

Helena DZIEDZICOWA, Bartłomiej CHOWANIEC

## Okruszcowanie w łupkach metamorficznych na wschód od Niemczy

Polimetaliczną mineralizację siarczkową stwierdzono na bloku przedsudeckim w rejonie Kobylej Głowy i Ruszkowic. Siarczki występują w helleflintopodobnych skałach kwarcowo-skaleniovych, których genezę wiąże się z tufami riolitowymi (H. Dziedzicowa, 1966, 1973b). Tworzą one horyzont długości 20 km i miąższości ok. 40 m, rozciągający się od wschodnich okolic Ząbkowic Śl. na południu po Ruszkowice na północy. Wkładki leptytowych, kwaśnych skał wulkanogenicznych występują też po wschodniej i zachodniej stronie tegoż horyzontu (fig. 1). Wraz z pochodnymi zasadowych wulkanitów przeławicają się z łupkami łuszczkowymi metamorfiku Niemcza—Kamieniec Ząbk. Metamorfik ten jest ekwiwalentem wiekowym łupkowej serii strońskiej Łądko—Śnieżnika (G. Fischer, 1936; J. Oberc, 1957; H. Dziedzicowa, 1961, 1966), gdzie w okolicach Złotego Stoku oraz w Krowiarkach występują podobne pod względem chemicznym i petrograficznym kwaśne człony skał wulkanicznych (L. Finckh i in., 1942; I. Wojciechowska, 1972a).

Prowadzone w ostatnich latach badania strukturalne w seriach metamorficznych Sudetów i na bloku przedsudeckim wykazały duże analogie w rozwoju następstwa i stylu deformacji tektonicznych w regionie niemczańskim i śnieżnickim (J. Don, 1972; H. Dziedzicowa, 1973a; H. Teisseyre, 1973; I. Wojciechowska, 1972b). Równocześnie wyniki prowadzonych na bloku przedsudeckim prac petrologicznych zdają się wskazywać, że depozycja materiału osadowego zachodziła w środowisku morskim w obliczu aktywności wulkanicznej (H. Dziedzicowa, 1973b, 1974; H. Dziedzicowa, M. Sachanbiński, 1973). Można zatem sponować, że omawiany obszar stanowi fragment eugeosynkliny założonej przypuszczalnie w proterozoiku, której ekwiwalenty wiekowe występują m. in. również w strefie Niemczy, osłonie granitu strzeńskiego oraz metamorfiku Łądko—Śnieżnika. Synchronicznie z tektogenezą rozwijający się w głębi plutonizm wywołał metamorfozę osadów przypuszczalnie w okresie środkowego paleozoiku (H. Teisseyre, 1968; H. Dziedzicowa, 1973a) oraz zmanifestował się intruzjami kwaśnych magm w orogenezie hercyńskiej. Nie potwierdzałyby się zatem wcześniejsze przypuszczenia (E. Bederke, 1929), jakoby na bloku przedsudeckim kontaktowały struktury moldanubskie ze śląskimi wzdłuż

nasunięcia ramzowskiego, wyznaczanego na linii horyzontu helleflintopodobnych tufoidów Kobyla Głowa—Ruszkowice.

Tufoidy owe, w odróżnieniu od pozostałych leptytów omawianego obszaru, są skałami szczególnymi, nie mającymi analogicznych ekwiwalentów w metamorfiku Dolnego Śląska. Ich warstwowo zmienne zabarwienie, czarniawe, niebieskawoszare, szare i białawe oraz afanitowa tekstura przypomina skały tarczy bałtyckiej, opisywane przez autorów skandynawskich jako helleflinty. Podobne, ciemne skały o warstwowo zmiennym zabarwieniu występują też wśród utworów proterozoicznych Barrandienu (strop piętra spilitowego), gdzie zostały opisane jako kwarcowo-keratofirowe tufy popiołowe (P. Röhlich, F. Fediuk, 1964).

Helleflinty Kobylej Głowy—Ruszkowic cechują się dużą monotonią składu i bardzo drobnym uziarnieniem. Podstawowa masa — zbudowana wyłącznie z kwarcu i skalenia potasowego — tylko miejscami zawiera niewielkie ilości łyszczyków, a do rzadkości należą 0,5 mm blasty mikroklinu. Skład chemiczny skał odpowiada riolitom potasowym. Nieco wyższa zawartość  $\text{SiO}_2$  w porównaniu do przeciętnych riolitów alkalicznych jest wynikiem sylikacji, przypuszczalnie synchronicznej z bentonityzacją szklawa wulkanicznego, którym to procesem objęte były stropowe partie osadów tufowych (H. Dziedzicowa, 1973b, 1974). Skład tufoidów jest niezależny od ich zabarwienia. W skaleniu potasowym skał o barwach czarniawych występuje rozproszony ciemny pigment, który na podstawie badań rentgenowskich w mikroobszarze<sup>1</sup> można było określić jako nigryn względnie tytanomagnetyt. Barwna laminacja helleflintów związana ze zmienną zawartością rozproszonych, mikronowych wrostków wzmiankowanych minerałów tytanowych jest premetamorficzna.

Helleflintom towarzyszą łupkowe odmiany tufoidów o barwie szarawo-różowawej. Odmiany łupkowe przeważają w okolicach Ruszkowic, zaś w rejonie Kobylej Głowy ograniczone są w zasadzie do wąskiej, stropowej partii helleflintów. W nadkładzie tufoidów występują białawe łupki fengitowe o nieznacznej miąższości, z wkładkami bentonitoidów (H. Dziedzicowa, 1974). Łupki fengitowe przechodzą ku górze w ciemne łupki kwarcowo-łyszczykowe i łyszczykowe ze staurolitem i niekiedy granatem.

Opisany zespół skał tworzy leżący, translacyjny fałd  $F_2$ , związany z drugim etapem deformacji. W etapie tym rozwinęło się złupkowanie krenulacyjne ( $S_3$ ), które zreorientowało starsze powierzchnie foliacji ( $S_2$ ) w łupkach łyszczykowych i łupkowych odmianach tufoidów. W kompetentnych helleflintach zachowała się foliacja ( $S_1$ ), równoległa do powierzchni warstwowania osadowego. Przypuszczalnie w końcowym etapie wzmiankowanego złupkowania ( $S_3$ ) została ona sfaldowana w ten sposób, że złupkowanie to stanowi powierzchnię osiową fałdu  $F_2$ . Jest ono widoczne w helleflintach tylko w przypadku laminacji o zmiennym zabarwieniu, zwłaszcza w partii przegubowej fałdu (łom w Kobylej Głowie), gdzie tworzy z ową laminacją osadową duże kąty (H. Dziedzicowa, 1966, fot. 20). Warstwowanie ( $S_1$ ) w helleflintach zapada tu pod mniej lub bardziej stromymi kątami w kierunku wschodnim, a złupkowanie ( $S_3$ ), stanowiące foliację krystalizacyjną w łupkach łyszczykowych i tufoidowych, zapada pod niezbyt dużymi kątami w kierunku zachodnim.

<sup>1</sup> Badania wykonała dr inż. S. Jasieńska na mikroanalizatorze rentgenowskim Cameca MS 45.

Okruszcowanie przywiązane jest do helleflintów o określonym zabarwieniu. Warstwa zawierająca siarczki, grubości 20 cm, ma barwę szarą i miejscami smugowana jest laminami ciemnoszarymi. W łomie w Kobylej Głowie można ją obserwować po rozciągłości w tym samym poziomie, na całej długości jej odsłonięcia (około 5 m). W tej samej pozycji litologiczno-strukturalnej znajdujemy ją także w odległym około 5 km rejonie Ruszkowic (fig. 1). Minerale siarczkowe układają się zgodnie z laminacją tufidów, tworząc smugi grubości 1—2 mm lub pojedyncze skupienia o średnicy 0,5—3,0 mm, rozproszone na całej rozciągłości opisywanej warstwy. Taki sam sposób występowania wykazują też w odsłonięciu w okolicach Ruszkowic. Siarczki występujące w postaci lamin równoległych do powierzchni warstwowania ( $S_1$ ) są w ich obrębie reorientowane wzdłuż powierzchni złupkowania ( $S_2$ ), a niekiedy ulegają w tym kierunku drobnym przesunięciom, w wyniku których lamina siarczkowa uzyskuje przebieg falisty. Pojedyncze skupienia siarczków są najczęściej wydłużone równolegle do powierzchni złupkowania (H. Dziedzicowa, B. Chowaniec, 1974).

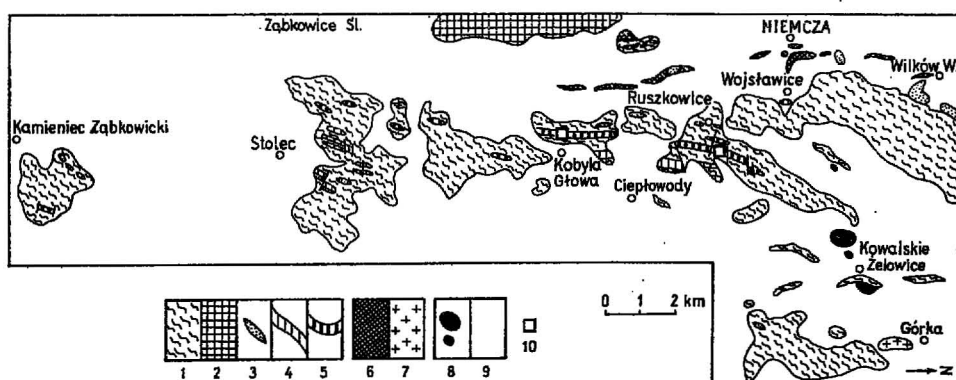


Fig. 1. Mapa geologiczna metamorfiku Niemcza—Kamieniec Ząbkowicki (wg E. Meistersa i G. Fischera (1935), zmodyfikowana przez H. Dziedzicową)

Geological map of the metamorphic block Niemcza—Kamieniec Ząbkowicki (after E. Meister, G. Fischer (1935), modified by H. Dziedzic)

1 — łupki lizczykowe z wtrąceniami łupków kwarcytowo-granitowych i wapieni krystalicznych; 2 — serpentynity Szklar; 3 — amfibolity; 4 — leptyty; 5 — helleflinty; 6 — granitoidy Niemczy; 7 — granit z Górki; 8 — bazaltoidy trzeciorzędowe; 9 — utwory kenozoiczne; 10 — wystąpienia kruszców w helleflintach

1 — mica schists with quartz-graphite and crystalline limestones inclusions; 2 — the Szklary serpentinites; 3 — amphibolites; 4 — leptites; 5 — hälleflintas; 6 — Niemcza granitoids; 7 — Górka granites; 8 — Tertiary basalts; 9 — Cainozoic formations; 10 — ores occurrences in hälleflintas

W ogólnej masie siarczków 80% stanowi piryt. Pozostałe to: chalkopiryt, arsenopiryt, sfaleryt, galena, chalkozyn, bornit i kowelin.

Piryt tworzy ziarna zawsze euhedralne, rzędu 0,005—1,0 mm (tabl. II, fig. 5). Najczęściej jest on w skale rozproszony, chociaż niekiedy występuje w większych skupieniach w otoczeniu sfalerytu i chalkopirytu. Prócz wrostków własnych tworzy też przerosty z arsenopirytem. Wykryte w pirycie domieszki miedzi i srebra (tab. 1) pochodzą z wrostków chalkopirytu. Osobniki przeobrażone we wtórne tlenki Fe ujawniają budowę pasową

pierwotnego pirytu. Jądro takich kryształów wykształcone jest z reguły anhedralnie, przy czym w kilku przypadkach obserwowano ślady tekstur kolomorficznych. Wewnętrzna strefa wykazuje zarysy ośmiościanu, a zewnętrzna sześcianu (tab. II, fig. 7). Według P. Ramdohra (1960) i A. D. Rakczejewa (1971) budowa pasowa pirytu, związana z różnymi własnościami fizycznymi, wywołana jest odstępstwem stosunku Fe:S od stechiometrycznego. Być może, przyczyną takich odstępstw były zmieniające się warunki PT w czasie metamorfozy.

Chalkopiryt jest po pirycie najczęściej występującym siarczkiem. Nieregularne skupienia nie przekraczają 1 mm średnicy. Samodzielne osobniki mają zarysy euhedralne lub subhedralne. Chalkopiryt występuje jednak najczęściej w zrostach z arsenopirytem i sfalerytem. W sfalerycie występuje jako kilkumikronowe wzrostki, ułożone często w obrębie jednego osobnika bądź kierunkowo, bądź bezkierunkowo. Wzrostki takie przypominają emulsyjne struktury z odmieszania. Nadto chalkopiryt tworzy też wzrostki w pirycie. Pojedyncze skupienia chalkopirytytu naśladują w skale kierunki  $S_1$  i  $S_3$  (tabl. I, fig. 2).

Tabela 1

Analizy spektralne siarczków (%)

Pierwiastek %	Piryt	Chalkopiryt	Arsenopiryt	Sfaleryt	Galena	Kowelin — sfaleryt — srebro rodzime
Fe	$10^1$	$10^1$	$10^0-10^1$	$10^0-10^1$	$10^{-2}-10^0$	$10^{-2}$
Cu	$10^{-2}$	$10^1$	$10^{-2}-10^{-1}$	$10^{-1}-10^0$	$10^{-2}-10^0$	$10^{-1}$
Zn	—	$10^{-1}-10^0$	$10^{-2}-10^{-1}$	$10^1$	$10^{-2}-10^0$	—
Pb	—	$10^{-1}-10^0$	$10^{-1}-10^0$	—	$10^1$	—
As	—	$10^{-1}$	$10^1$	—	—	—
Ag	$10^{-3}-10^{-2}$	$10^{-3}-10^{-2}$	$10^{-3}-10^{-2}$	—	$10^{-2}-10^{-1}$	$10^{-2}$
Co	—	—	$10^{-2}-10^{-1}$	—	—	—
Ti	—	$10^{-3}$	$10^{-3}$	—	—	$10^{-3}$

Uwaga: arsenopiryt — wartości z trzech analiz, pozostałe siarczki — wartości z dwóch analiz. Analizy wykonał dr inż. A. Idzikowski na spektrografie PGS-2 i przystawce laserowej LMA-1.

Arsenopiryt podobnie jak piryt wykształcony jest w postaci euhedralnych kryształów (tabl. I, fig. 3), różni się jednak mniejszą twardością, brakiem wykruszeń i wyraźną anizotropią. Występuje samodzielnie lub w zrostach z pirytem, chalkopirytem i sfalerytem. Zawiera dość znaczne domieszki ołowiu i miedzi oraz mniejsze srebra i kobaltu (tab. 1). Stwierdzony tytan pochodzi zapewne z wzrostków minerałów tytanowych, występujących w skalaniu potasowym.

Sfaleryt reprezentowany jest przez odmianę zawierającą znaczne domieszki żelaza (tab. 1) o intensywnych, czerwono-brązowych refleksach wewnętrznych. Zawartość FeS w sfalerycie jest według G. Kulleruda

(1953) funkcją jego temperatury krystalizacji. Wyniki półilościowej analizy spektralnej nie pozwalają wprowadzić na zbyt dokładne określenie temperatury krystalizacji sfalerytu z Kobylej Głowy, niemniej można w przybliżeniu sponować obliczony zakres 370—430°C. Sposób występowania sfalerytu w skale jest zróżnicowany. Skupienia osobników występujących w zrostach z chalkopirytem i arsenopirytem zorientowane są zazwyczaj równolegle do foliacji ( $S_1$ ), lecz niekiedy granice zrostów są zgodne z powierzchniami złupkowania ( $S_3$ ). Pojedyncze osobniki sfalerytu są przeważnie reorientowane w położenie równoległe do  $S_3$ , a w jednym przypadku obserwowano obwódkę sfalerytu wokół zorientowanej w tym kierunku blaszki miki. Sfaleryt wykształcony jest anhedralnie (tabl. I, fig. 1).

Galena wykazuje podobnie zarysy anhedralne. Występuje przeważnie jako izolowane, monomineralne agregaty. Drobne, trójkątne wykruszenia lub zupełny ich brak wskazują na bardzo drobnopiętlistą strukturę galeny. Zawiera ona domieszki srebra i miedzi (tab. 1). Zaobserwowano interstycjalne ziarna galeny, które wskazują na jej diagenetyczną genezę (tabl. II, fig. 4). Prócz galeny pojedyncze, interstycjalne skupienia tworzą też sfaleryt i chalkopiryty.

Pozostałe siarczki, tj. chalkozyn, bornit i kowelin występują bardzo podrzędnie. Chalkozyn reprezentowany jest przez odmianę izotropową o szarym zabarwieniu. Obserwowany był w asocjacji z bornitem i kowelinem. Kowelin występuje jako skupienia różnej wielkości o bardzo drobnopiętlistej strukturze. Tworzy on charakterystyczne otoczki wokół zastępowanego chalkopiryty (tabl. II, fig. 6).

Prócz wymienionych minerałów siarczkowych obserwowano też bardzo drobne ziarna minerału nie przekraczającego 0,01 mm średnicy. Minerale ten odznacza się w porównaniu z innymi bardzo wysoką zdolnością refleksyjną. Najczęściej był obserwowany w zrostach z chalkopirytem i kowelinem. Analiza spektralna takiego skupienia wykazała prócz miedzi obecność srebra (tab. 1), co wskazywałoby na występowanie srebra rodzimego.

Skład siarczków sugeruje, iż należą one do tzw. typu kruszców pirytowych z zawartością 60—80% piryty, występującego zazwyczaj w paragenzie głównie z chalkopirytem i sfalerytem. Tego typu złoża, dla których przyjmuje się ekshalacyjno-osadową genezę, opisywane są m. in. z przeobrażonych w różnym stopniu kompleksów efuzywno-osadowych Uralu i południowego Kaukazu (A. G. Bietiechtin, 1955, str. 199), Złatych Hor (B. Fojt, 1968), z Wieściszowic (S. Jaskólski, 1961) oraz najstarszej grupy koncentracji kruszcowych w Górach Kaczawskich (J. Jerzmański, 1966; A. Paulo, 1973).

Sposób występowania oraz środowisko w jakim tworzyły się siarczki w rejonie Kobylej Głowy i Ruszkowic wskazuje również na ich ekshalacyjno-osadową genezę. Mineralizacja jest bowiem przywiązana do jednego horyzontu litologicznego, długości co najmniej 5 km. Siarczki ułożone są nadto zgodnie z laminacją osadową, a reliktove tekstury interstycjalne galeny oraz chalkopiryty i sfalerytu sugerują wytrącanie się siarczków w czasie diagenety osadów tufowych (H. Dziedzicowa, B. Chowaniec, 1974). Obecność bentonitoidów oraz podwyższona zawartość wanadu i boru w łup-

kach łyszczykowych wskazuje na morskie środowisko depozycji (H. Dziedzicowa, 1973, 1974; H. Dziedzicowa, M. Sachanbiński, 1973), a zatem na typ podmorskich erupcji i ekshalacji wulkanicznych. Źródłem siarczków były hydrotermalne roztwory, stanowiące produkt dyferencyjny lawy bogatej w końcowym etapie w alkalia i krzemionkę (Z. Pouba, 1971), lecz ich koncentracja powstała w wyniku procesów sedymentacyjno-diagenetycznych.

Siarczki omawianego obszaru przechodziły wraz z całą serią procesy metamorficzne i dlatego uznać je należy za kruszce metamorficzne. Paragenezy minerałów typomorficznych w łupkach łyszczykowych (staurolit-almandyn) wskazują na przeobrażenia w warunkach subfacji staurolitowo-almandynowej metamorfizmu regionalnego, przy maksymalnej temperaturze ok. 550—570°C i ok. 5,5 Kb<sub>H<sub>2</sub>O</sub> (H. Dziedzicowa, 1973b). Optymalne warunki metamorfizmu regionalnego rozpoczęły się pod koniec drugiego etapu fałdowania F<sub>2</sub> i przetrwały naprężenia tektoniczne. Wskazuje na to synchroniczna z odkształceniami krystalizacja almandynu oraz post-deformacyjna krystalizacja staurolitu i łyszczyków w łupkach i helleflintach. Osobniki nietypowo spłaszczonego almandynu układają się zgodnie z powierzchniami S<sub>3</sub>, a staurolit naśladuje mimetycznie powierzchnie S<sub>2</sub> i S<sub>3</sub>. W helleflintach dłuższe osie łyszczyków, występujących w zwartych laminach równoległych do S<sub>1</sub>, zorientowane są zgodnie z S<sub>3</sub>. Podobnie zachowują się siarczki. Optymalna rekrytalizacja kruszców była zatem synchroniczna z krystalizacją staurolitu i łyszczyków. Obwódka sfalerytu obserwowana wokół blaszki miki wydłużonej równolegle do S<sub>3</sub> sugeruje, iż rekrytalizacja siarczków przetrwała krystalizację łyszczyków. W tym etapie miała już zapewne miejsce regresja maksymalnych warunków metamorfizmu regionalnego, której konsekwencją są przypuszczalnie emulsyjne wrostki chalkopiryty w sfalerycie, mogące się tworzyć już w temperaturze 400°C. (N. W. Buerger, 1934).

W omawianym obszarze nie znajduje się oznak na związek okruszcowania ze strefami dyslokacyjnymi. Okruszcowanie jest bowiem pierwotne i w mało zmienionej postaci zachowane do dziś. Na brak mineralizacji kruszczowej na głównych dyslokacjach tektonicznych w metamorfiku Śnieżnika (nasunięcie Kletna i większe uskoki) wskazuje M. Banaś (1965).

Omawiany obszar znajduje się też poza zasięgiem wpływu granitoidów hercyńskich, z którymi mineralizację siarczkową o zbliżonej paragenezie wiąże w osłonie granitoidów strzelińskich W. Olszyński (1973). Według B. Wojnar i K. Dziemiańczuka (informacja ustna) kryształy pirytu i chalkopiryty przywiązane są w marmurach z Przeworna do foliacji krystalizacyjnej zgodnej z powierzchniami sedymentacyjnymi, na co zwraca uwagę również Olszyński. Autor ten podkreśla też, że mineralizacja w Gębczycach i Przewornie jest jakościowo znacznie uboższa od okruszcowania występującego w granitoidach strzelińskich.

Polimetaliczna mineralizacja siarczkowa w tufoidach rejonu Kobyłej Głowy i Ruszkowic jest pierwszym zanotowanym stanowiskiem występowania kruszców siarczkowych w metamorfiku wschodnich okolic Niemczy. Poza mineralizacją manganowo-żelazistą opisaną z Kowalskich Żelowic (J. Szwed-Lorenz, 1970), a którą ze względu na sposób występowania wią-

zać trzeba raczej z wulkanizmem trzeciorzędowym, serie skalne omawianego metamorfiku uważane były dotychczas za płonne. Objawy mineralizacji w okolicach Kobylej Głowy i Ruszkowic nie mają wprawdzie znaczenia gospodarczego, lecz dają podstawy do dalszej eksploracji obszaru.

Pracownia Geologii Starych Struktur  
Zakładu Nauk Geologicznych PAN  
Wrocław, ul. Cybulskiego 30  
Instytut Górnictwa  
Politechniki Wrocławskiej  
Wrocław, ul. Świerczewskiego 74  
Nadesłano dnia 21 czerwca 1974 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- BANAŚ M. (1965) — Przejawy mineralizacji w metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego. Pr. geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. Kraków, 27, p. 5—83. Warszawa.
- BEDERKE E. (1929) — Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in Gebirgsbau Mitteleuropas. Geol. Rundschau, 20, nr 3, p. 186—205. Leipzig.
- BIETIECHTIN A. G. (1955) — Podstawy mineralogii (tłum. z jęz. ros.). Wyd. Geol. Warszawa.
- BUERGER N. W. (1934) — The unmixing of chalcopyrite from sphalerite. Amer. Miner., 19, nr 11. Wisconsin.
- DON J. (1972) — The Różane Mts Fold in the Krowiarki (Lądek—Śnieżnik Metamorphic Massif in the Sudetes). Bull. Acad. Pol. Sci. S. Sci. de la Terre, 20, nr 4, p. 287—292. Warszawa.
- DZIEDZICOWA H. (1961) — O wieku niektórych skał w strefie dyslokacyjnej Niemczy. Zesz. nauk. Uniw. Wrocł. [B], 6, p. 55—66. Wrocław.
- DZIEDZICOWA H. (1966) — Seria łupków krystalicznych na wschód od strefy Niemczy w świetle nowych badań. Z geologii Ziemi Zachodnich. Sesja naukowa XX-lecia polskich badań 1945—1965, p. 101—120. Wrocław.
- DZIEDZICOWA H. (1973a) — O orientacji kwarcu w łupkach metamorfiku niemiecko-kamienieckiego. Biul. Inst. Geol., 22, p. 105—127. Warszawa.
- DZIEDZICOWA H. (1973b) — Mineral parageneses in metamorphic bentonite deposits within the Fore-Sudetic Block. Bull. Acad. Pol. Sci. S. Sci. de la Terre, 21, nr 2, p. 99—109. Warszawa.
- DZIEDZICOWA H. (1974) — O przejawach wietrzenia podmorskiego w tufoidach rejonu Niemczy. Acta Univ. Vratisl.
- DZIEDZICOWA H., SACHANBIŃSKI M. (1973) — Wstępne uwagi o geochemii niektórych pierwiastków rzadkich w łupkach metamorfiku niemiecko-kamienieckiego. Pr. nauk. Inst. Chem. Nieorg. i Met. Pierw. Rzadkich Polít. Wrocł., 18, [III], nr 3, p. 97—109. Wrocław.
- DZIEDZICOWA H., CHOWANIEC B. (1974) — Submarine volcanic ore mineralisation and its relation to the deformation and metamorphism (Fore-Sudetic Block, east from Niemcza). Bull. Acad. Pol. Sci. S. Sci. de la Terre, 22, nr 1. Warszawa.

- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G., BEDERKE E. (1942) — Geologische Karte des deutschen Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu den Blättern Glatz, Königshain, Reichenstein u. Landeck Reichsamt f. Bodenforsch. Berlin.
- FISCHER G. (1936) — Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. Jb. Preuss. Geol. L.-A., 56, p. 733—741. Berlin.
- FOJT B. (1968) — Chalkografická charakteristika sulfidických ložisek rudní oblasti u Zlatých Hor ve Slezsku. Folia Fac. Sci. Natur. Univ. Purk. Brun. Geol., 9, p. 5—48. Brno.
- JASKÓLSKI S. (1961) — Versuch einer Klärung des Entstehens der in Wieściszowice (Niederschlesien) vorkommenden pyritischen Schiefer. Bull. Acad. Pol. Sci. S. Sci. Géol. et Géogr., 9, nr 4, p. 245—248. Warszawa.
- JERZMAŃSKI J. (1966) — Uwagi o genezie złóż kruszcowych w północno-wschodniej części Gór Kaczawskich. Kwart. geol., 10, p. 930—937, nr 4. Warszawa.
- KULLERUD G. (1953) — The FeS-ZnS system as a geological thermometer. Norsk. Geol. Tidsk. 32. Bergen.
- MEISTER E., FISCHER G. (1935) — Geologische Übersichtskarte 1:200 000. Blatt Schweidnitz. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- OLSZYŃSKI W. (1973) — Mineralizacja kruszcowa w skałach osłony granitoidów strzelińskich. Acta geol. pol., 23, p. 577—586, nr 3. Warszawa.
- OBERC J. (1957) — Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. Acta geol. pol., 7, p. 1—27. Warszawa.
- PAULO A. (1973) — Złoże barytu w Stanisławowie na tle metalogenii Gór Kaczawskich. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. Kraków, Pr. geol., 76, p. 5—72. Warszawa.
- POUBA Z. (1971) — Relation between Iron and Copper-Lead-Zinc Mineralisation in Submarine Volcanic ore Deposits in the Jeseniki Mts. Soc. Mining Geol. Japan, Special Issue, 3, p. 186—192. Tokyo.
- RAMDOHR P. (1960) — Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin.
- RÖHLICH P., FEDIUK F. (1964) — Profil barrandienským algonkiem jižne od Prahy. Geologický průvodce. Praha.
- SCHWED-LORENZ J. (1970) — Przejawy mineralizacji manganowo-żelazistej w łupkach łyszczykowych kamieniołomu „Janowiczki”. Prz. geol., 18, nr 7, p. 326—328. Warszawa.
- TEISSEYRE H. (1968) — Prekambr w polskiej części Sudetów. Kwart. geol., 12, p. 749—775, nr 4. Warszawa.
- TEISSEYRE H. (1973) — Geology of the Snieznik Mountain Group. Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en basse Silésie, p. 69—77. Wyd. Geol. Warszawa.
- WOJCIECHOWSKA I. (1972a) — Preliminary Results of Investigation on so-called „Quartzites” in the neighbourhood of Romanowo (Stronie Complex), NW Part of Krowiarki (East Sudetes). Bull. Acad. Pol. Sci. S. Sci. de la Terre, 20, nr 4, p. 273—277. Warszawa.
- WOJCIECHOWSKA I. (1972b) — Sequence of deformation in the Stronie Complex of Odrzychowice. Ibidem, p. 279—285.
- ПАКЧЕВ А. Д. (1971) — Об оптической неоднородности зерен пирита. Вопросы однородности и неоднородности минералов, стр. 110—117. Изд. Наука. Москва.



Хелена ДЗЕДЗИЦОВА, Бартомеј ХОВАНЕЦ

## ОРУДЕНЕНИЕ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЛАНЦАХ К ВОСТОКУ ОТ НЕМЧИ

### Резюме

Полиметаллические сульфиды залегают в геллефлинтоподобных реолитовых метатUFFах. Эти метатUFFы состоят из кварца и калиевого полевого шпата. Они осаждались в морской среде. Руда содержит 80% пирита а также халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькозин, борнит и ковеллин. Их связь с метавулканической формацией и расположение в породе свидетельствует о их эксгалиационно-осадочном происхождении. Сульфиды, наряду с реликтивными, диагенетическими текстурами, отличаются также эмульсионными текстурами.

Рудные минералы образуют тонкие слои, залегающие согласно с седиментационными поверхностями ( $S_1$ ), но реориентированы параллельно с кливажем скольжения ( $S_2$ ). Так же ведут себя слюды.

Сульфиды перекристаллизовывались вместе с окружающими породами в условиях ставролитово-альмандиновой субстанции, при максимальной температуре около 550—570°C. Перекристаллизация сульфидов, слюд и ставролита выдержала напряжения, связанные со складкообразованием  $F_2$ . Эмульсионные текстуры халькопирита образовались в сфалерите вероятно в процессе регрессии оптимальных условий регионального метаморфизма.

Helena DZIEDZICOWA, Bartłomiej CHOWANIEC

## MINERALIZATION IN METAMORPHIC SCHISTS IN THE EASTERN PART OF THE NIEMCZA REGION

### Summary

Polymetallic sulphides occur in hälleflinta-like rhyolite metatuffs. The metatuffs are composed of quartz and potassium feldspar. They were deposited in the marine environment. The ore deposits contain 80 percent of pyrite and such minerals as chalcopyrite, arsenopyrite, sphalerite, galena, chalcocite, bornite and covellite. Their connection with the metavolcanic formation and mode of their occurrence tell us about exhalation-sedimentary genesis. The sulphides, besides relic, diagenetic interstitial textures, show emulsion ones as well. Metal-bearing minerals form the laminae along the sedimentary surfaces ( $S_1$ ) thus having them re-oriented parallel to the strain-slip cleavage ( $S_2$ ). Micas feature the same character.

Sulphides recrystallized together with adjacent rocks under conditions of staurolite-almandine subfacies at maximum temperature of 550—570°C. Recrystallization of sulphides, micas and staurolite withstood the strains connected with the formation of folds ( $F_2$ ). The emulsion textures of chalcopyrite in sphalerite were supposedly formed during the regression of optimal conditions of regional metamorphism.

TABLICA I

- Fig. 1. Anhedrałne skupienia galeny (ga) w zroście ze sfalerytem (sf); światło odbite, pow. 200 ×  
Anhedral aggregates of galena (ga) in intergrown with sphalerite (sf), reflected light, enl. × 200
- Fig. 2. Skupienie chalkopirytu (chp), chalkozynu (ch), bornitu (b), widoczne ułożenie równoległe do  $S_1$  i  $S_2$ ; światło odbite, pow. 200 ×  
Aggregates of chalcopyrite (chp), chalcocite (ch), bornite (b), apparent imbedding along  $S_1$  and  $S_2$ ; reflected light, enl. × 200
- Fig. 3. Euhedralne kryształy arsenopirytu (as) i pirytu (p); światło odbite, pow. 200 ×  
Euhedral crystals of arsenopyrite (as) and pyrite (p); reflected light, enl. × 200

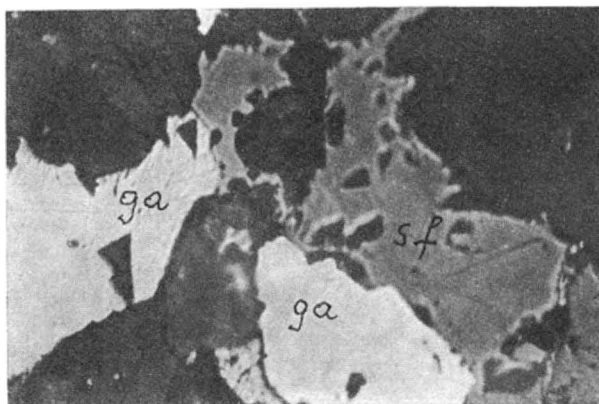


Fig. 1

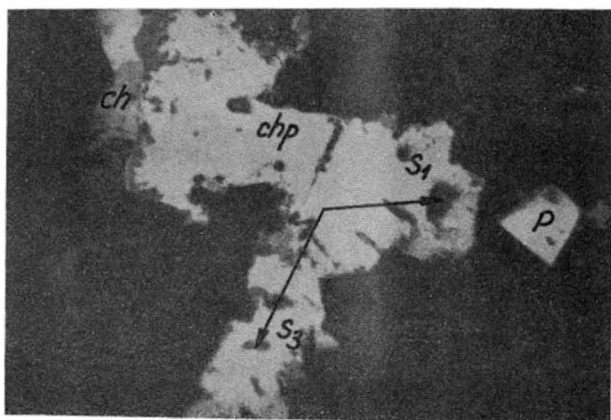


Fig. 2

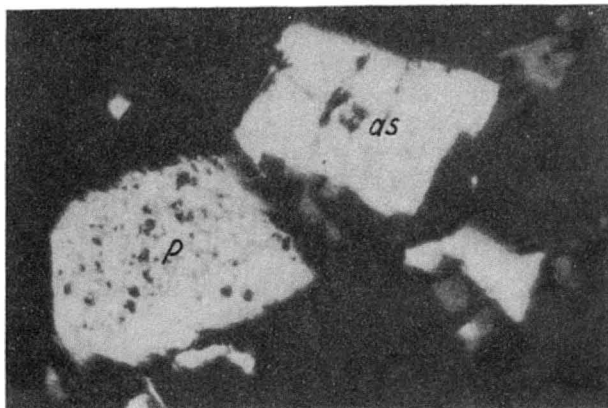


Fig. 3

Helena DZIEDZICOWA, Bartłomiej CHOWANIEC — Okruszczowanie w łupkach metamorficznych na wschód od Niemczy

TABLICA II

- Fig. 4. Interstycjalne skupienia galeny, światło odbite, pow. 200 ×  
Interstitial aggregates of galena, reflected light, enl. × 200
- Fig. 5. Euhedralne kryształy pirytu, światło odbite, pow. 180 ×  
Euhedral crystals of pyrite, reflected light, enl. × 180
- Fig. 6. Chalkopityt (chp) zastępowany kowelinem (ko), światło odbite, pow. 200 ×  
Chalcopyrite (chp) replaced with covellite (co), reflected light, enl. × 200
- Fig. 7. Pseudomorfozy tlenków żelaza po pirycie, widoczna postać ośmiościanu i sześciianu, światło odbite, pow. 200 ×  
Pseudomorphoses of oxidic Fe-minerals after pyrite, apparently seen form of octohedron and hexahedron, reflected light, enl. × 200

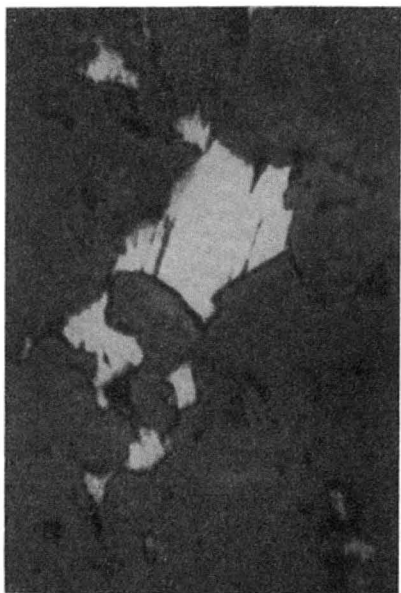


Fig. 4

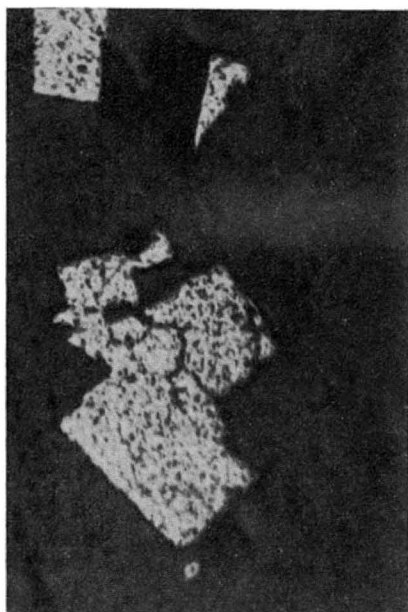


Fig. 5

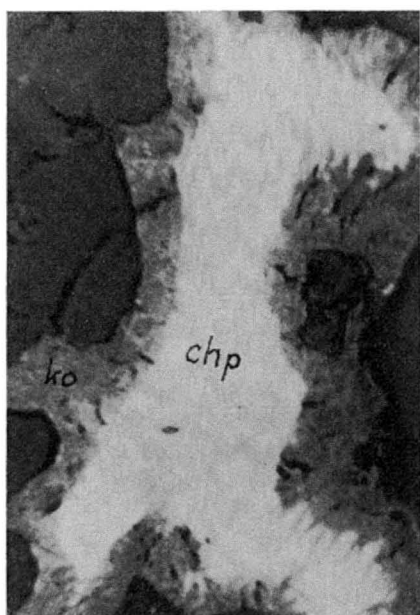


Fig. 6

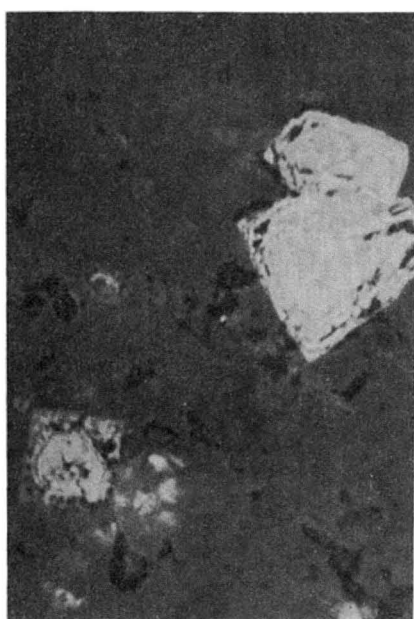


Fig. 7