycznych; jak i to, że istnieje wyraźna niekonkordantność zjawiska mineralizacji i dolomityzacji względem ławicowego systemu pierwotnego.

5) Aureole geochemiczne wokół ciał rudnych, podporządkowane naruszeniom tektonicznym, zamykające izolowane ośrodki mineralizacji, dowodzą nieciągłości zjawiska nie podlegającego uwarunkowaniom facjalnym; i do tego warto uwzględnić:

6) Dominację facji kruszcobobnej (wapienie — dolomity — margle — oolity — utwory dotlenione przy braku śladów węgla organicznego), która zdaje się przeczyć sedimentacji siarczków, jak i:

7) Brak oznak jakiegokolwiek zależności od zmieniających się w okresie dewon — jura warunków klimatycznych.

Reasumując, większość faktów przemawia za epigenezą (Gałkiewicz 1967, 1977d, Harańczyk i Gałkiewicz 1970 i in.); tyle że brak rozstrzygających danych w kwestii źródła metali i siarki. Obiektywnie biorąc, źródło mogło być zarówno endo- jak egzogeniczne.

Roztwory ortohydrotermalne wiązać należy z magmą zasadowo-alkaliczną, której przejawy w formie iniekcji miały miejsce opodal w trzeciorzędzie (w paleogenie w Karpatach — Harańczyk 1965, bądź w neogenie w Opolskiem — Gałkiewicz 1971). Magma ta w głębokich ogniskach mogła zawierać metale i siarkę, z tym że nie wykluczone, iż część siarki mogła być po drodze przejęta z ewaporatów.

Co do charakteru roztworów to, biorąc pod uwagę drobnoziarnistość utworów kruszczowych, zbliżnienia, izomorfizm, szkieletowość i strefowość w budowie minerałów, można zakładać, że były one nie koloidalne, lecz rzeczywiste. Związki metali i niemetalu były przypuszczalnie kompleksowe, które pod wpływem oksydacji w środowisku zasadowym (wapienie i dolomity) przy spadku temperatury i ciśnienia straciły się jako siarczki proste. Roztwory mogły się wydobyć z głębi poprzez uskoki i sieć szczelin, gdy te ostatnie w początkowej fazie ruchów były zrazu otwarte.

Przedział czasowy dla procesu okruszczowania można określić na kilka milionów lat, datując go ogólnie na neogen (Gałkiewicz 1966, 1971). W pliocenie i czwartorzędzie dokonało się, i nadal zachodzi, utlenienie siarczków i formowanie się bogatych rud utlenionych, określanych powszechnie jako galmany.

Autorzy wyrażają podziękowanie Doc. drowi A. Radomskiemu i prof. drowi inż. Z. Wilkowi, za krytyczne uwagi do artykułu, przeznaczonego do druku w „Roczniku PTG” w zeszycie ku pamięci Profesora Stanisława Jaskólskiego. Autorzy składają niniejszym hołd drogiemu Nauczycielowi.

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Alexandrowicz S. W., Alexandrowicz Z. (1960), Utwory triasowe w okolicach Strzemieszyc i Sławkowa. *Mat. geol. obsz. śląsko-krak. Biul. Inst. Geol.*, 152: 95—171. Warszawa.
- Alexandrowicz S. W. (1964), Przejawy tektoniki miocenijskiej w Zagłębiu Górnośląskim. *Acta Geol. Pol.*, 14, 2: 175—231. Warszawa.

- Althans R. (1891), Die Erzformation des Muschelkalks in Oberschlesien. *Jb. preuss. Geol. L.-anst.*, 12, 2: 37—98. Berlin.
- Bloch S. (1978), Osady metalonośne na grzbietach śródoceanicznych — geneza, klasyfikacja i implikacje geochemiczne. *Prz. Geol.*, 26, 8: 465—470. Warszawa.
- Bobrowski W. (1950), Próba określenia wieku wtórnej dolomityzacji i mineralizacji skał triasowych w południowo-zachodniej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 219: 4—30. Warszawa.
- Bogacz K., Dżułyński S., Harańczyk C. (1970), Ore-filled hydrothermal karst features in the Triassic rocks of the Cracow-Silesian region. *Acta Geol. Pol.*, 20, 2: 247—265. Warszawa.
- Bogacz K., Dżułyński S., Harańczyk C., Sobczyński P. (1972), Contact relations of the ore-bearing dolomite in the Triassic of the Cracow-Silesian region. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 42, 4: 347—372. Kraków.
- Bogacz K., Dżułyński S., Harańczyk C., Sobczyński P. (1975), Origin of the ore-bearing dolomite in the Triassic of the Cracow-Silesian Pb-Zn ore district. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45, 2: 139—155. Kraków.
- Bohdanowicz K., Jaskólski S. (1948), Złóża cynkowo-ołowiane górnośląskie w: Geologia złóż kruszczowych, t. 1. *Nakł. Sekcji Wyd. Bratn. Pom. Stud. AGH*: 315—326. Kraków.
- Bukowy S. (1961), Uwagi o mineralizacji skał paleozoicznych okolic Krakowa. *Kwart. geol.*, 5, 2: 338—342. Warszawa.
- Cibis J., Cibis J. (1960), Uwagi o ilach witiolowych. *Rudy Metale*, 5, 8: 331—334. Katowice.
- Duwnensee F. (1943), Klüftung und Vererzung im Oberschlesien. *Z. prakt. Geol.*, 51, 9: 97—105, 10: 107—111. Halle (Saale).
- Dżułyński S. (1976), Hydrothermal karst and Zn-Pb Sulfide ores. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, 1—2: 217—230. Kraków.
- Ekiert F. (1970) Rudy cynku i ołowiu, (w:) Geologia i surowce mineralne Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 251: 408—418. Warszawa.
- Ekiert F. (1976), Stratabound deposits of metal ores in Central Europe, (in:) *The current metallogenic problems of Central Europe*. Wyd. Geol. pp. 83—92. Warszawa.
- Emmons W. H. (1929), The Origin of the Deposits of Sulfide Ores of the Mississippi Valley. *Econ. Geol.*, 24, 3: 221—271.
- Gałkiewicz T. (1961), Izotopowy skład ołowiu ze śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych. *Rudy Metale*, 6, 6: 267—268. Katowice.
- Gałkiewicz T. (1966), Geneza śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych. *Ibid.* 11, 6: 285—290.
- Gałkiewicz T. (1967), Genesis of Silesian-Cracovian zinc-lead deposits. Symp.: Genesis of Stratiform Pb-Zn-CaF₂-BaSO₄ deposits. *Econ. Geol. Monogr.* 3. New York-Lancaster, pp. 156—168.
- Gałkiewicz T. (1968), Geneza złóż Zn-Pb typu S-C. *Rudy Metale*, 13, 11: 587—596. Katowice.
- Gałkiewicz T. (1971), Teoria ortohydrotermalnej genezy śląsko-krakowskich złóż Zn-Pb. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, 4: 565—570. Kraków.
- Gałkiewicz T. (1975), Iły kruszczonośne. *Rudy Metale*, 20, 12: 580—581. Katowice.
- Gałkiewicz T. (1977a), Ruda średnia śląsko-krakowskich złóż Zn-Pb. *Ibid.* 22, 4: 170—173.
- Gałkiewicz T. (1977b.), Lokalizacja okruszczowania śląsko-krakowskich złóż Zn-Pb. *Ibid.* 22, 5: 248—251.

- Gałkiewicz T. (1977c.), Budowa strukturalno-tektoniczna śląsko-krakowskich złóż Zn-Pb. *Ibid.* 22, 6: 280—285.
- Gałkiewicz T. (1977d.), Pozycja metalogeniczna śląsko-krakowskich złóż Zn-Pb. *Ibid.* 22, 7: 322—325.
- Gałkiewicz T., Harańczyk C., Szostek L. (1960), Pojurajskie okruszcowanie utworów w zasięgu dewon-jura rejonu Olkusz-Klucze. *Ibid.* 5, 4: 124—131.
- Gładysz J., Śliwiński S. (1979), Nowe dane o mineralizacji cynkowo-ołowiowej w obszarze siewierskim. *Prz. Geol.*, 27, 12: 677—681. Warszawa.
- Górecka E. (1970), Formy występowania i rozmieszczenia kruszców w dolomitach kruszconośnych niecki bytomskiej. *Acta Geol. Pol.*, 20, 1: 159—172. Warszawa.
- Gruszczczyk H. (1956), O wykształceniu i genezie śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych. *Biul. Inst. Geol.*, 90. Warszawa.
- Gruszczczyk H. (1967), The Genesis of Silesian-Cracow Deposits of the Lead-Zinc Ores. Symp.: Genesis of Stratiform Lead-Zinc-Barite-Fluorite Deposits. *Econ. Geol. Monogr.*, 3: 169—177. New York—Lancaster.
- Harańczyk C. (1962), Mineralogia kruszców śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu. *Pr. geol.*, 8, *Kom. Nauk Geol. PAN.* Warszawa.
- Harańczyk C. (1965), Geochemia kruszców śląsko-krakowskich złóż rud cynku i ołowiu. *Pr. geol.*, 5, *Kom. Nauk Geol. PAN.* Warszawa.
- Harańczyk C. (1973), Izotopy siarki w złożach kruszczowych. *Prz. Geol.*, 21, 5: 255—259. Warszawa.
- Harańczyk C., Gałkiewicz T. (1970), Consanguinity of the European Zinc-Lead ore deposits of Silesian-Cracovian type and their relation to alkaline-basic volcanic rocks, (in:) *Problem of hydrothermal ore deposition.* IUGS, A, No 2: 61—66. Schweizerbarth Verl. Stuttgart.
- Harańczyk C., Szostek L., Filipowicz-Lesiak W. (1968), Pojurajskie okruszcowanie Zn-Pb w rowie kompresyjnym Klucze-Jaroszowiec. *Rudy Metale*, 13, 7: 330—334. Katowice.
- Harańczyk C., Szostek L. (1970), Przejawy mineralizacji barytowej w obszarze śląsko-krakowskim. *Pr. Inst. Geol.*, 59: 231—250. Warszawa.
- Harańczyk C., Lis J. (1973), Skład izotopowy siarki, typomorfizm i ontogeneza siarczków ze skał mezozoicznych i paleozoicznych obszaru śląsko-krakowskiego. *Prz. Geol.*, 21, 5: 259—262. Warszawa.
- Horzowski J. (1962), On the Relation of the so-called Vitriol Clays to the Ore-bearing Limestones and Dolomites of the Middle Triassic in Upper Silesia. *Bull. L'Acad. Pol. Sc. Ser. sci. géol. et géogr.*, vol. 10, 4: 237—243. Warszawa.
- Horzowski J. (1978), Iły witriolowe, (w:) Poszukiwanie rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim. *Pr. Inst. Geol.*, 83: 121—135. Warszawa.
- Jaskólski S. (1954), Zagadnienia klasyfikacji złóż kruszczowych na podstawie geotektonicznej. *Prz. Geol.*, 2, 4: 121—125. Warszawa.
- Jaskólski S., Banaś M. (1958), Złożowe i mikroskopowe obserwacje jordanitu w górnosląskich złożach cynkowo-ołowianych. *Arch. Min.*, 22, 1: 5—16. Warszawa.
- Karwowski Ł., Kozłowski A., Roedder E. (1979), Gas-liquid inclusions in minerals of zinc and lead ores from the Silesia-Cracow region, (in:) Research on the genesis of zinc-lead deposits of Upper Silesia, Poland. *Pr. Inst. Geol.*, 95: 87—95. Warszawa.
- Keil K. (1956), Die Genesis der Blei-Zinkerzlagertstätten von Oberschlesien (Górny Śląsk — Polen). *Z. Gesamtgeb. d. Geol. u. Min. sowie d. angew. Geoph.*, (Beiheft 15). Akad. — Verl. Berlin.
- Kossmann P. (1883), Auftreten von Erzgängen und Gangmineralien in der Steinkohlenflötzen. *Jb. schles. Ges. vaterl. Cultur*, pp. 145—146.

- Krajewski R. (1957), Uwagi na temat genezy górnośląskich złóż cynkowo-ołowiowych. *Prz. Geol.*, 5, 7: 311—314. Warszawa.
- Krajewski R., An Nguyen Khac, Kwiecińska B. (1971), O skupieniach substancji węglowej w dolomitach kruszconych Bolesławia. *Rudy Metale*, 16, 6: 278—281. Katowice.
- Krusch P. (1929), Ueber kolloidale Vorgänge bei der Entstehung der oberschlesischen Zink-Bleierzlagerstätten. *Z. oberchl. Berg. u. Hüttenm.* Ver. 68: 284—290, 344—346.
- Kulig M. (1973), Chalcophanite from the Silesian-Cracovian Zn-Pb deposits. *Min. Pol.*, 4, 1: 23—33. Warszawa.
- Kuźniar C. (1928), O powstaniu ilów witiolowych. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 19/20: 35. Warszawa.
- Kuźniar C. (1932), Złóża rud ołowiu w okolicy Siewierza. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 7, 1: 3—96. Warszawa.
- Kwaśniewicz M. (1932), Przyczynek do teorii powstania górnośląskich złóż cynkowo-ołowiowych. *Prz. Gór.-Hutn.*, 24: 666—669. Sosnowiec.
- Mochńska K., Sass-Gustkiewicz M. (1981), The Metasomatic Zinc Deposits of the Pomorzany Mine (Cracow-Silesian Ore District, Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 51, 1/2: 133—151. Kraków.
- Panek S., Szwarzynski M. (1975), Kopalne jamy krasowe z kruszcami w okolicach Chrzanowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 45, 2: 177—184. Kraków.
- Piątkowski J., Grzechnik Z., Szostek L. (1969), Gęstość przestrzenna siarczkowej rudy Zn-Pb jako funkcja zawartości Pb, Zn, Fe. *Rudy Metale*, 9, 9: 506—513. Katowice.
- Piwowski W., Żeglicki J. (1978), Formy występowania mineralizacji w niecce bytomskiej, (w:) Poszukiwanie rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim. *Pr. Inst. Geol.*, 83: 193—199. Warszawa.
- Przeniosło S. (1974), Cynk i ołów w utworach węglanowych triasu rejonu zawierciańskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 278: 115—199. Warszawa.
- Przeniosło S., Stępniewski M., Wielgomas L. (1974), Mineralizacja galenowo-sfalerytowa piaskowców dolnego triasu z rejonu Kozięglów. *Kwart. Geol.*, 18, 2: 279—287. Warszawa.
- Ridge J. D., Smolarska I. (1972), Factors Bearing on the Genesis of the Silesian-Cracovian Lead-Zinc Deposits in Southern Poland. *24 IGC, Rept. Sect.*, 6: 216—229.
- Rózkowski A., Rudzińska T., Bukowy S. (1979), Thermal Brines as a Potential Sources of the Ore Mineralization of the Silesia-Cracow Area, in: Research on the Genesis of Zinc-Lead Deposits of Upper Silesia, Poland. *Pr. Inst. Geol.*, 95: 59—82. Warszawa.
- Sass-Gustkiewicz M. (1971), Rudy cynku i ołowiu w kawernach krasowych. *Rudy Metale*, 16, 7: 347—349. Katowice.
- Sass-Gustkiewicz M. (1974), Collapse Breccias in the Ore-bearing Dolomite of the Olkusz Mine (Cracow-Silesian ore-district). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44, 2—3: 217—226. Kraków.
- Sass-Gustkiewicz M. (1975a), Stratified sulfides Ores in Karst Cavities of the Olkusz Mine. *Ibid.* 45, 1: 63—68.
- Sass-Gustkiewicz M. (1975b), Zinc and Lead Mineralization in Collapse Breccias of the Olkusz Mine. *Ibid.* 45, 3—4: 303—326.
- Schneiderhöhn J. (1941), Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Bd. 1. Jena.
- Seidl K. (1927), Die oberschlesische Zinkerzlagerstätte. *Z. oberchl. Berg. u. Hüttenm.*, Ver. 11, 12: 688—706, 762—776.
- Seidl K. (1960, 1961, 1962), Zur Genesis der oberschlesischen Blei-Zinkerzlagerstätten. T. I, II, III. *Neues Jb. Min.*, 95, 2: 200—312, 97, 2: 165—274, 98, 1: 31—156. Stuttgart.

- Siedlecki S. (1948), Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu śląsko-krakowskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 18: 191—272. Kraków.
- Siedlecki S. (1954), Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, 73. Warszawa.
- Smolarska I. (1968), Textural Types of Zinc-Lead Ores in the Trzebionka Region, Investigations of the substratum structure in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 237: 71—84. Warszawa.
- Sobczyński P., Szwarzynski M. (1974), Wykształcenie litologiczne i okruszcowanie dolomitów dolnego wapienia muszlowego w kopalni Trzebionka. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44, 4: 545—556. Kraków.
- Sowa S. (1969), Pionowy i poziomy zasięg okruszcowania złoża cynku i ołowiu na Kopalni Marchlewski. *Zesz. Nauk. AGH*, 17, 228: 63—77. Kraków.
- Stappenbeck R. (1928), Ausbildung und Ursprung der oberschlesischen Belizinkerzlagertstätten. *Archiv. Lagerstättenf.*, 41. Berlin.
- Szwarzynski M. (1981), Okruszcowanie dolomitów diploporowych w synklinie chrzanowskiej. *Rudy Metale*, 26, 12: 643—649. Katowice.
- Śliwiński S. (1958), Nowostwierdzone występowanie kruszców cynku i ołowiu w dewonie obszaru siewierskiego. *Prz. Geol.*, 6, 6: 277—278. Warszawa.
- Śliwiński S. (1960), Skały wulkaniczne i dolomityzacja wapieni dewońskich w Dziewkach k. Siewierza. *Rudy Metale*, 5, 11: 474—478. Katowice.
- Śliwiński S. (1961), Warstwy olkuskie. *Ibid.* 6, 11: 526—629.
- Śliwiński S. (1964a), Geologia obszaru siewierskiego. *Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN*, 25. Warszawa.
- Śliwiński S. (1964b), Przejawy mineralizacji kruszczowej w utworach dewońskich i triasowych obszaru siewierskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34, 1—2: 151—190. Kraków.
- Śliwiński S. (1966), Dolomityzacja morskich utworów triasu krakowsko-śląskiego. *Rudy Metale*, 11, 1, 2, 3: 3—14, 68—73, 122—131. Katowice.
- Śliwiński S. (1969), Rozwój dolomitów kruszczonośnych w obszarze krakowsko-śląskim. *Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN*, 57. Warszawa.
- Śliwiński S. (1978), Dolomity kruszczonośne (w:) Poszukiwanie rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim. *Pr. Inst. Geol.*, 83: 121—138. Warszawa.
- Śliwiński S. (1981), Dolomityczność formacji węglanowych regionu śląsko-krakowskiego. *Prz. Geol.*, 29, 10: 532—536. Warszawa.
- Tokarski A. (1955), O tektonice nadkładu Zagłębia między Dulową i Sierszą. *Acta Geol. Pol.*, 5, 1: 1—45. Warszawa.
- Wernicke F. (1931), Die primären Erzminerale der Deutsch-Bleischarley-Grube bei Beuthen. *Archiv. Lagerstättenf.*, 53, Berlin.
- Wielgomas L. (1978), Formy występowania mineralizacji w rejonie Zawiercia. (w:) Poszukiwanie rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim. *Pr. Inst. Geol.*, 83: 201—205. Warszawa.
- Winczakiewicz J. (1969), Schemat budowy geologicznej złoża Trzebionka. *Rudy Metale*, 14, 5: 283—285. Katowice.
- Własnowolski J. (1964), Budowa geologiczna złoża cynku i ołowiu Bolesław, (w:) Problemy geologiczne i surowcowe Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. *34 Meeting of Pol. Geol. Assoc. in Katowice. Cz. II*: 69—86.
- Zawiślak L. (1965), Mineralogia i geneza łoż w wiotriolowych niecki bytomskiej. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN* 32. Warszawa.
- Zwierzycki J. (1950), Lead and Zinc Ores in Poland (the Geology, paragenesis and Reserves of the Ores of Lead and Zinc, in: *International Geol. Congress 18-th Sess. Part. 7 (Sect. F) ed. by Dunham* 314—324. London.

- Żabiński W. (1959), Zincian Dolomite from the Waryński Mine, Upper Silesia. *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. sci. chim. géol. et géogr.*, 7, 5: 355—358. Warszawa.
- Żabiński W. (1960), Charakterystyka mineralogiczna strefy utlenienia śląsko-krakowskich złóż kruszców cynku i ołowiu. *Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN*, 1. Warszawa.
- Żukowski W. (1947), Kruszcze cynku i ołowiu w triasie krakowskim. *Prz. Górń.*, 34, 4: 261—274. Katowice.
- Shcheglov A. D. (1968), Metallogeny of the regions of autonomous activation. Szczegłłow A. D. Metallogeniya oblastej avtonomnoj aktivizacii. *Izd. Niedra*. Leningrad.

SUMMARY

The Cracovian-Silesian ore region covers about 2000 sq. kilometers. It can be subdivided into seven industrial districts. Three of them are located within the shallow depressions of synclinal and/or graben origin (Chrzanów, Bytom, Tarnowskie Góry). The remaining four occur in the area of Silesia-Cracow monocline (Olkusz, Zawiercie, Siewierz, Miotek-Kalety, and in recently discovered district of Żarki, Fig. 1). The deposits appear to be related to the tectonic zones (faults, joints). The dominating strikes of the tectonic lines are W—E to WNW—ESE with the subordinate N—S to NNE—SSW ones. Distribution of mineralized areas corresponds to those directions. Concentrations of metals may locally reach several to over ten percents, but may also cease to the background at a short distance within the same stratigraphic level. Variability of ore mineralization is so advanced that the richest concentrations may be abandoned by the drillings network of a spacing of 250—300 meters. The individual ore fields are extremely irregular and numerous barren areas can be found within them. Usually, only 40—60% of drillings appear to be positive while in the mine workings the variability of ore mineralization is even more advanced. The vertical extend of mineralization is similarly variable at the distances from several centimeters up to several tens of meters (Bytom and Olkusz districts). The ores are emplaced in the dolomites that reveal features pointing to their epigenetic origin. Generally, the dolomites are fine-crystalline or aphanitic, compact or microporous, often cavernous and cracked. In the lower parts they reveal high contents of iron (ankerites) and the increased manganese substitutions. The colour of a fresh fracture is grey but after weathering it changes into the rusty-brown. Despite the presence or absence of ore mineralization the whole dolomite complex is named "ore-bearing dolomite". If the two stratigraphic units, i.e. Gogolin and Olkusz beds, are distinguishable within the Lower Muschelkalk sequence (Tm_1), the ore-bearing dolomites are distributed predominantly within the Olkusz beds. In some places however, the ore-bearing dolomites embrace the whole

thickness of Lower Muschelkalk, i.e. about 70 meters. West- and eastward the dolomites pass into the unchanged limestones from which they have inherited the structural and textural features and fossil relics. Sulphide mineralization is generally located in the lower part of the ore-bearing dolomites (Bytom, Tarnowskie Góry, Chrzanów districts). In the monocline districts the vertical extent of the mineralized zones appear to be wider. Shape of the ore bodies is variable and changes from pseudo-layers through veins, collapse structures up to stockwork-type (Fig. 2). In a broader sense, the mineralized zones do not correspond to the stratigraphic levels (Fig. 3). The term "stratoidal" has been proposed for determining such a distribution of ore bodies of varying thickness and shapes, not strictly confined to the stratigraphy (Gładysz, Śliwiński 1979).

Ores are mainly of sulphide type and contain sphalerite, galena, pyrite, marcasite, wurtzite and brunckite. In Bytom district insignificant amounts of sulphosalts (jordanite, gratonite) were identified. Most important trace elements are: Cd, Ag, Tl, Ge, As, from those cadmium and silver are recovered. In the subsurface zone and in outcrops oxidized ores are common. Those contain carbonates with small amounts of chlorides and sulphates and commonly high content of iron hydroxides. Such ores are known as "galmans" (Galmei) and have been mined since centuries, although in less amounts in comparison with the sulphide ones.

translated by W. Mayer