

Jacek BEDNAREK, Ewa GÓRECKA, Tomasz ZAPAŚNIK

UWARUNKOWANIE TEKTONICZNE ROZWOJU
MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ W UTWORACH
JURAJSKICH MONOKLINY ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEJ

(Pl. I—IV i 1 fig.)

*Tectonically controlled development of ore mineralization
in Jurassic sequence of the Silesian-Cracovian Monocline*

(Pl. I—IV and 1 Fig.)

Jacek Bednarek, Ewa Górecka, Tomasz Zapaśnik: Tectonically controlled development of ore mineralization in Jurassic sequence of the Silesian-Cracovian Monocline. Summary. *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 53/1—4: 43—62, 1983 Kraków.

Abstract: The paper deals with mineralogical characteristics and conditions of origin of ores, occurring in Callovian and Oxfordian deposits in the Pilica-Olkusz region. Jurassic ore series in show genetic relationship with economic concentrations of Zn-Pb ores occurring in Triassic, Lower Carboniferous and Devonian carbonate rocks in the Silesian-Cracovian region. The distribution of ores in Jurassic rocks of the Pilica-Olkusz region is conditioned by its tectonic pattern. The present authors have shown distinct relation of mineralization with faulting tectonics. It is supposed that the ores in question were formed during the period Uppermost Jurassic-Uppermost Cretaceous.

Key words: Zinc-lead mineralization, Jurassic, Silesian-Cracovian Monocline.

Jacek Bednarek: Institute of Geophysics, Polish Academy of Sci., ul. Pasteura 3, 02-093 Warszawa.

Ewa Górecka, Tomasz Zapaśnik: Institute of General Geology, Univ. of Warsaw, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa.

manuscript received: August 1980

accepted: March 1982

Treść: Praca dotyczy mineralogicznej charakterystyki i warunków powstawania kruszców, występujących w utworach kelowejskich i oksfordzkich na obszarze pilecko-olkuskim. Utwory kruszczowe z jury wykazują genetyczne pokrewieństwo ze złożowymi koncentracjami kruszców Zn-Pb występującymi w węglanowych utworach triasowych, dolnokarbońskich i dewońskich na obszarze śląsko-krakowskim. Wykazano zwią-

zek okruszcowania z tektoniką dysjunktywną. Rozmieszczenie kruszców w jurze pilecko-olkuskiej odwzorowuje plan tektoniczny obszaru. Okres tworzenia się utworów kruszczowych zamyka się prawdopodobnie w przedziale czasowym najwyższa jura — najwyższa kreda.

WSTĘP

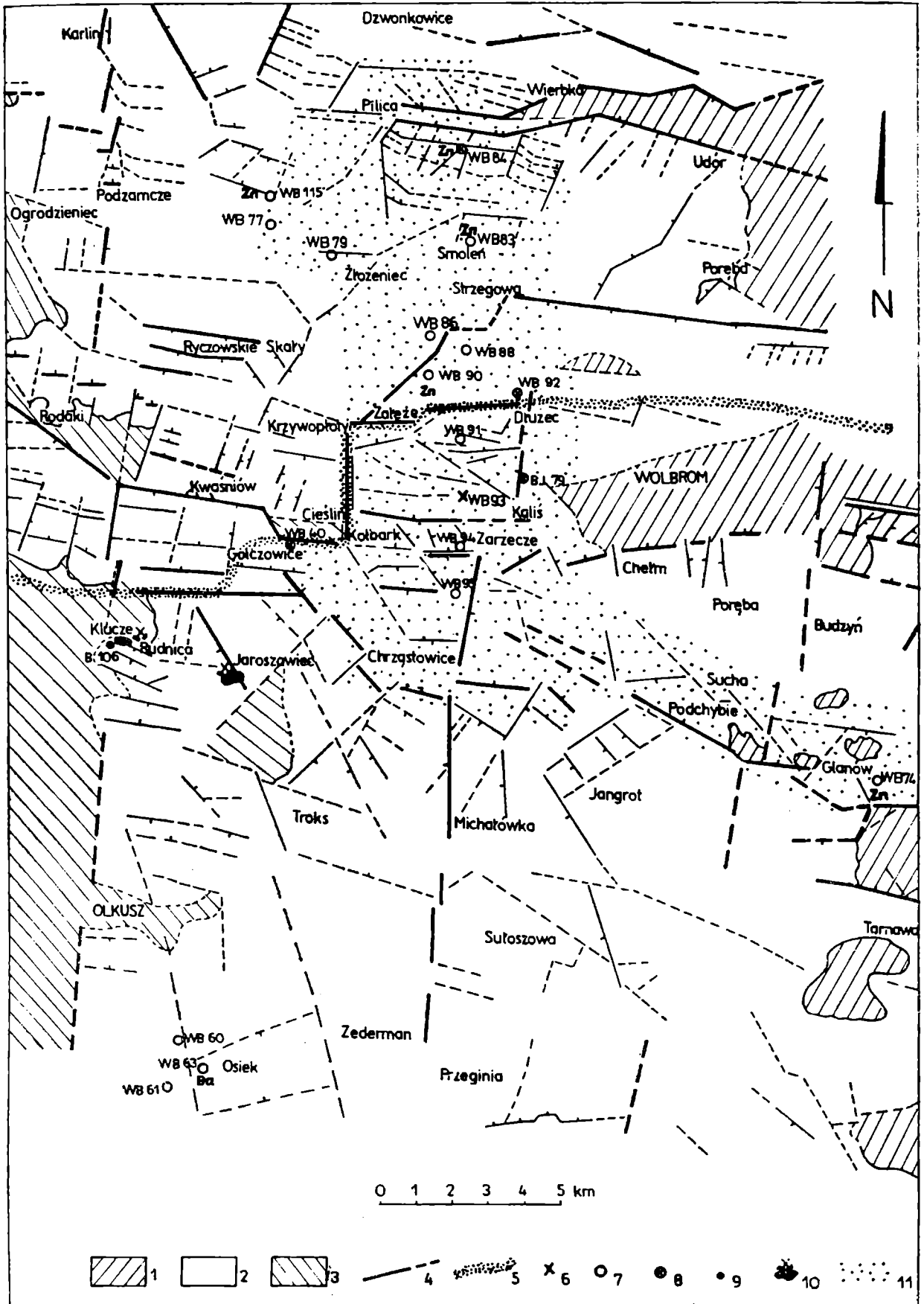
Zagadnienie mineralizacji kruszczowej w utworach jurajskich na obszarze monokliny śląsko-krakowskiej jest dotychczas mało poznane. Mineralizacja ta, na ogół słabo rozwinięta, nie posiada wartości gospodarczej. Większe koncentracje utworów kruszczowych w jurze znane były tylko w Rudnicy i Jaroszowcu koło Olkusza (Kuźniar 1925). W literaturze geologicznej spotykamy opracowania punktowych wystąpień kruszców w utworach jurajskich, w rejonie Olkusza i Krzeszowic (Gałkiewicz, Harańczyk, Szostek 1960, Bukowy, Ślósarz 1968, Górecka 1970, Harańczyk, Szostek, Filipowicz-Lesiak 1971).

Badania przeprowadzone przez autorów, w tym własne prace kartograficzne wykonane w latach 1972—1976 (Bednarek 1974, Zapaśnik 1977), dotyczą głównie części obszaru monokliny, zawartego między Ogrodzińcem, Pilicą, Wolbromiem i Olkuszem — zwanego dalej obszarem jury pilecko-olkuskiej (fig. 1).

W trakcie profilowania utworów jurajskich, z wierceń wykonanych w związku z poszukiwaniem złóż cynku i ołowiu przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie, zebrano próby litologiczne, w których stwier-

Fig. 1. Mapa rozmieszczenia zbadanych wystąpień mineralizacji kruszczowej typu Zn-Pb na obszarze jury pilecko-olkuskiej (mapa tektoniczna pokrywy mezozoicznej wg Bednarka, 1974 — część północna i Zapaśnika, 1977 — część południowa). 1 — kreda; 2 — jura (kelowej i oksford); 3 — utwory starsze od keloweju (jura środkowa i trias); 4 — uskoki; 5 — granica obszarów kartograficznych; 6 — otwór wiertniczy ze stwierdzoną dolomityzacją; 7 — otwory wiertnicze ze stwierdzoną mineralizacją kruszczową (we wszystkich otworach stwierdzono FeS_2 ; ponadto: Zn — stwierdzony sfaleryt, Ba — stwierdzony baryt); 8 — otwory wiertnicze ze stwierdzoną dolomityzacją oraz mineralizacją kruszczową; 9 — wiercenie archiwalne, w którym zostały opisane utwory kruszczowe typu Zn-Pb; 10 — nieczynne kopalnie rud limonitu; 11 — przypuszczalne strefy rozprzestrzenienia mineralizacji kruszczowej typu Zn-Pb w utworach jurajskich

Fig. 1. Sketch map showing the distribution of Zn-Pb mineralization in the Pilica-Olkusz Jurassic series (tectonic map of Mesozoic cover after Bednarek 1974 — N part, and after Zapaśnik, 1977 — S part). 1 — Cretaceous, 2 — Jurassic (Callovian and Oxfordian), 3 — rocks older than Callovian (Middle Jurassic and Triassic), 4 — faults, 5 — boundary of mapped areas, 6 — boreholes in which dolomitization was observed, 7 — boreholes in which ore mineralization has been found (the most common being FeS_2 ; Zn — sphalerite, Ba — barite, 8 — boreholes in which dolomitization and mineralization were established, 9 — old boreholes in which Zn-Pb ores were reported to occur, 10 — old limonite mines, 11 — probable area of Zn-Pb mineralization in Jurassic deposits



dzono przejawy okruszcowania. W sumie, z przebadanych około 60 profili wiertniczych z utworów jurajskich, mineralizację kruszczową stwierdzono w 18 otworach (fig. 1).

Badane utwory kruszczowe występujące w skałach jurajskich wykazują mineralogiczne pokrewieństwo z kruszczami Zn-Pb, tworzącymi koncentracje złożowe w węglanowych skałach triasowych, dolnokarbońskich i dewońskich na obszarze śląsko-krakowskim. Dlatego też, mimo braku większych nagromadzeń tych kruszców w utworach jurajskich, badanie ich ma, zdaniem autorów, istotne znaczenie dla rozważań nad genezą śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu, a tym samym dla dalszych prognoz poszukiwawczych.

ROZMIESZCZENIE KRUSZCÓW W UTWORACH KELOWEJSKICH I OKSFORDZKICH

Obszar jury pilecko-olkuskiej jest częścią monokliny śląsko-krakowskiej zbudowanej z utworów triasowych, jurajskich i kredowych. Na powierzchni utwory triasowe występują tylko w zachodniej części badanego obszaru, kredowe zaś we wschodniej części. Pozostałą, największą część obszaru, zajmują utwory jurajskie, reprezentowane na powierzchni głównie przez kelowej i oksford (fig. 1). Podział litostratygraficzny kelowej i oksfordu jury pilecko-olkuskiej przedstawia Tabela 1.

Z wyróżnionych jednostek litostratygraficznych ważne znaczenie dla rozmieszczenia kruszców mają trzy jednostki, należące do kelowej oraz dolnego, środkowego i częściowo górnego oksfordu. Są to: wapienie piaszczyste i margle, wapienie margliste i margle gąbkowo-tuberolitowe oraz wapienie zawodziańskie. Prawie wszystkie wystąpienia kruszców stwierdzone zostały w obrębie tych właśnie jednostek litostratygraficznych. Należy podkreślić, że cechy litologiczne skał budujących wymienione jednostki predysponują je, w znacznej mierze, do koncentracji kruszców. Z drugiej strony, rozmieszczenie utworów kruszczowych w poszczególnych jednostkach litostratygraficznych na badanym obszarze, uwarunkowane jest tektoniką.

Wyróżniające się cechy litologiczne, umożliwiające z pewnością przepływ roztworów kruszczonośnych w skałach omawianych jednostek to: uławicenie oraz w większości znaczna porowatość i szczelinowatość. Cechy te najwyraźniej wykształcone są w wapieniach zawodziańskich.

Wapienie zawodziańskie stanowią zespół średnio- i gruboławicowych, ziarnistych wapieni gąbkowo-tuberolitowych. Występują w nich płaskurki krzemieni. Miejscami ławice wapieni przekładane są cienkimi warstewkami margli. Wysoka na ogół porowatość wapieni zawodziańskich waha się od kilkunastu (zwykle powyżej 15%) do dwudziestokilku procent. W wielu rejonach, jak np. koło Olkusza, wapienie zawodziańskie

Tabela — Table 1.

Zasięg występowania kruszców typu Zn-Pb w utworach kelowejskich i oksfordzkich na obszarze jury pilecko-olkuskiej (podział litostratygraficzny wg Bednarka, 1974 i Zapaśnika, 1977).

The area of occurrence of Zn-Pb ores in Callovian and Oxfordian deposits in the Pilica-Olkusz region (lithostratigraphic scheme after Bednarek, 1974 and Zapaśnik, 1977).

PIETRO		Zn-Pb	JEDNOSTKI LITOSTRATYGRAFICZNE					
K?		FeS ₂ PbS						
OKSFORD	g.		Wap. skalisty górny	Wap. płytowe górne		JEDNOSTKA PILECKA	Wap. glanowskie Wap. smoleńskie	
			Wap. kredowaty	Margle				
			Wap. wolbromskie (płytowe)					
			Wap. pylaste górne	Wap. zarzeczańskie				
			Wap. płytowe dolne	Wap. z Chechła				
			Wap. pylaste dolne					
	Wap. skalisty główny				Wap. z Kolbarka	skaliste kredowate		
	sr.	górne	płytkowe					
		Wap. skalisty dolny						
	d.	Wap. zawodziańskie dolne	grubodetrytyczne					
Wap. margliste i margle ggbkowo-tuberolitowe								
KELC WEJ		Wap. piaszczyste	Margle					

K — kimeryd?

* występowanie galeny podano w oparciu o literaturę (Gałkiewicz, Harańczyk, Szostek, 1960); uwzględniono również zasięg występowania rud limonitu (zwietrzałe FeS₂) eksploatowanych w Rudnicy i Jaroszowcu (Kuźniar, 1925).

K — Kimmeridgian

* The occurrence of galena after Gałkiewicz, Harańczyk and Szostek (1960). Moreover, the area of occurrence of limonitic ores (weathered FeS₂), exploited in Rudnica and Jaroszowiec (Kuźniar, 1925), is presented.

są dwudzielne, przedzielone pokładem dolnego wapienia skalistego (Tabela 1). Miąższość wapieni zawodziańskich wynosi od ok. 40 m na południu do ok. 70 m na północy.

Sporadycznie tylko (WB-74) stwierdzono drobne wystąpienia kruszców w obrębie wapieni skalistych, które z reguły są płonne. Są to na ogół nieuławicone, twarde i zwarte wapienie ziarniste, rzadko spękane. Ponadto wapienie skaliste cechują się niską mikroporowatością (5—6%), powszechną makroporowatością, a nawet kawernistością, ale bez łączności hydraulicznej. Wapienie te są silnie skrasowiałe.

W profilu litostratygraficznym oksfordu środkowego i górnego wapień skaliste powtarzają się kilkakrotnie (Tabela 1). Najszersze regionalne rozprzestrzenienie ma wapień skalisty główny, wykształcony w formie pokładu miąższości od 15—13 m na północy do ok. 60 m na południu. Jedynie w rejonie Smolenia i Głanowa wapień skaliste główne ku górze przechodzą w sposób ciągły w skaliste i kredowate wapień, o miąższości sięgającej 200 m.

Głębokości, na których w rdzeniach wiertniczych stwierdzone zostały kruszce w utworach jury pilecko-olkuskiej są różne i wynoszą ok. 26 do ok. 280 m, najczęściej powyżej 150 m. Makroskopowo prawie wyłącznie wyróżnia się siarczki żelaza, czasami siarczek cynku. Galeny nie stwierdzono w badanych rdzeniach wiertniczych, a jej występowanie (Tabela 1) podano w oparciu o archiwalny otwór B-106 koło Rudnicy.

DOLOMITY EPIGENETYCZNE

Występowanie dolomitów epigenetycznych stwierdzono na omawianym obszarze kilkoma otworami wiertniczymi w utworach oksfordzkich (fig. 1). Poza tym, wkładki dolomitów (o bliżej nieokreślonej genezie) opisane zostały w wapieniach jury górnej na SE od Wolbromia (Burzewski 1967).

Partie skał wapiennych objętych dolomityzacją należą do jednostek litostratygraficznych reprezentowanych przez wapień margliste i margle gąbkowo-tuberolitowe oraz wapień zawodziański.

Dolomity epigenetyczne występują na różnych głębokościach — od około 90—100 m (WB-40, WB-93) do około 223—230 m (WB-92, BJ-79). W otworze WB-84 dolomity epigenetyczne stwierdzono na głębokości 198 m.

Dolomity tworzą nieregularne, żyłowe i gniazdowe ciała, o rozmiarach z reguły nie przekraczających kilkunastu centymetrów. Ciała dolomitowe rozprzestrzeniają się wzdłuż szczelin spękań, szwów stylolitowych oraz drobnych kawern w skale. Często obserwuje się selektywne zastępowanie skały wapiennej przez dolomit. Charakterystyczne jest też spotykane niekiedy częściowe zdolomityzowanie kalcytowych szczątków organicznych.

Typowym przykładem występowania dolomitów epigenetycznych w utworach jurajskich na omawianym obszarze mogą być dolomity stwierdzone w otworze WB-93, położonym na północ od Zarzecza (fig. 1). W otworze tym na głębokości 78—97,6 m występuje marglista brekcją wapienna przełamana laminowanymi wapieniami mikrytowymi. Utwory te zaliczono do górnego oksfordu (Zapaśnik 1977). Brekcja składa się z ostrokrawędzistych lub zaokrąglonych okruchów wapieni mikrytowych, wapieni organogenicznych (głównie gąbkowych), fragmentów mumii

gąbek oraz marglistego spoiwa. Niektóre partie brekcji zastąpione zostały przez dolomit, przy czym w całym zdolomityzowanym interwale skała zachowała pierwotną strukturę brekcji (Pl. I, Fig. 1 i 2). Miejscami w strefach zdolomityzowanych występują drobne kawerny, na powierzchniach których narastają gruboziarniste węglany (głównie dolomit) pokryte cienką powłoką kwarcu (Pl. I, Fig. 2 i 3). Dolomity mają barwę ciemnoszarą, odznaczającą je wyraźnie od otaczającej skały wapiennej.

W płytkach cienkich dolomity na ogół wykazują strukturę mozaikową, o zmiennym uziarnieniu. Tekstura jest bezładna, zbita lub nieco porowata. Średnice kryształów dolomitu wahają się w granicach 0,05—0,3 mm, z tym że w kierunku do szczelin i kawern wzrasta idiomorfizm i wielkość tych kryształów. W agregacie dolomitowym kryształy dolomitu ściśle do siebie przylegają, a ich romboedryczne zarysy często doznają zniekształcenia (Pl. II, Fig. 1). Natomiast w partiach kawernistych i szczelinowych ziarna dolomitu zwykle wykształcone są w postaci prawidłowych romboedrów (Pl. II, Fig. 2). Niekiedy w większych kryształach dolomitu zaznaczona jest romboedryczna łupliwość i budowa pasowa.

W obrębie agregatów dolomitowych występują resztki wapienia mikrytowego, a razem z nimi, w różnym stopniu zdolomityzowane, kalcytowe szczątki organiczne (Pl. II, Fig. 3 i 4). Ponadto w strefach bezpośrednio otaczających ciała dolomitowe utwory wapienne są zawsze częściowo zdolomityzowane. Intensywność dolomityzacji maleje w miarę oddalania się od tych ciał, aż do zupełnego jej zaniku.

Z dolomitami ściśle współwystępuje piryty, który tworzy drobne kryształki (setne części milimetra) rozsiane między romboedrami dolomitu (Pl. II, Fig. 1).

Badania dolomitu metodą R. C. Emmonsa (Gilbert, Turner 1949), wykonane przez A. Nowakowskiego, wykazały, że reprezentują one dolomit ankerytowy. Wskazuje na to wielkość kąta między kierunkami współczynnika załamania promienia nadzwyczajnego (ϵ) i kierunkiem odpowiadającym współczynnikowi załamania balsamu kanadyjskiego (ϵ'), która dla badanych romboedrów dolomitu wynosiła 24—26°.

Wyżej omówione cechy dolomitów pozwalają przypuszczać, że roztwory zdolomityzujące wapienne skały oksfordzkie wzbogacone były w żelazo, którego część związana została w dolomicie ankerytowym, część zaś wytrąciła się w postaci piryty, stowarzyszonego z tym dolomit. Na związek zdolomityzacji z pirytyzacją zwrócili już wcześniej uwagę Dzułyński i Żabiński (1954), opisując podobne epigenetyczne utwory w górnourajskich wapieniach obszaru krakowskiego.

W wapiennych skałach jurajskich omawianego obszaru (szczególnie w skałach dolnego i środkowego oksfordu) występują różnego rodzaju utwory krzemionkowe jak: krzemienie, drobne sferolity chalcedonu oraz fragmenty krzemionkowych szczątków organicznych, najczęściej gąbek. Oprócz tego typu wystąpień krzemionki pierwotnej w skałach jurajskich

stwierdzono kalcytowo-kwarcowe, żyłowe utwory epigenetyczne. Są to pionowe i skośne żyłki o miąższości dochodzącej do ok. 1 centymetra. Stosunkowo najwięcej żyłek kalcytowo-kwarcowych zaobserwowano w otworze WB-90. Żyłki te zbudowane są z kryształów kalcytu narastającego na ścianach szczelin, pomiędzy którymi występują gniazdowe skupienia automorficznych ziarn (0,2—0,4 mm) mlecznego kwarcu. Pomiar temperatury homogenizacji inkluzji w kwarcu (wykonane przez A. Kozłowskiego) wynoszą 80—90°C, co wskazuje na hydrotermalne pochodzenie tego kwarcu.

Inny sposób występowania epigenetycznego kwarcu stwierdzony został w otworze WB-93, gdzie, jak już wspomniano, kwarc tworzy cienką powłokę (ok. 1 mm) na romboedrach dolomitu (Pl. I, Fig. 3). Powłoka ta zbudowana jest z ziarn kwarcu, które w sposób poikilitowy obrastają romboedry dolomitu. W ziarnach kwarcu występują liczne relikty dolomitu powodujące szkieletowe wykształcenie tych ziarn. Kwarcowi miejscami towarzyszy kalcyt.

Sposób występowania epigenetycznych utworów kalcytowo-kwarcowych w skałach oksfordzkich na omawianym obszarze nasuwa przypuszczenie, że utwory te powstały w związku z tworzeniem się dolomitów. Wskazuje na to również fakt występowania tego typu utworów w obrębie, lub bliskim sąsiedztwie stref zdolomityzowanych. Można zatem przypuszczać, że zasadowe, hydrotermalne roztwory dolomityzujące wapienne skały jurajskie uruchomiły i lokalnie przemieściły pierwotną krzemionkę tych skał, która następnie została wytrącona w postaci kwarcu (łącznie z kalcytem), po utworzeniu się dolomitów z pirytem.

Uruchomienie i przegrupowanie wolnej krzemionki zawartej w skałach węglanowych, w związku z procesem dolomityzacji tych skał, jest również charakterystyczne dla dolomitów kruszonośnych występujących w wapieniu muszlowym na obszarze śląsko-krakowskim (Górecka 1967, Śliwiński 1978, Mochnacka, Sass-Gustkiewicz 1978).

CHARAKTERYSTYKA MINERALOGICZNA UTWORÓW KRUSZCOWYCH

Kruszce występujące w utworach jury pilecko-olkuskiej wykazują najczęściej formy żyłkowe i naskorupieniowe. Długość pionowych i skośnych żyłek jest nieznaczna (do kilku centymetrów), miąższość waha się w granicach jednego do kilkunastu milimetrów, rzadko do 2 centymetrów. Granica między żyłkami a skałą jest na ogół ostra i wyraźna. Miejscami drobne nagromadzenia siarczków występują także w skale, na granicy z żyłkami.

Kruszce stanowią całkowite lub częściowe wypełnienia szczelin. W tym drugim przypadku tworzą one naskorupienia na powierzchniach

szczelin, których środki są puste lub wypełnione kalcytem. Podobne formy naskorupieniowe spotykane były również niekiedy na powierzchniach drobnych kawern. W partiach skał bardziej porowatych niejednokrotnie można było stwierdzić nieregularne, drobne gniazda kruszców. Nierzadko również występują różnego rodzaju formy zastępień utworów skalnych przez kruszce. Charakterystyczne jest tutaj zastępowanie kruszcami kalcytowych szczątków organicznych (najczęściej mumii gąbek), czy rozwój agregatów kruszczowych kosztem kalcytu nagromadzonego gniazdowo w wapiennej skale. Również, omówione w poprzednim rozdziale, żyłki kalcytowo-kwarcowe są zastępowane, bądź przecinane przez kruszce. Należy podkreślić, że kruszce występujące w strefach zdolomityzowanych skał wapiennych znajdują się w zawsze w pozycji sukcesyjnej, świadczącej o późniejszej ich krystalizacji, w stosunku do dolomitu.

Makroskopowo prawie wyłącznie wyróżnia się dwusiarczki żelaza, reprezentowane — jak wykazały badania mikroskopowe — przez piryty i markasyt. W kilku otworach wiertniczych, w towarzystwie dwusiarczki żelaza, stwierdzono sfaleryt (fig. 1).

W strefach kontaktujących ze skałą agregaty dwusiarczki żelaza posiadają liczne reliktowe wyrostki tej skały (Pl. III, Fig. 1 i 2). Nierzadko również w obrębie tych agregatów występują skorodowane okruchy skały wapiennej (Pl. III, Fig. 3).

Piryty i markasyty ściśle ze sobą współwystępują. W większości tworzą one skupienia wykazujące cechy typomorficzne dla agregatów kolomorficznych. Najlepiej cechy te wyrażone zostały w naskorupieniach, charakteryzujących się pasmową lub koncentryczno-pasmową budową. Piryty i markasyty tworzą tutaj naprzemianległe pasma. Wewnętrzne partie naskorupień, w bezpośrednim kontakcie ze skałą, z reguły tworzy pasmo pirytowe, na którym z kolei narasta pasmo markasytowe, a na nim ponownie — pasmo pirytowe (Pl. III, Fig. 1 i 4). W przypadku koncentryczno-pasmowej budowy agregatów FeS_2 często w środku znajduje się ziarno pirytu, obrośnięte promieniście ułożonymi kryształami markasytu, na których narastają kryształy pirytu (Pl. III, Fig. 2). W obu opisywanych przypadkach charakterystyczny jest wzrost idiomorfizmu i wielkości kryształów FeS_2 (od setnych części mm do 0,5 mm), w kierunku do zewnętrznych partii naskorupień. Znacznie rzadziej zewnętrzne pasmo pirytowe jest słabo wykształcone, w postaci bardzo drobnych ziarn pirytu narosłych na większych kryształach markasytu (Pl. III, Fig. 4).

Markasyt występuje w postaci tabliczkowych lub pręcikowych kryształów ułożonych bezładnie bądź, co obserwuje się częściej, poszczególne osobniki markasytu zorientowane są swą dłuższą osią prostopadle lub promieniście do powierzchni narastania. W narastających na markasycie kryształach pirytu często zaznaczona jest pasowa budowa — wzdłuż stref wzrostu występują reliktowe wrostki ciał obcych (Pl. III, Fig. 1).

Dwusiarczki żelaza tworzące żyłki (całkowite wypełnienia szczelin), gniazda oraz zastąpienia wykształcone są nieco inaczej. Tutaj na ogół piryt przeważa nad markasytem. Piryty występują w postaci ziarnistych agregatów, o rozmiarach ziarn sięgających 1 mm średnicy. Większe ziarna pirytu wykazują idiomorfizm i budowę pasową, podkreśloną wrostkami ciał obcych. Wrostki takie obserwuje się również wzdłuż granic międzyziarnowych. Ziarna pirytu zwykle przerastane są z tabliczkowym markasytem. Tabliczki markasytu ułożone są bezładnie, bądź tworzą równoległe lub promieniste zrosty.

Sfaleryt tworzy drobne skupienia, zwykle nie przekraczające 1—2 mm wielkości, sporadycznie ok. 1 cm. W większości sfaleryt możliwy był do wyróżnienia dopiero w trakcie badań mikroskopowych. Stosunkowo większe jego koncentracje stwierdzone zostały w otworach WB-84, WB-90 i WB-115. W otworach WB-84 i WB-90 okruszczone sfalerytem są zarówno utwory doggerskie (górnny bajos? i kelowej), jak i oksfordzkie. W otworze WB-115 sfaleryt stwierdzony został w utworach należących prawdopodobnie do keloweju. W pozostałych otworach (fig. 1) sfaleryt napotkano tylko w utworach oksfordzkich.

Cechy typomorficzne badanego sfalerytu pozwalają na wyróżnienie dwóch jego odmian: ziarnisto-izometrycznej i koncentryczno-pasmowej. Dominuje sfaleryt ziarnisto-izometryczny, stwierdzony w utworach doggerskich i oksfordzkich. Występuje on w postaci izolowanych, najczęściej idiomorficznych ziarn (do 0,7 mm) lub ich agregatów. Sfaleryt ziarnisty narasta na naskorupieniach dwusiarczków żelaza, przeważnie na pirycie (Pl. IV, Fig. 1). Z pirytem sfaleryt tworzy kontakty proste lub otacza jego ziarna. Miejscami sfaleryt wnika, zatokowo lub żyłkowo, w głąb naskorupień FeS_2 . W przypadku, gdy ziarna sfalerytu w szczelinach narastają bezpośrednio na skale, lub gdy wypierają kalcytowe fragmenty skały (również szczątków organicznych) wtedy w sfalerycie występują liczne, nieregularnie rozmieszczone relikty tej skały. Ponadto, w agregatach sfalerytowych relikty ciał obcych obserwowane były miejscami wzdłuż granic międzyziarnowych.

Barwa sfalerytu ziarnistego jest brązowa, w odcieniach jasnych i ciemnych. Sfaleryt ten posiada najczęściej strukturę pasową (Pl. IV, Fig. 2), rzadziej lamelową; refleksy wewnętrzne miodowe, brązowe, niekiedy czerwone.

Sfaleryt o budowie koncentryczno-pasmowej spotykany był rzadko i tylko w utworach oksfordzkich. Tworzy on 1—3 mm jasnobrązowe skupienia w towarzystwie sfalerytu ziarnistego. Takie skupienia zbudowane są z koncentrycznie i naprzemianlegle ułożonych pasm sfalerytu, różniących się barwą i strukturą (P. IV, Fig. 3). Pasma ciemniejsze wykształcone są w postaci sfalerytu ziarnistego, pasma jaśniejsze zaś buduje sfaleryt kryptokrystaliczny lub włóknisty. Zwykle wewnętrzne i zewnętrzne strefy reprezentowane są przez sfaleryt ziarnisty, przy czym kryształy sfa-

lerytu budującego zewnętrzne pasma są zawsze największe. Pasma środkowe tworzy sfaleryt kryptokrystaliczny i włóknisty o orientacji osi włókien prostopadłej do powierzchni narastania. Grubość pasm wynosi około 0,1—0,2 mm. Wzdłuż granic pasm sfalerytu występują wrostki ciał obcych, podkreślające strefy wzrostu poszczególnych pasm.

W badanych próbkach stosunkowo większe koncentracje sfalerytu stwierdzono w utworach doggerskich (głównie kelowejskich), w porównaniu z oksfordzkimi (Tabela 1). W jednym otworze (WB-84) stwierdzono sfaleryt w zlepieńcach należących prawdopodobnie do górnego bajosu. Sfaleryt grubokrystaliczny (średnice kryształów do 1 mm) tworzy tutaj kilkumilimetrowe agregaty zastępujące kalcytowe spoiwo zlepieńca kwarcowego (Pl. IV, Fig. 4).

Dwusiarczki żelaza występują głównie w utworach oksfordzkich, gdzie tworzą znacznie większe koncentracje, w porównaniu z utworami doggerskimi (Tabela 1).

Pomimo ilościowego zróżnicowania wystąpień FeS_2 i ZnS w utworach doggerskich i oksfordzkich, sposób występowania oraz cechy typomorficzne tych kruszców wskazują na podobne warunki krystalizacji. Potwierdzają to również badania (wykonane przez A. Kozłowskiego) inkluzji w sfalerycie ziarnistym z utworów kelowejskich (WB-115) i oksfordzkich (WB-90). Pomiarzy temperatury homogenizacji inkluzji w sfalerycie z utworów kelowejskich wynoszą 65—90°C, a w sfalerycie z utworów oksfordzkich 70—85°C.

Z minerałów niekruszcowych, stowarzyszonych z kruszcami, niekiedy występuje **k a l c y t**, spotykany najczęściej w próbkach z otworów koło Osieka. Jest to kalcyt bezbarwny, występujący w postaci grubokrystalicznych agregatów na naskorupieniach kruszców (Pl. III, Fig. 1 i 4).

Utwory kruszcowe są bardzo często spękane (Pl. III, Fig. 2; Pl. IV, Fig. 3), piryty miejscami jest skataklazowany. Obserwuje się też nieznaczne przesunięcia fragmentów agregatów kruszcowych.

W otworze WB-63 koło Osieka (fig. 1), stwierdzony został **b a r y t**. Tutaj w marglach dolnooksfordzkich występuje wkładka brekcji. Brekcja składa się z okruchów uwęglonych fragmentów drewna i skał wapiennych scementowanych grubokrystalicznym barytem. Ponadto występuje chalcedon (mała ilość kwarcu), który tworzy sferolity i cienkie otoczki dookoła okruchów uwęglonego drewna. Fragmenty drewna okruszcowane są drobnoziarnistym pirytem. Brekcja poprzecinana jest cienkimi żyłkami kalcytu. Pochodzenie tego barytu nie jest jasne (lokalne wystąpienie) i w chwili obecnej trudne do wyjaśnienia. Jednak, występowanie barytu w utworach oksfordzkich wymaga odnotowania, ze względu na częste koncentracje barytu w towarzystwie śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu.

Przeprowadzone badania utworów kruszcowych stwierdzonych w skałach jurajskich na obszarze pilecko-olkuskim wskazują, że utwory te

wytrąciły się z roztworów rzeczywistych o charakterze hydrotermalnym. W pierwszej kolejności krystalizowały dwusiarczki żelaza, następnie sfaleryt (prawdopodobnie również galena); jako ostatni krystalizował kalcyt. Wykonane badania prowadzą do wniosku o mineralogicznym pokrewieństwie kruszców z utworów jurajskich z kruszcami Zn-Pb występującymi w utworach triasowych i młodopaleozoicznych na obszarze śląsko-kra-kowskim. Należy podkreślić, iż podana przez Harańczyka (1957) charakterystyka geochemiczna pirytu z utworów oksfordzkich Rudnicy i Jaroszowca przemawia również na korzyść postulowanej hipotezy. Pokrewieństwo mineralogiczne wyraża się wspólnymi cechami kruszców Zn-Pb (z utworów mezozoicznych i paleozoicznych) takimi jak: formy występowania, tekstury i struktury, skład mineralny, fizyczno-chemiczne warunki krystalizacji (por.: Gałkiewicz, Harańczyk, Szostek 1960, Harańczyk, Szostek, Filipowicz-Lesiak 1971, Górecka 1972, Chu-Tuan-Nha, Kubisz 1973, Karwowski, Kozłowski, Roedder 1979).

ZWIĄZEK OKRUSZCOWANIA Z TEKTONIKĄ

Prace kartograficzne (Bednarek 1974, Zapaśnik 1977) w połączeniu z profilami licznych wierceń stały się podstawą sporządzenia mapy tektonicznej pokrywy mezozoicznej obszaru pilecko-olkuskiego (fig. 1).

Obszar jury pilecko-olkuskiej charakteryzuje się budową uskokowo-blokową. Większość uskoków reprezentuje dwa systemy, o kierunkach $10-30^\circ$ i $95-120^\circ$. Rzadziej występują dyslokacje o kierunkach NW-SE i NE-SW oraz NNW-SSE i NEE-SWW. Gęsta sieć uskoków, należących do różnych systemów, nadała obszarowi charakter megabrekcji, gdzie poszczególne bloki porozbijane są na jednostki niższego rzędu, nachylone względem siebie niezależnie od generalnego kierunku zapadania struktur nadrzędnych (por. Burzewski 1969). Istotną cechą budowy geologicznej obszaru jury pilecko-olkuskiej jest powszechnie antytetyczny charakter uskoków.

Struktury tektoniczne są asymetrycznymi rowami i zrębami. Z jednej strony ogranicza je zwykle wyraźna strefa dyslokacyjna, z drugiej, wznoszą się one lub opuszczają szeregiem stopni uskokowych. Ten typ struktur reprezentują m.in. równoleżnikowe rowy Pilicy i Wolbromia. Również strefa dyslokacyjna siewiersko-kolbarska (zaznaczona na fig. 1 uskokami między Rodakami i Kolbarkiem) jest północną krawędzią asymetrycznego rowu, w obrębie którego leżą bloki Chechła, Golczowic i Chrzastowic. Ku wschodowi strefa ta znajduje swoje przedłużenie w systemie dyslokacji Dłubni, zaznaczonym na fig. 1 uskokami w okolicy Podchybia i Głanowa. Pośredni rodzaj struktur reprezentują przechylone bloki, rozdzielone szeregami uskoków antytetycznych.

Osobliwymi strukturami tektonicznymi są południkowe strefy uskokowe, interpretowane jako prawoskrętne uskoki przesuwcze (Bednarek 1974, 1978, Zapaśnik 1977). Należą do nich strefy Karlin-Olkusz, Dłużec-Zederman oraz zespół uskoków występujących na południe od Budzyna (fig. 1). Szerszy zasięg regionalny ma szczególnie strefa Karlin-Olkusz. Jej przedłużenie ku północy widoczne jest jeszcze co najmniej w rejonie Kroczyca. Od miejsca przecięcia się strefy Karlin-Olkusz ze strefą siewiersko-kolbarską kuesta jurajska zmienia kierunek swego przebiegu z NW-SE na N-S. Ten południkowy kierunek zachowany jest aż do krawędzi nasunięcia karpackiego. Z linią wyznaczoną przez południk Karlin-Olkusz wiąże się jeszcze jedna prawidłowość regionalna. Wzdłuż tej linii załamują się równoleżnikowe rowy i zręby Jury Polskiej, zmieniając swój bieg z W-E na NW-SE. Dotyczy to w równym stopniu rowu krzeszowickiego (Bogacz 1967), struktur rejonu Olkusza oraz strefy siewiersko-kolbarskiej.

Druga południkowa strefa Dłużec-Zederman prawdopodobnie ma również większy zasięg regionalny. Pośrednio można wnioskować, że jest to linia, wzdłuż której następuje koncentracja pewnych zjawisk tektonicznych dalej ku północy. Świadczyć o tym może na przykład urywanie się od zachodu rowu Pilicy, wzdłuż jej północnego przedłużenia.

Deformacje pokrywy jurajskiej monokliny śląsko-krakowskiej zachodziły w trakcie ruchów młodokimeryjskich, laramijskich, miocenijskich, a w mniejszym stopniu — subhercyńskich (Bogacz 1967, Burzewski 1969, Jawor 1970, Marcinowski 1974, Bednarek 1974, Zapaśnik 1977). Monoklina zaczęła kształtować się w fazie młodokimeryjskiej, a ostatecznie powstała w fazie laramijskiej (Burzewski 1969, Kutek, Głazek 1972). Najbardziej czytelna i najgęstsza sieć uskoków związana jest z ruchami miocenijskimi. Wiele spośród tych uskoków odnawia dyslokacje młodokimeryjskie i laramijskie, nie zawsze z tym samym znakiem przesunięcia.

Należy podkreślić zgodność przebiegu większych stref dyslokacyjnych w pokrywie jurajskiej z przebiegiem warwicyjskich struktur tektonicznych w podłożu paleozoicznym (Bednarek 1974, 1978). Tak na przykład strefa Karlin-Olkusz pokrywa się dokładnie ze strefą prawoskrętnych uskoków przesuwczych, stwierdzonych w podłożu podmezozoicznym, a strefa siewiersko-kolbarska dostosowuje się do załamania elementów tak zwanego „wału debnicko-siewierskiego”. Nie tylko uskoki, lecz również ważne granice facjalne i strefy zmian miąższości różnych ogniw pokrywy mezozoicznej naśladują plan budowy podłoża paleozoicznego. Zgodność ta dotyczy tak różnych ogniw jak ret, wapień muszlowy, piaskowce kościeliskie, zlepieniec bajoskie, ily batońskie, wapienie i margle kelowejskie i oksfordzkie (Bednarek 1974, 1978).

Wymienione cechy tektoniczne pozwalają stwierdzić, że obszar jury pilecko-olkuskiej charakteryzuje się budową blokową, opartą na przedmezozoicznych, co najpóźniej warwicyjskich założeniach. Granice blo-

ków były miejscami szczególnej koncentracji zaburzeń tektonicznych w fazach ich aktywności, a zarazem były granicami rejonów facjalnych w okresach subsydencji i sedymentacji. Obszar ten wykazywał przy tym, co najmniej od jury, stałą tendencję do przestrzennego rozluźniania. Świadczy o tym wyłączna obecność w pokrywie jurajskiej uskoku normalnych, co zostało dobitnie potwierdzone pracami kartograficznymi (Dżułyński 1953, Bogacz 1967, Bednarek 1974, Zapaśnik 1977).

Sposób występowania kruszców w utworach jury pilecko-olkuskiej wskazuje na ścisły związek okruszcowania z tektoniką. Ma to swój wyraz w zdecydowanej przewadze koncentracji utworów kruszczowych w pionowych i skośnych (często sprzężonych) spękaniach pochodzenia tektonicznego. Wiek tych spękań, w rdzeniach wiertniczych, nie jest w poszczególnych przypadkach możliwy do określenia. Ogólna analiza tektoniczna pozwala stwierdzić, że istnieją okruszcowane systemy spękań powstałe przed tektonizacją miocenną.

Wyraźny związek okruszcowania z tektoniką widoczny jest również przy regionalnej analizie rozmieszczenia utworów kruszczowych w jurze pilecko-olkuskiej (fig. 1). Szczególna koncentracja kruszców stwierdzonych w rdzeniach wiertniczych występuje w centralnej części rozpatrywanego obszaru, w miejscu przecięcia się dwóch walnych stref dyslokacyjnych — siewiersko-kolbarskiej (z jej przedłużeniem w strefę Dłubni) i strefy Dłużec-Zederman, przedłużającej się prawdopodobnie ku północy. Zaznaczone przez autorów przypuszczalne strefy rozprzestrzenienia mineralizacji kruszczowej typu Zn-Pb w utworach jurajskich mają rozciągłość południkową oraz NWW-SEE. Autorzy zdają sobie sprawę, że ilość zaznaczonych na fig. 1 punktów mineralizacji kruszczowej w utworach jurajskich może budzić niepokój co do wiarygodności wyznaczonych stref kruszczowych. Szczególnie odnosi się to do strefy NWW-SEE. Jednak należy podkreślić, iż wszystkie otwory okruszcowane, z kilkudziesięciu przebadanych, zlokalizowane były w tych strefach, natomiast wszystkie płonne — poza nimi.

Inne wystąpienia kruszców typu Zn-Pb (Rudnica, Jaroszewiec) w utworach jurajskich — najbogatsze z poznanych do tej pory — skoncentrowane są w obrębie południkowej strefy tektonicznej Karlin-Olkusz (fig. 1). Należy podkreślić, że w strefie tej, przedłużającej się — jak wspomniano wyżej — ku południowi, występują bogate złoża rud cynku i ołowiu w węglanowych skałach triasowych, dolnokarbońskich i dewońskich (np. złoża rejonu olkuskiego — Harańczyk, Szostek, Filipowicz-Leśiak 1971, Górecka 1972).

Zdaniem autorów koncentracja utworów kruszczowych związane są z jednej strony z walnymi strefami południkowymi, złożonymi z uskoku przesuwczych o starych założeniach, a z drugiej strony, z największymi strefami dyslokacji normalnych o przebiegu NWW-SEE lub W-E. W tej sytuacji uprzywilejowane stają się miejsca krzyżowania się tych stref.

Szczególna rola uskoków przesuwczych w procesach hydrotermalnych, jako tych, które muszą być głęboko zakorzenione w skorupie ziemskiej podnoszona była już w literaturze (np. Jaroszewski 1973). Warto nadmienić, iż istnieje domniemanie o związku równoleżnikowych rowów na obszarze pilecko-olkuskim (np. rów Pilicy), z wcześniejszymi przemieszczeniami typu lewoskrętnych uskoków przesuwczych (Bednarek 1974).

Przyjmując hydrotermalny charakter roztworów kruszconośnych należy wziąć pod uwagę poziomy skał nieprzepuszczalnych lub słabo przepuszczalnych, o regionalnym rozprzestrzenieniu. Na obszarze jury pilecko-olkuskiej horyzontem takim (górnny ekran, por. Tabela 1) był poziom wapnia skalistego głównego, w okresie poprzedzającym jego silną tektonizację i skrasowienie. Wapienie skaliste są utworami praktycznie pozbawionymi przepuszczalności porowej, a ponadto dzisiaj jeszcze rzadko spękanymi. Te zresztą cechy, w połączeniu z ich wykształceniem litologicznym, umożliwiły wtórnie rozwój w obrębie wapieni skalistych systemów kresowych znanych z obszaru monokliny śląsko-krakowskiej. Zdecydowana większość badaczy wiąże rozwój procesów krasowych na obszarze monokliny z młodszym trzeciorzędem, a co najwyżej z paleogenem.

W oparciu o powyższe rozważania można założyć, iż migracja roztworów kruszconośnych była związana z ruchami starszymi od tych, które spowodowały silną tektonizację i spękanie górotworu. Tak więc można domniemywać, że okres tworzenia się utworów kruszcowych w jurze olkusko-pileckiej zamyka się w przedziale czasowym najwyższa jura — najwyższa kreda.

UWAGI KOŃCOWE

Przejawy mineralizacji kruszcowej występujące w utworach jurajskich jury pilecko-olkuskiej wykazują genetyczne pokrewieństwo ze śląsko-krakowskimi złożami cynku i ołowiu. Autorzy przyjmują pogląd o hydrotermalnym (teletermalnym) pochodzeniu złóż śląsko-krakowskich, utworzonych w kilku etapach. Badania utworów kruszcowych na obszarze jury pilecko-olkuskiej pozwalają sądzić o przedtrzeciorzędowym okresie tworzenia się tych kruszców. Postawić należy pytanie, czy mineralizacja kruszcowa stwierdzona w utworach jurajskich rejonu pilecko-olkuskiego jest końcowym przejawem gasnącej działalności hydrotermalnej na obszarze śląsko-krakowskim. Przy obecnym stanie badań trudno jest na to pytanie jednoznacznie odpowiedzieć.

Na obszarze jury pilecko-olkuskiej można wyróżnić dwa etapy (fazy) tworzenia się hydrotermalnej mineralizacji: etap wcześniejszy — dolo-

mityzacja, połączona z pirytyzacją i etap późniejszy — kruszcowy (FeS_2 , ZnS , PbS , CaCO_3 , BaSO_4 ?). Podobna generalna dwuetapowość mineralizacji charakterystyczna jest również dla złóż kruszczowych z węglanowych utworów triasowych i młodopaleozoicznych. Okres tworzenia się dolomitów i kruszców typu Zn-Pb, występujących w utworach jurajskich na obszarze pilecko-olkuskim, zamyka się prawdopodobnie w przedziale czasowym najwyższa jura — najwyższa kreda.

Zdaniem autorów, szczególnie uprzywilejowane dla koncentracji utworów kruszczowych są walne strefy tektoniczne o przebiegu N-S i NWW-SEE, bądź W-E, z których, przynajmniej te pierwsze są dyslokacjami typu przesuwczego, opartymi na starszych założeniach tektonicznych. Miejsca krzyżowania się tych stref są automatycznie najbardziej perspektywiczne.

W przedjurajskim podłożu również widoczne są tektoniczne uwarunkowania formowania się złóż cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim. Na przykład szczególne nagromadzenie tych złóż występuje w miejscu krzyżowania się południkowej strefy dyslokacyjnej Karlin—Olkusz ze strefą dyslokacyjną siewiersko-kolbarską. Również w rejonie rowu krzeszowickiego złoża cynku i ołowiu występują w miejscu przecięcia się południowego przedłużenia strefy Karlin-Olkusz z systemem uskoków wyznaczających północną krawędź rowu krzeszowickiego. W miejscu tym występuje załamanie się uskoków obrzeżających od północy rów krzeszowicki, które zmieniają tu kierunek z W-E na NW-SE, właściwy dla zapadliska chrzanowskiego.

W świetle powyższych rozważań wydaje się, iż kryterium tektoniczne winno stać się istotnym elementem prognozy poszukiwawczej za złożami kruszczowymi, w szeroko rozumianym regionie śląsko-krakowskim.

Autorzy składają serdeczne podziękowania Profesorowi Janowi Kutkowi za życzliwą dyskusję.

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Bednarek J. (1974), Budowa geologiczna strefy wychodni górnojurajskich między Zawierciem, Łazami i Pilicą. Maszynopis, Biblioteka Wydziału Geologii UW. Warszawa.
- Bednarek J. (1978), Wrench Faults on the North-Eastern Margin of the Upper-Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Polon. Sci., de la Terre*, 26, 3/4: 155—161. Warszawa.
- Bogacz K. 1967. Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego. The geological structure of the northern border of the Krzeszowice Graben. *Pr. geol. PAN, Oddział w Krakowie*, 41: 1—66. Warszawa.
- Bukowy S., Ślósarz J. (1968), Wyniki wiercenia Bębło. The results of Bębło borehole. *Biul. Inst. Geol.*, 212: 7—34. Warszawa.
- Burzewski W. (1967), O występowaniu dolomitów w górnej jurze Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. *Spraw. Posiedz. Komis. PAN, Oddział w Krakowie*, styczeń-czerwiec 1966: 222—224. Kraków.

- Burzewski W. (1969), Strukturalne warunki jury olkusko-wolbromskiej jako brzegowe dla hydrodynamiki złóż naftowych niecki nidziańskiej. Les conditions structurales du jurassique de la région d'Olkusz et de Wolbrom comme bordières pour les gisements pétrolifères du bassin de Nida. *Pr. Geol. PAN, Oddział w Krakowie*, 61: 1—65, Warszawa.
- Chu-Tuan-Nha, Kubisz J. (1973), Cechy typomorficzne siarczków Zn, Pb i Fe ze złóż śląsko-krakowskich. Typomorphic features of Zn, Pb and Fe sulphides from the Silesian-Cracovian ore deposits. *Pr. mineral. PAN, Oddział w Krakowie*, 32: 1—49. Warszawa.
- Dżułyński S. (1953), Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta geol. pol.*, 3, 3: 325—440. Warszawa.
- Dżułyński S., Zabiński W. (1954), Ciemne wapienie w jurze krakowskiej. *Acta geol. pol.*, 4, 1: 181—190. Warszawa.
- Gałkiewicz T., Harańczyk C., Szostek L. (1960), Pojurajskie okruszcowanie utworów w zasięgu dewon — jura rejonu Olkusz—Klucze. *Rudy i Met. nieżel.*, 4: 124—131. Katowice.
- Gilbert Ch. M., Turner F. J. (1949), Use of the universal stage in sedimentary petrography. *Am. Jour. Sci.*, 34: 1—26.
- Górecka E. (1967), Występowanie wolnej krzemionki w dolomitach kruszczonośnych i kruszczach niecki bytomskiej. Sur la présence de la silice dans les dolomies métallifères et dans les minerais du Bassin de Bytom. *Acta geol. pol.*, 17, 2: 315—323. Warszawa.
- Górecka E. (1970), Przejawy mineralizacji kruszczowej w utworach paleozoicznych z Będkowic koło Krzeszowic. Ore mineralization in Paleozoic rocks at Będkowitz, Cracow Upland. *Acta geol. pol.*, 20, 2: 325—333. Warszawa.
- Górecka E. (1972), Mineralizacja kruszczowa w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego. Ore mineralization in Paleozoic rocks of the Silesian-Cracow area. *Acta geol. pol.*, 22, 2: 275—325. Warszawa.
- Harańczyk C. (1957), Pierwiastki śladowe w minerałach kruszczowych z śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowianych. Trace Elements in Ore Minerals Taken from Silesian-Cracovian Zinc-Lead Deposit. *Biul. Inst. Geol.*, 115: 63—126. Warszawa.
- Harańczyk C., Szostek L., Filipowicz-Lesiak W. (1971), Związek mineralizacji Zn-Pb z odwróconymi uskokami rowu kompresyjnego Klucze-Jaroszowiec. Relation of the Zn-Pb mineralization to the thrust faults of the compression graben Klucze - Jaroszowiec. *Biul. Inst. Geol.*, 241: 61—82. Warszawa.
- Jaroszewski W. (1973), Analiza tektoniczna pól naprężeń jako kryterium poszukiwawcze. Tectonic analysis of stress as a prospecting criterion. *Przeegl. geol.*, 10: 523—528. Warszawa.
- Jawor E. (1970), Wgłębna budowa geologiczna na wschód od Krakowa. The structure of the deep substratum in the region east of Cracow. *Acta geol. pol.*, 20, 4: 709—765. Warszawa.
- Karwowski Ł., Kozłowski A., Roedder E. (1979), Gas-Liquid Inclusions in Minerals of Zinc and Lead Ores from the Silesia-Cracow Region. *Prace Inst. Geol.*, 95: 87—96. Warszawa.
- Kutek J., Głazek J. (1972), The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta geol. pol.*, 22, 4: 603—653. Warszawa.
- Kuźniar C. (1925), Złóża pirytu w okolicy Kluczów pod Olkuszem. Les gisements de pyrite dans les environs de Klucze près d'Olkusz. *Spraw. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, 3, 1/2: 15—39. Warszawa.
- Marcinkowski R. (1974), The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. *Acta geol. pol.*, 24, 1: 117—217. Warszawa.

- Mochracka K., Sass-Gustkiewicz M. (1978), Metasomatic processes along the contact of the ore-bearing dolomite with limestones (Olkusz mine, Cracow-Silesian Zn-Pb ore district). *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 48, 2: 183—191. Kraków.
- Śliwiński S. (1978), Dolomity kruszonośne. Ore-bearing dolomites. *Prace Inst. Geol.*, 83: 121—135. Warszawa.
- Zapaśnik T. (1977), Tektonika pokrywy jurajskiej obszaru olkusko-wolbromskiego. Maszynopis, Biblioteka Wydziału Geologii UW. Warszawa.

SUMMARY

Zinc-lead mineralization phenomena (examined in bore-hole samples) are observed in Dogger and Oxfordian rocks in the Pilica-Olkusz region (Fig. 1, Tab. 1), being a part of the Silesian-Cracovian Monocline. They display genetic relationship with the Silesian-Cracovian zinc-lead deposits, occurring in pre-Jurassic basement. Two stages of hydrothermal mineralization can be distinguished in Jurassic series. The earlier stage — dolomitization was accompanied by pyritization (Pl. I and II) whereas the later one consisted in the formation of ores (FeS_2 , ZnS, PbS, CaCO_3 , BaSO_4 ? — Pl. III and IV).

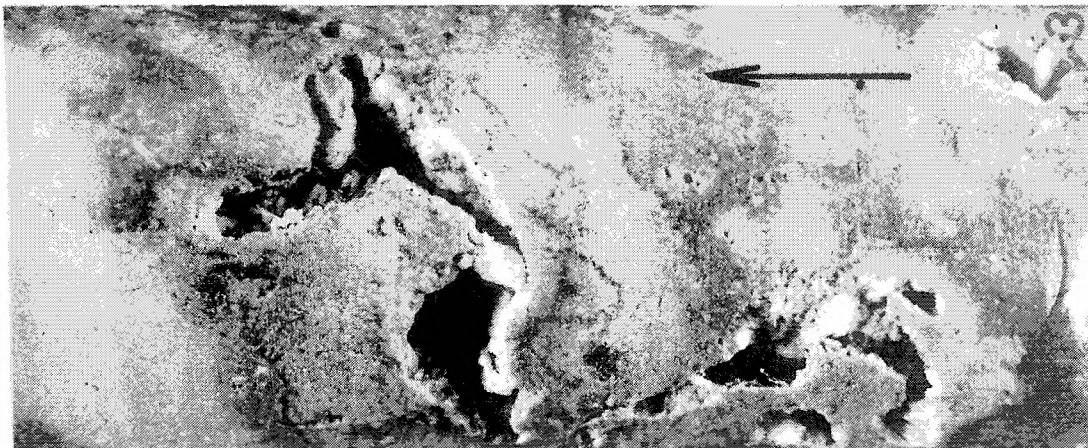
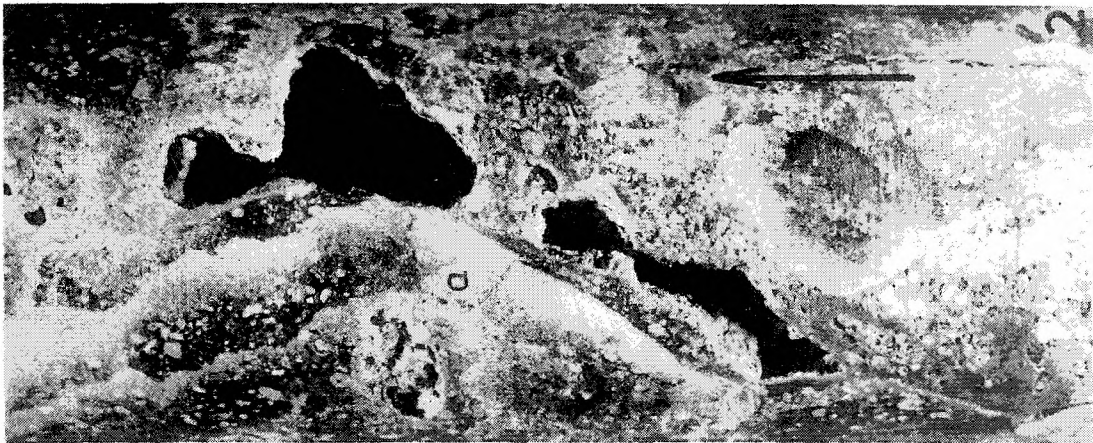
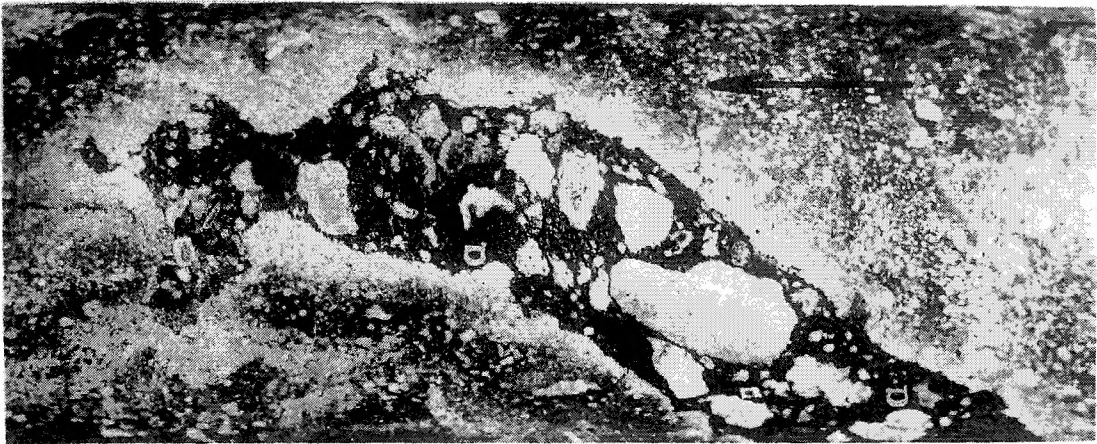
The dolomites and ores examined were formed before Tertiary and the period of their origin is supposed to correspond to the interval Uppermost Jurassic — Uppermost Cretaceous.

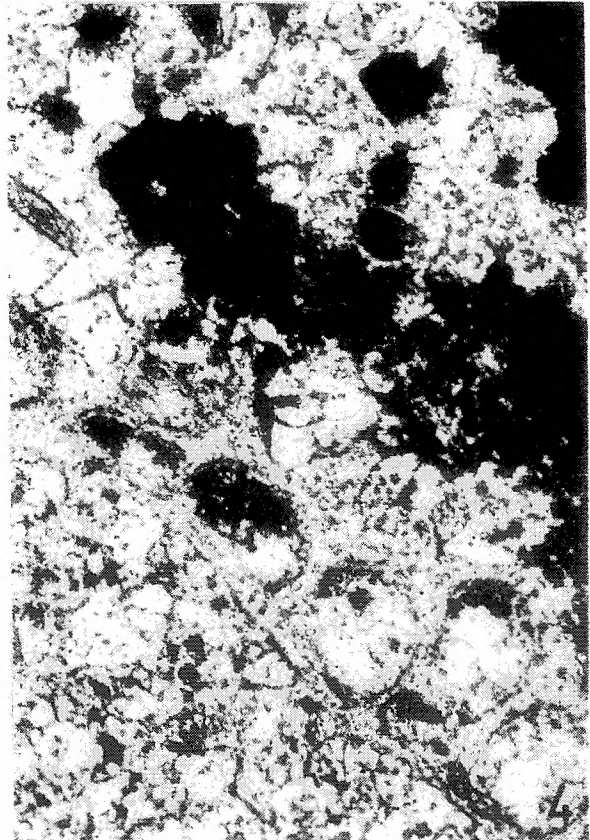
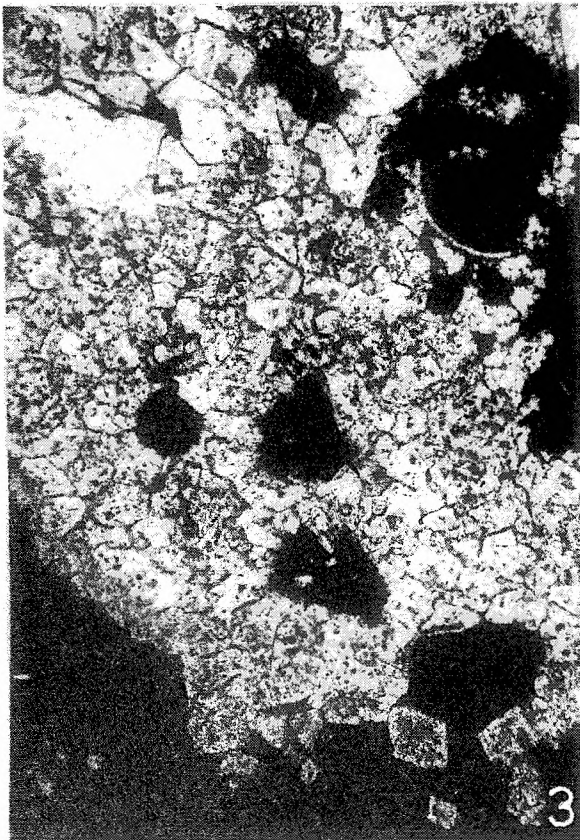
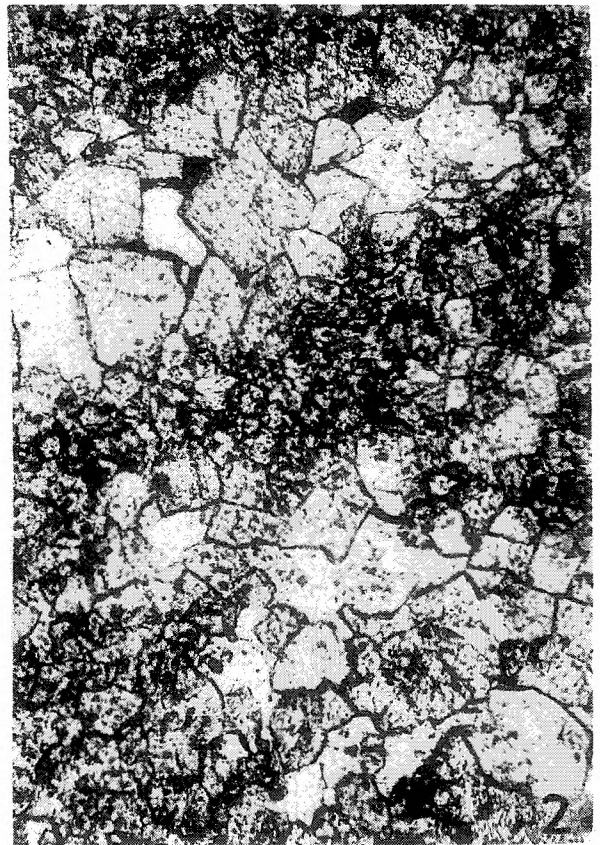
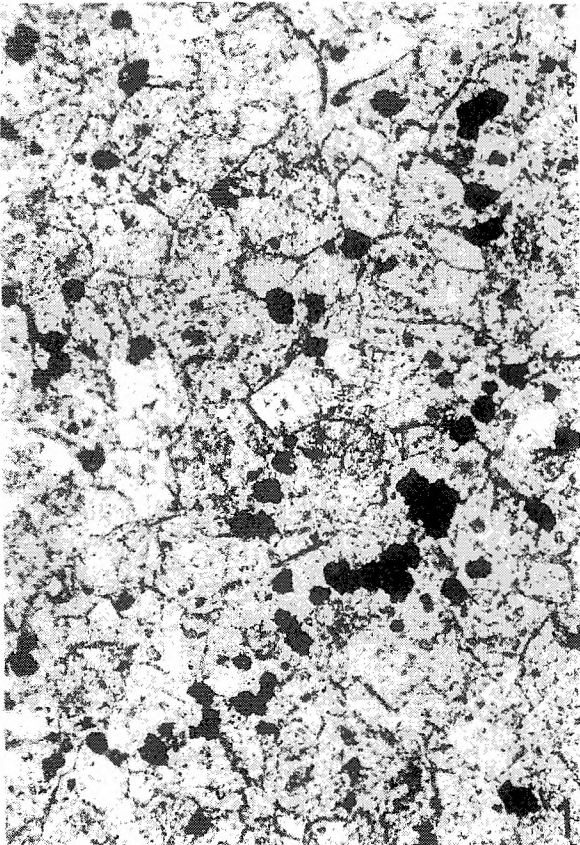
In the present authors opinion, numerous data on the formation of epithermal Zn-Pb ores can be obtained by studying their relation with tectonic evolution of the region. The distribution of ore series in the Pilica-Olkusz region follows the tectonic pattern of the area. Particularly favouring are general tectonic zones showing N-S and NWW-SEE strike (locally also W-E). The two former are dislocation of transcurrent type, following older for the concentration of ores (Fig. 1).

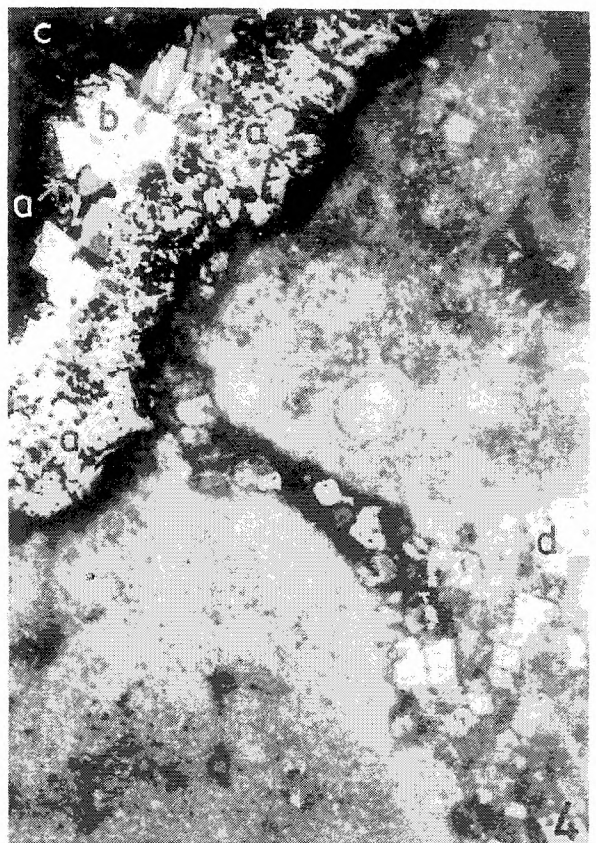
OBJAŚNIENIA PLANSZ — EXPLANATION TO PLATES

Plansza — Plate I

- Fig. 1. Marglista brekcja wapienna zastąpiona częściowo dolomitem (a). Otwór WB-93, fragment rdzenia; $\times 0,8$.
- Fig. 1. Marly limestone breccia partly replaced by dolomite (a). Borehole WB-93, fragment of drill core, $\times 0,8$.
- Fig. 2. Marglista brekcja wapienna, partiami zdolomityzowana. Kawerny (czarne) i szczeliny ułożone są współkształtnie do mumii gąbki (a). Otwór WB-93, fragment rdzenia; $\times 0,8$.
- Fig. 2. Marly limestone breccia, partly dolomitized. Caverns (black) and fissures are oriented concordantly with relic of a sponge (a). Borehole WB-93, fragment of drill core, $\times 0,8$.







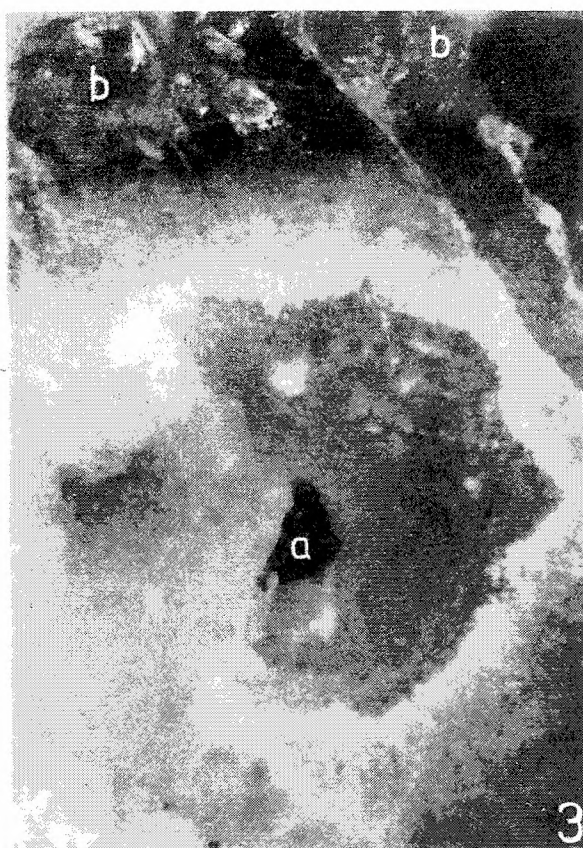


Fig. 3. Wapień marglisty, partiami zdolomityzowany. Na ścianach kawern (czarne) występują romboedry dolomitu, pokryte powłoką kwarcu. Otwór WB-93, fragment rdzenia; $\times 0,8$.

Fig. 3. Marly limestone, partly dolomitized. On the walls of caverns (black), there occur dolomite rhomboheders, covered with quartz envelope. Borehole WB-93, fragment of drill core, $\times 0.8$.

Plansza — Plate II

Fig. 1. Dolomit z kryształkami pirytu (czarne). Otwór WB-93; światło przechodzące, jeden nikol, $\times 125$.

Fig. 1. Dolomite with pyrite crystals (black). Borehole WB-93, transmittant light, one nicol, $\times 125$.

Fig. 2. Dolomit różnoziarnisty; widoczne kierunkowe ułożenie większych romboedrow dolomitu. Otwór WB-93; światło przechodzące, jeden nikol, $\times 45$.

Fig. 2. Unevenly-grained dolomite. Oriented distribution of larger dolomite rhomboheders is visible. Borehole WB-93, transmittant light, one nicol, $\times 45$.

Fig. 3. Resztki mikrytu (czarne), z fragmentem skorupki małżoraczka, wśród dolomitu różnoziarnistego (białe). Otwór WB-93; światło przechodzące, jeden nikol, $\times 45$.

Fig. 3. Micrite relics (black) with a fragment of Ostracoda shell within unevenly-grained dolomite (white). Borehole WB-93, transmittant light, one nicol, $\times 45$.

Fig. 4. Resztki mikrytu (czarne) wśród dolomitu; widoczny fragment częściowo zdolomityzowanego mszywiołu. Otwór WB-93; światło przechodzące, jeden nikol, $\times 60$.

Fig. 4. Micrite relics (black) in dolomite. A fragment of partly dolomitized Bryozoa is observed. Borehole WB-93, transmittant light, one nicol, $\times 60$.

Plansza — Plate III

Fig. 1. Naskorupienie dwusiarczków żelaza o teksturze pasmowej; a — piryt, b — markasyt, c — kalcyt, d — wapień, e — strefa pirytu z relikami wapienia. Otwór WB-61; światło odbite, nikole częściowo skrzyżowane, $\times 90$.

Fig. 1. Incrustation of iron bisulphides showing banded texture: a — pyrite, b — marcasite, c — calcite, d — limestone, e — pyritic zone with relics of limestone. Borehole WB-61, reflected light, partly crossed nicols, $\times 90$.

Fig. 2. Naskorupienie dwusiarczków żelaza o teksturze koncentryczno-pasmowej; a — piryt, b — markasyt, c — wapień, d — strefa FeS_2 z relikami wapienia. Kruszcze są spękane. Otwór WB-61; światło odbite, nikole częściowo skrzyżowane, $\times 45$.

Fig. 2. Incrustation of iron bisulphides showing concentric-banded texture: a — pyrite, b — marcasite, c — limestone, d — FeS_2 zone with limestone relics. Ores are fissured. Borehole WB-61, reflected light, nicols partly crossed, $\times 45$.

Fig. 3. Skorodowany i spękany okruszek wapienia mikrytowego wśród agregatów markasytu. Otwór BJ-79; światło odbite, nikole częściowo skrzyżowane, $\times 45$.

Fig. 3. Corroded and fissured fragment of microtic limestone within marcasite aggregates. Borehole BJ-79, reflected light, nicols partly crossed, $\times 45$.

Fig. 4. Naskorupienie dwusiarczków żelaza o teksturze pasmowej narosłe na częściowo zdolomityzowanym wapieniu; a — piryt, b — markasyt, c — kalcyt, d — romboedry dolomitu. Otwór WB-40; światło odbite, nikole częściowo skrzyżowane, $\times 45$.

Fig. 4. Incrustation of iron bisulphides showing banded texture, grown over partly dolomitized limestone: a — pyrite, b — marcasite, c — calcite, d — dolomite rhomboheders. Borehole WB-40, reflected light, partly crossed nicols, $\times 45$.

Plansza — Plate IV

Fig. 1. Idiomorficzne ziarno sfalerytu (szary) narosłe na pirycie (biały). Otwór WB-90; światło odbite, jeden nikol, $\times 90$.

Fig. 1. Idiomorphic sphalerite grain (gray) grown over pyrite (white). Borehole WB-90, reflected light, one nicol, $\times 90$.

Fig. 2. Fragment Fig. 1 w powiększeniu — kryształ sfalerytu o strukturze pasowej. Światło odbite, nikole skrzyżowane, $\times 180$.

Fig. 2. Magnified fragment of Fig. 1. — sphalerite crystal showing zoned structure. Reflected light, crossed nicols, $\times 180$.

Fig. 3. Koncentryczno-pasmowa budowa sfalerytu; a — piryt, b — kryształy sfalerytu. Widoczne spękania. Otwór WB-90; światło odbite, nikole skrzyżowane, $\times 90$.

Fig. 3. Concentric-banded structure of sphalerite: a — pyrite, b — sphalerite crystals. Fissures are observed. Borehole WB-90, reflected light, crossed nicols, $\times 90$.

Fig. 4. Agregat ziarnistego sfalerytu (jasnoszary) z relikdami kalcytu; biały — piryt. Sfaleryt zastępuje kalcytowe spoiwo zlepieńca górnobajoskiego?; a — fragmenty otoczków kwarcowych. Otwór WB-84; światło odbite, jeden nikol, $\times 90$.

Fig. 4. An aggregate of granular sphalerite (light gray) with calcite relics. White — pyrite. Sphalerite replaces calcitic cement of Upper Bajocian (?) conglomerate: a — fragments of quartz pebbles. Borehole WB-84, reflected light, one nicol, $\times 90$.