

Eugenia ZIMNOCH

## ZMETAMORFIZOWANE ZŁOŻA RUD ŻELAZA W SUDETACH NA TLE INNYCH ZŁOŻ TEGO TYPU

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	252
Wstęp . . . . .	252
Złoża magnetytu w osłonie metamorficznej granitu Karkonoszy . . . . .	253
Ogólny zarys budowy geologicznej obszaru występowania złóż rud żelaza w Karkonoszach . . . . .	255
Charakterystyka magnetytowych rud żelaza w złożach karkonoskich . . . . .	258
Miedzianka . . . . .	258
Kowary . . . . .	260
Smrči . . . . .	262
Obři Důl . . . . .	263
Sztolnia pod Růžovym Vrchem . . . . .	264
Sv. Peter . . . . .	265
Herlikovice . . . . .	265
Uwagi o genezie magnetytu w złożach karkonoskich . . . . .	266
Złoża magnetytowych rud żelaza we wschodnich Sudetach . . . . .	267
Zmetamorfizowane złoża magnetytu . . . . .	267
Vernifovice-Svagrov . . . . .	268
Hranična . . . . .	269
Kletno . . . . .	270
Złoża typu Lahn-Dill . . . . .	271
Lahn-Dill . . . . .	271
Jesioniki . . . . .	272
Porównawcze obserwacje struktur rud niektórych zmetamorfizowanych złóż rud żelaza w Związku Radzieckim . . . . .	273
Krzywy Róg . . . . .	274
Oleniegorsk . . . . .	276
Syda . . . . .	278
Przykłady struktur żelaza w magmowym typie okruszcowania . . . . .	279
Uwagi ogólne na temat genezy magnetytowych rud żelaza . . . . .	280
Znaczenie tekstur i struktur rud dla rozważań genetycznych . . . . .	280
Przeobrażenia wtórne magnetytu . . . . .	282
Magnetyt i hematyt w zmetamorfizowanych złożach typu Lahn-Dill . . . . .	283
Podział genetyczny rozpatrywanych złóż żelaza . . . . .	286
Literatura . . . . .	287
Résumé . . . . .	289

## Streszczenie

Scharakteryzowane zostały tekstury i struktury rud magnetytowych wschodnie, i południowo-wschodniej części metamorficznej osłony granitu Karkonoszy. Przedstawiono także obserwacje tekstur i struktur magnetytu w złożach żelaza wschodnich Sudetów, w szczególności w złożach zmetamorfizowanych i złożach typu Lahn-Dill. Dla porównania podano cechy strukturalne niektórych zmetamorfizowanych złóż

rud żelaza w Związku Radzieckim oraz rud magnetytowych w złożach magmowych. Wyciągnięte zostały wnioski genetyczne dotyczące magnetytowych rud żelaza w metamorficznej osłonie granitu Karkonoszy. Rozpatrzone zostały również ogólne zagadnienia związane z genezą zmetamorfizowanych magnetytowych rud żelaza.

## WSTĘP

Procesy geologiczne, które prowadzą do przemysłowych koncentracji żelaza w skorupie ziemskiej, są bardzo różnorodne i powodują powstanie właściwie wszystkich typów genetycznych złóż żelaza.

Mineralizacja magnetytowa znana jest w różnych typach genetycznych złóż kruszcowych poczynając od magmatycznych, a kończąc na hipergenicnych. Charakter procesów prowadzących do utworzenia się magnetytu ma swoje odbicie w morfologii tego minerału, która niejednokrotnie określa jego genezę.

Największe znaczenie gospodarcze mają zmetamorfizowane złoża formacji magnetytowo-hematytowej, na którą przypada przeważająca część zasobów światowych i do 60% światowego wydobycia żelaza.

Wszystkie zmetamorfizowane złoża posiadają pewne cechy wspólne, jak:

1. Przywiązanie do tarcz prekambryjskich i starych platform, które są obszarami fałdowymi, rozwiniętymi z mobilnych stref wieku archaicznego i proterozoicznego.

2. Duże obszary ich występowania z rozciągłością warstw sięgającą kilkudziesięciu a nawet setek kilometrów.

3. Duże miąższości serii rudonośnych, rzędu setek metrów, przeważnie wykształconych pod postacią kwarcytów żelazistych, zbudowanych z naprzemianlegle układających się warstewek magnetytowo-hematytowych i kwarcowych.

4. Średnia zawartość żelaza waha się w granicach od 25 do 40%.

Wśród kwarcytów żelazistych występują rudy bogate z zawartością 50—70% Fe oraz nieznaczną domieszką S i P, zwykle poniżej 0,1%. Na ogół eksploatuje się rudy zawierające ponad 40% Fe, a kwarcyty żelaziste o zawartości 40 i poniżej 40% Fe rozpatruje się jako rudy przyszłości. Przez odpowiednie ich wzbogacenie możliwe jest otrzymywanie wysokowartościowych koncentratów żelaza.

W Europie przedstawicielami tego typu są złoża: Sydvaranger (Norwegia), Krzywy Róg na Ukrainie, Kurska Anomalia Magnetyczna oraz

grupa złóż Priimandrowskich na półwyspie Kola (ZSRR). Ponadto złoża w Chinach, Indii, Korei, w rejonie Jeziora Górnego (USA), w Kanadzie, Brazylii, Wenezueli, Afryce Południowej i Australii.

Nadmienić należy, że w niektórych państwach magnetytowe kwarcyty żelaziste, zawierające 36—39% Fe, eksploatowane są odkrywkowo. Między innymi w Norwegii (złoża Sydvaranger) oraz w ZSRR, gdzie od 1952 roku eksploatuje się złoża Krzywego Rogu, Kurskiej Anomalii Magnetycznej i Oleniegorska (półwysp Kola). Ponadto kwarcyty żelaziste (takonity) eksploatuje się w rejonie Jeziora Górnego — we wschodniej części okręgu Mesabi, gdzie kwarcyty hematytowe na kontaktach z intruzjami gabrowymi zmienione zostały w kwarcyty magnetytowe.

Stosunkowo duża twardość kwarcytów żelazistych znacznie utrudnia proces przerobczy. Ostatnio prowadzone są intensywne badania nad możliwością przemian hematytu w magnetyt na skalę przemysłową, co umożliwiłoby eksploatację hematytowych kwarcytów żelazistych.

Mówiąc o zmetamorfizowanych złożach żelaza, zwykle mamy na myśli złoża kwarcytów żelazistych, których geneza na ogół jest podobna. W obrębie tych złóż występują rudy bogate, których stopień zmetamorfizowania jest różny i nieraz zmienia się w samym złożu. Należy zaznaczyć, że oprócz dużych złóż, w wielu miejscach na świecie występuje szereg mniejszych złóż zmetamorfizowanych, których geneza często bywa dyskusyjna. Między innymi są to złoża magnetytu Żytńi Potok w pobliżu Prokuple i w Górach Zagrzebskich w Jugosławii oraz złoża w Wielkiej Brytanii, gdzie magnetyt występuje na wyspie Tiree (na W od Szkocji).

Zmetamorfizowane złoża żelaza w obrębie intruzji granitowej Karkonoszy i we Wschodnich Sudetach należą także do złóż małych. Niektóre z nich w pewnych okresach były eksploatowane — Kowary, Herlikovice a obecnie

Hranična. Na innych złożach prowadzone były tylko prace rozpoznawcze.

W pierwszym okresie badań nad metamorficznymi rudami żelaza w Sudetach opracowałam złożę magnetytu w Kowarach (Zimnoch 1961). Przeprowadzone w tym czasie dla celów porównawczych pewne obserwacje struktury magnetytu w Miedziance były przyczyną mego zainteresowania się rudami żelaza w osłonie metamorficznej granitu Karkonoszy. W roku 1960 poczyniłam obserwacje terenowe w Czechosłowacji. Ponieważ zebrane przeze mnie obserwacje odnosiły się do małych, zmetamorfizowanych złóż żelaza, nasunęła się koniecz-

ność porównania tych złóż ze złożami wielkimi, klasycznymi i dobrze poznanymi. W latach 1961, 1962, 1963 miałam możliwość poznania wielu złóż żelaza Związku Radzieckiego m. in. w Krzywym Rogu i Krasnojarskim Kraju.

Zebrany materiał opracowałam w Zakładzie Geologii Złóż Uniwersytetu Warszawskiego. Za udostępnienie oraz okazaną mi pomoc w czasie zbierania materiałów geologicznych składam serdeczne podziękowanie Prof. W. J. Smirnowowi i Prof. G. A. Krutowowi z Uniwersytetu im. M. W. Łomonosowa w Moskwie, jak również Prof. J. Koutkowi i Prof. Z. Poubie z Uniwersytetu Karola w Pradze.

### ZŁOŻA MAGNETYTU W OSŁONIE METAMORFICZNEJ GRANITU KARKONOSZY

Badania nad mineralizacją magnetytowa Karkonoszy, prowadzone w Czechosłowacji i Polsce, dały interesujące wyniki z zakresu struktur oraz pozwoliły wyciągnąć wnioski odnośnie do genezy tych złóż. Wydzieliła się tu dwie zasadnicze grupy złóż magnetytu:

1. Złoża magnetytu o charakterystycznej budowie zonalnej, związane genetycznie z intruzją granitu Karkonoszy. Obserwacje złóż tego typu magnetytów wykazały ich duże morfologiczne podobieństwo, a różnice związane są głównie z wielkością agregatów magnetytu, ewentualnie ilością minerałów nierudnych występujących w poszczególnych strefach.

2. Złoża zmetamorfizowanego magnetytu. Pod względem budowy strukturalnej grupa ta jest bardziej urozmaicona i niejednorodna. Niezależnie od zróżnicowania materiału wyjściowego procesy metamorfizmu z różnym nasileniem mogły tu również przebiegać, co w sumie dało bardziej skomplikowany obraz obserwowanej obecnie budowy wewnętrznej magnetytów. Jako przykład można przytoczyć złożę Smrci, gdzie w magnetycie obserwuje się relikty dawnych struktur tego minerału, oraz złożę Herlikovice, w którym nałożone późniejsze procesy, być może hydrotermalne (?), spowodowały powstanie zonalnego magnetytu.

Należy zaznaczyć, że przy określeniu genezy złóż oprócz struktur magnetytów uwzględnia się wiele innych czynników, takich jak: położenie regionalne, budowa geologiczna złoża, paragenety mineralne, ich stosunek do skał otaczających itp.

Nie miałam niestety możliwości zebrania pełnego materiału dotyczącego geologii poszczególnych złóż. W związku z czym opisy tych złóż, jak i ich charakterystyka mineralogiczna nie zawsze są wyczerpujące. Ze wszyst-

kich niżej opisanych złóż osobiście pobrałam okazy magnetytów.

W obrębie osłony metamorficznej granitu Karkonoszy występuje szereg złóż kruszcowych. Największą różnorodność okruszcowania wyróżnia się we wschodniej i południowo-wschodniej części tej osłony.

W północno-wschodniej części osłony występuje złożę w *Miedziance*, gdzie praktyczne znaczenie miały rudy miedzi (chalkopiryt, bornit, chalkozyn), a miejscami również galenit, arsenopiryt i magnetyt. Na południe od Miedzianki w łupkach chlorytowo-serycytowych występuje impregnacja pirytem w złożu *Wieściszowice*. Złożę to pierwotnie pochodzenia osadowego zostało zmetamorfizowane przed kulmem. We wschodniej części osłony znajduje się również złożę *Czarnów* z okruszcowaniem arsenopirytem, chalkopirytem, pirytem, galenitem i sfalerytem.

Bardziej na południe, w *Kowarach*, w strefie gnejsów i łupków krystalicznych znajduje się złożę rudy magnetytowej, gdzie oprócz magnetytu występują liczne siarczki i w małej ilości arsenki. Złożę magnetytu w Kowarach jest złożem regionalnie zmetamorfizowanych rud żelaza.

Złoża Miedzianka i Czarnów, a także okruszcowanie siarczkami i arsenkami w Kowarach, związane są genetycznie z waryscyjskim masywem granitowym Karkonoszy.

Po czeskiej stronie południowo-wschodniego obrzeżenia Karkonoszy występuje szereg różnorodnych złóż, są to: złożę cynku i ołowiu na Horni Mała Úpa, złożę arsenopirytu w Lvim Údoli, złożę polimetalicznych rud w Obřim Dole, złożę polimetalicznych rud w Sv. Petru.

Ponadto na przedłużeniu serii skał występujących w Kowarach, na terenie Czechosłowacji, również znane są miejsca występowania magne-

tytu. Na wschód od Śnieżki, blisko granicy, znajduje się złożo Smrči (Horní Malá Úpa), notuje się też występowanie magnetytu w sztolni pod Růžovým Vrchem, w Obřím Dole, w Sv. Petru, największe zaś wśród złóż magnetytu tego obszaru opisane w literaturze znajduje się koło Herlikovic.

Złożo Herlikovic zaliczane jest przez R. Kettnera (1919) do złóż rud żelaza pochodzenia sedymentacyjnego wśród osadów ilastych (wieku paleozoicznego) być może też wśród diabazowych tufów (dzisiejsze ciemnozielone skały biotyto-kordierytowe). Późniejsza intruzja ortognejsów spowodowała metamorfizm kontaktowy, w czasie którego doszło do utworzenia magnetytu.

Genetyczna klasyfikacja innych złóż, w których występuje magnetyt, jest bardzo problematyczna. Badacze czescy wnioskujeją — nie rozstrzygając genezy samego magnetytu — że są to złoża związane z granitem Karkonoszy. Między innymi podkreślają oni podobieństwo rud magnetytowych do sedymentacyjnych rud typu Lahn-Dill. Występujące w złożach minerały siarczkowe ich zdaniem są wyraźnie późniejsze.

Ze względu na to, że praca niniejsza dotyczy głównie złóż magnetytów, w dalszych rozdziałach będą omówione złoża Miedzianki i Kowar po stronie polskiej oraz złoża Smrči, sztolni pod Růžovým Vrchem, Obřím Dól, Sv. Peter i Herlikovice po stronie czeskiej (fig. 1).

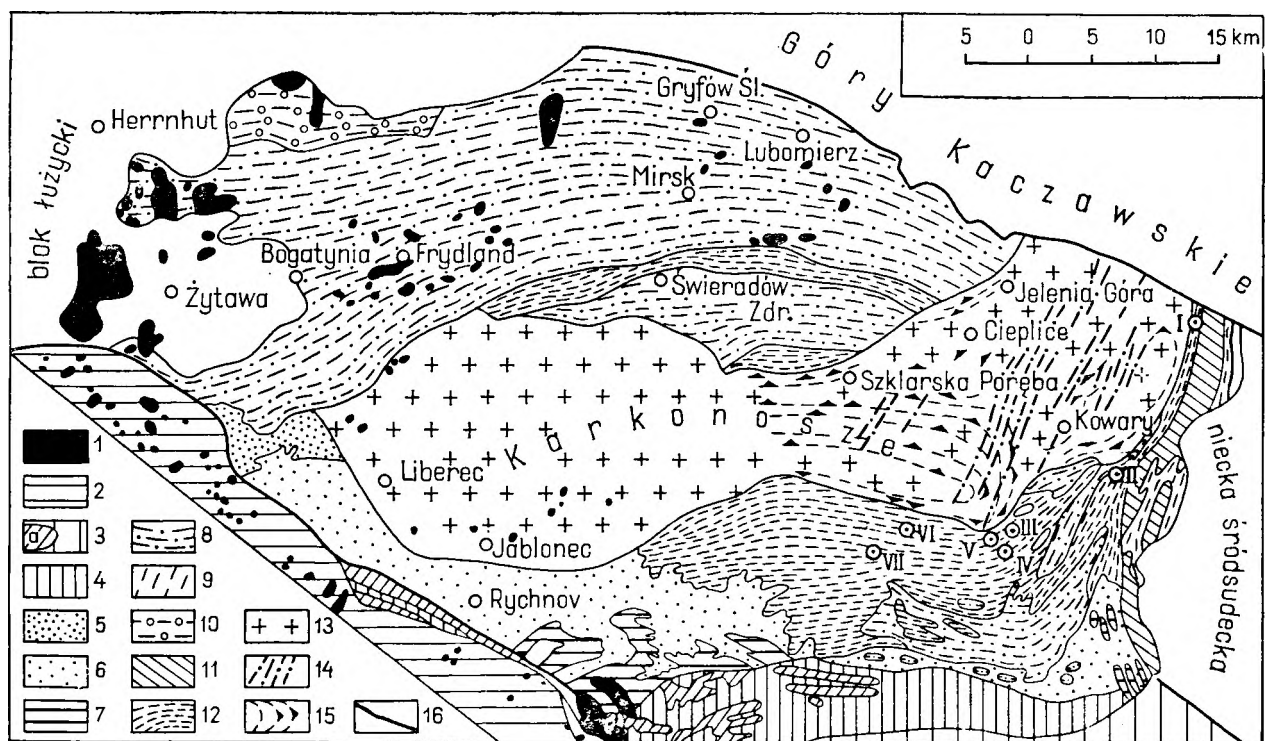


Fig. 1

Schemat geologiczny bloku Karkonoszy (według H. Teisseyre'a 1957)

1 — bazalty trzeciorzędowe, 2 — górna kreda, 3 — czerwony spagowiec: a — skały wylewne; 4 — najwyższy karbon, 5 — górny dewon Gór Jesztedzkich, 6 — serie łupkowe kompleksu podsudeckiego (łupki graptolitowe, fylity, łupki kwarcytowe), 7 — zieleńce kompleksu podsudeckiego, 8 — gnejsy izerskie i granit rumburski, 9 — gnejsy iniecyjne Rudaw Janowickich, 10 — granitoidy zawidowskie, 11 — amfibolity, 12 — łupki łyszczykowe, podrzędnie łupki kwarcowe i inne, 13 — granit Karkonoszy, 14 — utwory żyłowe w granicie Karkonoszy, 15 — bieg i upad szlir w granicie Karkonoszy (według H. Cloosa), 16 — uskoki i nasunięcia

I — Miedzianka, II — Kowary, III — Smrči, IV — Růžový Vrch, V — Obřím Dól, VI — Sv. Peter, VII — Herlikovice

Schéma géologique du bloc de Karkonosze (selon H. Teisseyre 1957)

1 — basaltes tertiaires, 2 — Crétacé supérieur, 3 — Permien inférieur; a — roches effusives; 4 — Carbonifère supérieur, 5 — Dévonien supérieur de Monts de Ještěd, 6 — séries schisteuses du complexe subsudétique (schistes à graptolites, schistes sériciteux, schistes quartzitiques), 7 — „greenschists” du complexe subsudétique, 8 — gneiss d'Izera et granite de Rumburk, 9 — gneiss d'injection de Rudawy Janowickie, 10 — granodiorites de Zawidów, 11 — amphibolites, 12 — schistes micacés, secondairement schistes quartzitiques et autres, 13 — granite de Karkonosze, 14 — roches filoniennes dans le granite de Karkonosze (selon H. Cloos), 15 — cours et pendage des „schlieren” — granite de Karkonosze, 16 — failles et charriages

I — Miedzianka, II — Kowary, III — Smrči, IV — Růžový Vrch, V — Obřím Dól, VI — Sv. Peter, VII — Herlikovice



OGÓLNY ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ  
OBSZARU WYSTĘPOWANIA ZŁOŻ RUD ŻELAZA  
W KARKONOSZACH

Masyw granitowy Karkonoszy jest typową intruzją wcisniętą niezgodnie w serię algonckich i staropaleozoicznych łupków krystalicznych (Svoboda i inni — *Regionální geologie ČSSR*, 1964). Typowy biotytowy granit masywu Karkonoszy jest skałą o strukturze porfirowatej, w której kryształy skaleni potasowego dochodzą do kilku centymetrów wielkości. Te duże skalenie to mikroklin, niekiedy otoczony obwódką oligoklazę. Megakryształy skaleni tkwią w średnioziarnistej masie złożonej ze skaleni potasowego, oligoklazę, kwarcu i biotyty. Duże kryształy skaleni często ułożone są kierunkowo, co wpływa na powstanie szczelinowości i rozwój procesów wietrzenia.

M. Borkowska (1966) wśród skał budujących granitowy masyw Karkonoszy wydzieliła trzy główne typy: granity centralne, granity grzbietowe i granity granofirowe. Każdy z nich ma szereg odmian powiązanych ze sobą ciągłymi przejściami. Najliczniejsze granity centralne, zajmujące środkowe części masywu, reprezentowane są głównie przez odmiany porfirowate z dużymi kryształami skaleni potasowych często obwiedzonych plagioklazem. Granity grzbietowe (pasma górskie Karkonoszy oraz częściowo Rudawy Janowickie) są w swej czystej postaci równo- i bardziej drobnoziarniste, praktycznie pozbawione szlir biotytowych, enklaw i hornblendy. Granity granofirowe, najmniej liczne i występujące głównie na północno-wschodnim obrzeżeniu masywu, charakteryzuje obecność struktur granofirowych, obfitych zwłaszcza w drobnoziarnistych partiach skały. Ilościowe stosunki między kwarcem i skalaniem wskazują, że pod względem składu mineralnego wszystkie trzy typy granitów są bardzo do siebie zbliżone.

Granit Karkonoszy był poddany przez H. Cloosa i jego szkołę dokładnej analizie strukturalnej i jest jednym z najlepiej poznanych masywów środkowej Europy. H. Cloos wnioskuje (*vide* Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957), że intruzja ta wcisnęła się niezgodnie w otaczające skały osłony metamorficznej, ale zgodnie z pewnymi kierunkami strukturalnymi (szczeliny, uskoki, stratygraficzne niezgodności itp.). Karkonoski masyw granitowy nie ma według H. Cloosa formy batolitu, lecz jest wielką płaską intruzją, która wcisnęła się w starszy górotwór kaledoński. Intruzja granitowa spiętrzyła skały nadległe. Następnie erozja i denudacja zdarła w znacznej części nadkład, dzięki czemu jądro granitowe odsłania się dziś na znacznej

przestrzeni, a jego metamorficzna osłona pozostała tylko w postaci obramowania.

Masyw wykazuje dużo strukturalnych cech pozwalających ustalić budowę i sposób jego powstania. Obecność fluidalnej tekstury, podkreślonej kierunkowym położeniem dużych kryształów skaleni, świadczy o tym, że magma krystalizowała się w ruchu.

W granicie Karkonoszy rozpowszechnione są ciemne smugi i enklawy (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957). Od typowego granitu różnią się one większą obfitością biotyty i drobniejszym ziarnem. Smużyste zagęszczenia biotyty podkreślają miejscami fluidalną kierunkowość granitu. Pospolite ciemne enklawy o kulistym przeważnie kształcie i o wymiarach od kilku do dwudziestu kilku centymetrów zachowują miejscami ślady metamorficznej, rogowikowej\* struktury a nawet resztki łupkowej kierunkowości. Przypuszcza się, że stanowią one przekryształizowane i zgranityzowane ksenolity metamorficznych skał zagarniętych przez intruzję.

Masyw granitowy Karkonoszy jest pocięty bardzo licznymi młodszymi żyłami, których kierunki podkreślają jego strukturę. Ten zróżnicowany petrograficznie zespół skał żyłowych podzielić można na dwie grupy (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957): 1) aplity bardziej kwaśne i leukokratyczne, z drobnymi i lokalnymi partiami pegmatytowymi; 2) skały żyłowe mniej kwaśne i bogatsze w ciemne minerały (mikrogranity i lamprofiry), wyraźnie młodsze biegnące w kierunkach jego tektonicznych spękań.

H. Cloos (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) wyróżnia w masywach granitowych trzy zasadnicze kierunki spękań, które oznacza symbolami *Q*, *S*, *L*. Na podstawie rozmieszczenia smug, szczelin i żył doszedł on do wniosku, że granit Karkonoszy wcisnął się wzdłuż dwóch pęknięć istniejących w północnej i północno-wschodniej części masywu. Według niego w tych miejscach granit jest zakorzeniony, natomiast w częściach środkowej i zachodniej tworzy intruzję pokładową.

Na podstawie przeprowadzonych pomiarów grawimetrycznych R. Schwinner obliczył miąższość skał plutonu (1928 r.) na około 4—5 km (*vide* *Regionální geologie ČSSR*, 1964). Zdjęcie grawimetryczne było przeprowadzone jeszcze przed pierwszą wojną światową wzdłuż profilu Śnieżnik — okolice Jeleniej Góry.

Innym potwierdzeniem przypuszczenia, że nie jest to intruzja typu batolitowego, mogą być znalezione przez G. Berga w 1933 r. (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) w jednej z żył mikrogranitowych porwaki gnejsów i łupków krystalicznych podścielających granit.

\* Rogowik = hornfels

Cokolwiek inny pogląd miał W. E. Petrascheck (1933 a i b), który na podstawie pomiarów Schwinnera i studiów rozłożenia złóż rudnych w płaszczu plutonu widział drogi intruzji granitu Karkonoszy na S od miejsca dzisiejszego uskoku śródsudeckiego.

Granitowy masyw Karkonoszy nigdzie nie kontaktuje ze skałami górnopaleozoicznymi. Na podstawie dawnych badań stratygraficznych wiek intruzji karkonoskiej uznany został za późnokarboński. Wiek bezwzględny granitu Karkonoszy określono ostatnio (Przewłocki, Magda, Thomas, Paul 1962) metodą potasowo-argonową na 304 miliony lat, a metodą rubidowo-strontową na 292 miliony lat.

W skałach otaczających granitowy masyw Karkonoszy, mających według badaczy niemieckich miąższość około 15 000 m, wydzielono dwa kompleksy (Teisseyre 1956). Starszy z nich, osadowo-wulkaniczny, wykształcony jest jako różnego rodzaju łupki: mikowe, amfibolitowe, kwarcytowe, chlorytowe oraz marmury. Skały te powstały dzięki intensywnemu metamorfizmowi skał osadowych i wulkanogenicznych. Młodszy, intruzywny kompleks złożony z gnejsów izerskich jest intruzją tnącą kompleks łupkowy.

Obie te grupy skał, seria suprakrustalna i infrakrustalna uległy intensywnemu metamorfizmowi i złupkowaniu w okresie orogenicznym poprzedzającym wciśnięcie się intruzji granitu Karkonoszy.

Kontakt granitu Karkonoszy z osłoną ma na większej przestrzeni charakter intruzywny, a jedynie w partii północnej i północno-wschodniej tektoniczny wzdłuż uskoku śródsudeckiego (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957).

W otoczeniu masywu karkonoskiego obserwuje się zmienność w rozmieszczeniu przestrzennym granitognejsów i łupków. Od północy i północnego zachodu do granitu Karkonoszy przylegają gnejsy masywu Gór Izerskich. Wulkanogeniczno-osadowe skały w tej części osłony występują w niewielkiej ilości. Łupki mikowe obserwuje się tu jako trzy wąskie pasma biegnące w przybliżeniu równoleżnikowo, o miąższości nie przekraczającej 1 km. Amfibolity spotyka się sporadycznie jako niewielkich rozmiarów przewarstwienia, a krystaliczne wapienie i produkty ich przemian są tu rzadkością.

Przeważające w tej części osłony granitognejsy izerskie powstały w czasie starszej, prawdopodobnie algonckiej orogenezy. Wtedy to w serię skał osadowo-wulkanogenicznych wcisnęła się zgodnie z jej uławiceniem intruzja kwaśnej magmy granitowej. W wyniku tego skały ulegały kontaktowemu metamorfizmowi, a w wielu miejscach powstały typowe migma-

tyty. Zastygłe masy kwaśnej magmy wśród serii osadowo-wulkanogenicznej znacznie później, prawdopodobnie w okresie orogenezy młodokaledońskiej, uległy intensywnym ruchom górotwórczym. Cały ten kompleks skał bardzo się zmienił. Serie osadowe uległy silnemu złupkowaceniowi przechodząc miejscami w fylonity, a granity przeszły w gnejsy.

Obszerną petrologiczną charakterystykę formacji granitognejsów izerskich dała M. Kozłowska-Koch (1965). Obserwacje tej autorki dowodzą, że kompleks gnejsów izerskich jest formacją poligeniczną, powstałą po części z metamorficznej przeróbki intruzji magmowych — najprawdopodobniej w wielu oddzielnych ciałach synkinematycznie wtrąconych między przeobrażone serie suprakrustalne, po części z feldspatyzacji i granityzacji starszych skał serii suprakrustalnej przez działanie emanacji granitujących wysyłanych przez tę intruzję.

Granitognejsy miejscami w wyniku bardzo silnego ciśnienia i rozwałkowania mają wtórne blaszkowate tekstury, a także silne złupkowanie, tak że stały się podobne do łupków mikowych albo nawet fylonitów. W tym wypadku odróżnienie ich od starszych łupków pochodzenia osadowego napotyka niemałe trudności.

Najbardziej charakterystycznymi utworami kierunkowej deformacji są tzw. gnejsy oczkowe, które przy intensywnej deformacji przechodzą w gnejsy warstewkowate.

W zachodniej części opisywanego obszaru, a także w północno-zachodniej części osłony masywu Karkonoszy, izerskie granitognejsy ustępują miejsca mało albo w ogóle nie zdeformowanym granitom rumburskim. Granity rumburskie graniczą od północnego zachodu z młodszym (hercyńskim) łużyckim masywem granitowym.

Granitognejsy izerskie i łupki krystaliczne od północnego zachodu i północy mają najczęściej kontakt tektoniczny, prostopadły do rozciągłości skał otoczenia. Granitognejsy zapadają pod kątem 60° na N, natomiast łupki krystaliczne mają upad zmienny, na ogół północny pod kątem 40—90°. Środkowa strefa łupków jest rozbita na bloki serią poprzecznych uskoku o amplitudzie od 50 do 150 m. W gnejsach oczkowych deformacje te przejawiały się w ich mylonityzacji.

Od północnego wschodu granit Karkonoszy oddziela od regionu kaczawskiego dyslokacja uskoku wewnętrznosudeckiego. Od wschodu i południowego wschodu granit otacza tzw. karkonoskie krystalinikum (*Regionální geologie ČSSR*, 1964), dawniej tzw. kompleks sudecki.

Na obszarze wschodniej części metamorficznej osłony Karkonoszy między innymi prowadził badania geologiczne J. Oberc. Biorąc pod

uwagę tektoniczną odrębność i swoisty zespół litologiczny wyróżnił on tam dwie jednostki (J. Oberc 1960): jednostkę Rudaw Janowickich-Snieżki i jednostkę Leszczyńca. Ponadto skały zieleńcowe i fyllity między Ciechanowicami, Przybkowicami i Wieściszowicami określa jako element Przybkowic.

W karkonoskim krystaliniku obserwuje się wielką różnorodność skał. Występują różnorodne łupki (muskowitowe, muskowitowo-biotytowe, muskowitowo-biotytowo-chlorytowe, chlorytowo-serycytowe i kwarcytowe) rzadko z lokalnymi wkładkami grafitu. Pierwotnie były to skały osadowe pelityczno-ilaste lub piaszczyste. Łupkowość ich jest zwykle bardzo intensywna. Omawiane łupki mikowe nierzadko zawierają granaty, a w niektórych strefach duże, czarne łuseczki biotytu. Wśród łupków mikowych występują soczewkowate formy skał węglanowych, metamorficznie przekrystalizowanych w marmury. Marmury wschodniej osłony Karkonoszy, białe albo szare, różnoziarniste, często są w różnym stopniu zdolomityzowane i zawierają zmienne ilości minerałów krzemianowo-wapiennych. Miejscami w zewnętrznych partiach soczewki te bywają zmienione w skały krzemianowe z diopsydem, granatem oraz minerałami grupy serpentynitów i chlorytu. Przypuszcza się (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957), że powstały one w wyniku kontaktowej działalności intruzji granitognejsów izerskich. Soczewki ich zazębiają się stratygraficznie z otaczającymi je łupkami albo przechodzą w przejściowe i zmieszane typy łupków wapienno-mikowych.

Zgodnie z uwarstwieniem łupków mikowych leżą wśród nich pokłady amfibolitów. Są to metamorficzne pochodne międzypokładowych intruzji diabazowych, law bazaltowych i ich tufów. Amfibolity te są szczególnie szeroko rozwinięte w paśmie Gór Kamiennych. Skały te są bardzo zróżnicowane pod względem składu i struktury. Obserwuje się odmiany ziarniste, niekiedy z wyraźnymi śladami ofitowej struktury (dawne diabazy), a także odmiany porfirowate, masywne, zielonoczarne, wiązane z dawnymi bazaltami i ich tufami. We wschodniej części Gór Kamiennych w niektórych miejscach amfibolity występują naprzemiennie z granitognejsami lub przechodzą w specjalne odmiany gnejsów hornblendowych. Obserwuje się także przejścia amfibolitów w łupki chlorytowe z albitem i epidotem.

Oprócz wspomnianych wyżej skał osadowo-wulkanicznych we wschodniej części metamorficznej osłony granitu Karkonoszy dość liczne są granitognejsy. W części południowej wzdłuż kontaktu granitu ciągnie się pas gnejsów Kowarskich wyróżnionych przez G. Berga (Teis-

seyre, Smulikowski, Oberc 1957). Szerokość tej strefy wynosi średnio około 1 km, przy czym rozszerza się ona w kierunku zachodnim. Ponadto w części południowej, po stronie czeskiej, występuje strefa z granitognejsami.

Wzdłuż wschodniej granicy masywu Karkonoszy zróżnicowane krystaliczne skały okrywy ciągną się równoległym, szerokim do kilku kilometrów pasmem. Na południu pasmo to ulega rozszerzeniu, a stromy wschodni upad zmienia się na zachodni.

W rejonie miasta Kowary granit intruzji karkonoskiej wcina się klinem ku południowi w serię skał krystalicznych okrywy. W tym miejscu łupki krystaliczne zmieniają swój kierunek z WSW na NNW, aby dalej na zachód znów łukowato wygiąć się ku S. W południowej części Kowar kontakt granitu na początku ma przebieg mniej więcej południkowy, a następnie zmienia się na NNW i tnie łupki pod kątem prostym. W tym miejscu seria krystaliczna okrywy zapada pod granit. Dalej w kierunku zachodnim łupki krystaliczne znów pokrywowo leżą na granicie.

Ogólnie można powiedzieć, że kontakt skał wschodniej osłony z masywem granitowym jest bardzo zmienny, dzięki czemu w miarę przechodzenia z N na S z granitem kontaktują coraz to inne poziomy serii łupkowej. Wschodni kontakt granitu z osłoną ma długość około 15 km. Płaszczyzna kontaktu ścina skały metamorficzne pod ostrym kątem, który maleje stopniowo z S ku N, a w okolicy Miedzianki wynosi już tylko około 30°. Dalej ku wschodowi osłona metamorficzna granitu Karkonoszy zapada pod kompleks skał osadowych niecki śródsudeckiej.

Południowy kontakt granitu z osłoną jest również zmienny. Ogólnie biorąc płaszczyzna kontaktu zapada pod kątem 40° na S, jednakże na pewnych odcinkach w związku ze sfałdowaniem osłony płaszczyzna ta jest nierówna.

Od południa i południowego zachodu w obrzeżeniu Karkonoszy znajduje się tzw. krystalinikum żeleznobrodsko-ještědskie (dawny kompleks podsudecki). Jest to seria skał zaliczonych do ordowiku i syluru. U podstawy serii leżą tzw. fyllity dachówkowe ze sporadycznymi wkładkami zieleńców, które ku górze przechodzą w fyllity serycytowe z wkładkami kwarcytowymi, szarogłazowymi i chlorytowymi.

Sylur krystalinikum żeleznobrodsko-ještědskiego zaczyna się wkładką kwarcytów z przeławiczeniami drobnoziarnistych zlepieńców kwarcowych, wyżej leżą fyllity grafitowe z wkładkami lidytów dolnosylurskich. Nad nimi leżą młodsze utwory sylurskie — warstwy węglanowe ze zmienionymi diabazami, tufami dia-

bazowymi i tufitami, tworzące serię zieleńców i łupków zieleńcowych.

Według H. Cloosa (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) szczeliny *Q* przecinają zarówno masyw granitowy Karkonoszy, jak i jego osłonę metamorficzną. Kierunki *Q* spękań układają się zawsze prostopadle do kierunku struktur liniowych i fluidalnych. Są to pierwsze dysjunkcje, które zjawiają się w świeżo zastygłych górnych masach intruzji. Przechodzenie szczelin granitu w osłonę zachodzi niekiedy na większych odległościach, przekraczając samą strefę kontaktową.

Jak już wspomniano, intruzja granitu Karkonoszy zmieniła w znacznym stopniu skały otaczające. Charakter zmian uzależniony jest od wielu czynników, jak: 1) rodzaj skał, w których te zmiany zachodzą, 2) upad powierzchni kontaktowej oraz bieg skał osłony w stosunku do powierzchni kontaktowej, 3) szczelinowatość osłony i granitu.

Miąższość strefy kontaktowej jest bardzo znaczna, np. według J. Chaloupskiego (*Regionalni geologie CSSR*, 1964) przy południowej granicy masywu dochodzi ona do 1—2 km. W innych częściach osłony jest ona znacznie mniejsza, a miejscami całkowicie jej brak, np. przy kontakcie tektonicznym wzdłuż uskoku śródsudeckiego.

W bezpośrednim kontakcie z granitową intruzją łupki przeszły w krystaliczne rogowiki i rogowikowe gnejsy z andaluzytem i kordieritem. W miarę oddalania się od kontaktu wygląd skał się zmienia i przeważają plamiste łupki mikowe (Chaloupsky, Svoboda — *Regionalni geologie CSSR*, 1964). Najbardziej wrażliwe na kontaktowe wpływy emanacji granitu są skały węglanowe, które łatwo ulegają metasomatozie. Oprócz występowania w nich typowych minerałów kontaktowych, takich jak: granaty, pirokseny, epidoty — często stwierdza się podwyższone ilości minerałów rudnych.

#### CHARAKTERYSTYKA MAGNETYTOWYCH RUD ŻELAZA W ZŁOŻACH KARKONOSKICH

##### M i e d z i a n k a

Złoże Miedzianka leży w północno-wschodnim obrzeżeniu masywu granitowego Karkonoszy. Ciągnie się ono od kontaktu łupków krystalicznych z granitem karkonoskim w kierunku południowo-wschodnim. Występują tu trzy pola okruszcowania: zachodnie, środkowe i wschodnie, a ponadto czwarte pole tzw. północne, ciągnące się wzdłuż głównego uskoku śródsudeckiego.

W zachodnim polu rudnym, najbliższym masywu granitowego, istnieją dwa typy okruszcowania: żyły szczelinowe oraz spłaszczone gniazda rudne.

Żyły rudonośne występują prawie wyłącznie wśród amfibolitów. Obserwuje się stopniowe przechodzenie żyły w skały otaczające, a granica między masą żylną a skałą otaczającą jest bardzo słabo zaznaczona. W najbliższym sąsiedztwie żył skała otaczająca nie wykazuje przejawów mineralizacji rudnej. Wypełnienie żył szczelinowych stanowi zazwyczaj hornblendy, diopsyd, kwarc, epidot, chloryt, węglany żelaza i minerały rudne.

Gniazda rudne leżą zgodnie wśród łupków lyszczkowych. Łupki krystaliczne otaczające gniazda są zmienione kontaktowo w słojujące rogowiki, miejscami zawierają nie zmienione soczewki kalcytowo-dolomitowe. Spotyka się w dużej ilości ciemne, szarzielone rogowiki diopsydowe oraz epidotowo-granatowe.

W polu zachodnim złoża Miedzianki znana jest żyła magnetytu, która (R. Krajewski 1964) ma miąższość 0,5—3 m i została przesledzona po rozciągłości na odcinku około 300 m. Żyła ta tkwi wśród łupków mikowych. Wypełnienie żyły stanowią agregaty magnetytu z pirotytem, pirytem i chlorytem, podrzędnie występuje w niej sfaleryt, arsenopiryty, chalkopiryty i kalcyt. Spotyka się tu także wiele innych minerałów, jak np. luzonit, famantynit, ilwait, ajkinit. Zawartość żelaza waha się w granicach 19—54% Fe. Z innych składników oznaczono: SiO<sub>2</sub> — 29%, CaO — 2%, MgO — 1,14%, Zn — 2%.

Próbki magnetytu pobrałam z hałdy w miejscowości Miedzianka przy szybie głównym. Wykazały one, że magnetyt jest głównym minerałem rudnym występującym nierównomiernie; w niektórych partiach złoża niemalą rolę odgrywają minerały siarczkowe.

Magnetyt jest najczęściej drobnoziarnistym agregatem o teksturze masywnej (pl. I, fot. 1). Badania mikroskopowe pozwoliły określić trzy sposoby występowania magnetytu:

1. Większe agregaty magnetytu z dużą ilością drobnych wrostków minerałów nierudnych i niewielką ilością siarczków. Wolne przestrzenie między nimi wypełnione są minerałami nierudnymi a czasem sfalerytem albo chalkopirytem (pl. I, fot. 2, 4).

2. Idiomorficzne ziarna magnetytu (pl. II, fot. 3).

3. Nieforemne, wydłużone ziarna magnetytu (pl. III, fot. 4).

Dominuje ilościowo magnetyt z 1 i 2 grupy, z tym że nie obserwuje się przejść między poszczególnymi grupami występującymi bezładnie. Magnetyt złoża Miedzianka jest drobnoziarnisty i trawienie strukturalne stężonym kwa-

sem solnym przeważnie nie daje wyraźnego obrazu wewnętrznej budowy ziarn magnetytu (pl. IV, fot. 1, 4). W związku z tym zastosowano specjalne polerowanie szlifów magnetytu, które dało pozytywne wyniki. Polegało ono na tym, że wypolerowany szlif dla światła odbitego polerowano na grubym, miękkim materiale wleńnianym do momentu powstania wyraźnego reliefu między magnetytem i skałą płonna. Następnie preparat polerowano na cienkim i twardym materiale (jedwabiu), polewając mieszaniną rozpuszczonego w benzenie i spirytusie dwuchromianu amonu aż do ujawnienia struktury magnetytu. Tak wypolerowane szlify magnetytu badano pod mikroskopem przy świetle lekko zblendowanym i niezupełnej ostrości obrazu.

W załączonych podwójnych zdjęciach (pl. II, fot. 1, 2, 5, 6; pl. III, fot. 1, 2, 5, 6) jedno z nich jest zwykle wykonane w normalnych warunkach, natomiast drugie zdjęcie wykonane jest przy niepełnej ostrości i zblendowaniu.

Pierwszą grupę wydzieleni magnetytu, spotykaną stosunkowo często, stanowią bezkierunkowe agregaty. Dzięki dużej ilości drobnych wrostków minerałów nierudnych przy małych powiększeniach magnetyt sprawia wrażenie nie-dopolerowanego. Jest on popękany, a pęknięcia wypełnione są siarczkami. Z reguły w brzeźnych partiach agregatów obserwuje się kryształy magnetytu o budowie zonalnej (pl. I, fot. 3), natomiast dalej ku środkowi magnetyt miejscami ma wygląd magnetytu o budowie kolomorficznej — skrytokrystalicznej, miejscami jednak wykazuje typową zonalną budowę kryształów (pl. I, fot. 5). Występują tu także jak gdyby zarodki kryształów, które zwykle obrastają większe kryształy magnetytu i często występują razem z drobnymi siarczkami i niektórymi minerałami nierudnymi.

Drugą grupę stanowią idiomorficzne kryształy magnetytu z dobrze wyrażoną budową zonalną (pl. II, fot. 2, 6; pl. III, fot. 2), które również dobrze zaznaczają się w agregatach magnetytu. Wśród większych kryształów o budowie zonalnej obserwuje się również początki krystalizacji zaznaczone drobnymi nieregularnymi strefowymi wydzieleniami, często związanymi z siarczkami i minerałami nierudnymi.

Trzecia grupa magnetytu nie występuje powszechnie. Tu razem z minerałami o budowie częściowo zonalnej obserwuje się występowanie wydłużonych form muszkietowitu oraz wydzieleni, które przypominają struktury kolomorficzne (pl. III, fot. 6). Ponadto w tej grupie obserwuje się początkowe stadia martytyzacji z aureolą hematytowych igiełek (pl. II, fot. 4; pl. III, fot. 3).

O przyczynie zonalnej budowy magnetytu Miedzianki trudno jest coś konkretnego powie-

zieć. Znaczna część minerałów kruszcowych wykazuje charakterystyczną zonalną budowę, która zwykle bardziej zaznacza się po trawieniu. Przyczyną strefowości są przerwy we wzroście, okresowa zmiana występowania porów lub wtrąceń ciał obcych.

Według P. Ramdohra (1962) budowa zonalna kryształów jest oznaką stosunkowo szybkiego wzrostu, niskich temperatur i różnych chemicznie roztworów. Strefy często oznaczają wznowienie wzrostu albo rytmiczną zmianę warunków odkładania.

Utworzenie stref w minerałach magnetytu Miedzianki nie jest uwarunkowane drobnymi wtrąceniami minerałów nierudnych, może ono być raczej związane ze składem chemicznym magnetytu i z różnicą twardości.

Podobna strefowość magnetytu jest zjawiskiem często spotykanym w złożach kontaktowo-metasomatycznych. Niekiedy przyczyną takiej budowy jest naprzemianległe, strefowe występowanie magnetytu o normalnym odcieniu brązowym z magnetytem o odcieniu niebieskawym nazwanym przez wielu autorów maghemitem.

W magnetytowych rudach złoża Miedzianki występują owalne wydzielenia, nietypowe dla magnetytu krystalicznego. Można je zaliczyć do struktur kolomorficznych (pl. III, fot. 6). Trawienie stężonym kwasem solnym jeszcze bardziej podkreśliło tę nietypową dla magnetytu budowę (pl. IV, fot. 2, 3).

Kolomorficzna budowa magnetytu znana jest już dość dawno. W hydrotermalnych rudach żelaza rejonu Angaro-Ilimskiego opisywano oolity, mające budowę zonalnie koncentryczną i złożone z magnetytu, maghemitu, hematytu i minerałów nierudnych. Podobne struktury opisywano również w złożach żelaza Syberii i w skarnowych złożach zachodniego Tian-szania (Pawłow 1956). Można zatem wnioskować, że występowanie kolomorficznego magnetytu w złożach kontaktowo-metasomatycznych nie jest przypadkowe. Stosunkowo rzadkie stwierdzenie magnetytu kolomorficznego jest prawdopodobnie uwarunkowane późniejszą rekrystalizacją żeli żelaza lub zjawiskami metamorfizmu rud.

Jak podaje J. B. Pawłow (1956) i inni, wydzielenia magnetytu kolomorficznego zwykle związane są przestrzennie z rudami o teksturach brekcjowych. Ponadto morfologiczne podobieństwo kolomorficznych utworów magnetytu i analogiczne położenie geologiczne pozwalają sądzić, że warunki ich powstawania są podobne.

W złożach kontaktowo-metasomatycznych powstawanie kolomorficznego magnetytu najczęściej jest ściśle związane ze złożonymi warunkami tektonicznymi. Procesy tektoniczne wpły-

wały w pewnych warunkach na obniżenie ciśnienia, co z kolei wywoływało przesylenie pierwotnego roztworu właściwego, szybkie powstawanie dużej ilości ośrodków krystalizacji z utworzeniem drobnodispersyjnego środowiska, tj. z przejściem roztworu właściwego w koloidalny (Bietiechtin, Lewicki — *Osnownyje problemy w uczeniu o magmatogiennych rudnych miastorożdienijach*, 1953).

Badania mikroskopowe w świetle przechodzącym wykazały, że w złożu Miedzianka magnetyt zastępuje minerały nierudne oraz wypełnia przestrzenie między nimi (pl. IV, fot. 5, 6). Magnetyt często zastępuje pewne strefy minerałów nierudnych np. skaleni, kwarcu. Załączone fotografie (pl. IV, fot. 5, 6) mogą obrazować powstawanie owalnych struktur magnetytu. Oprócz strefowego zastępowania minerałów nierudnych niekiedy obserwuje się wydzielenia magnetytu w środkowych partiach tych minerałów.

Warstewki magnetytu o kształtach owalnych lub zaokrąglonych mogą mieć inną budowę wewnętrzną niż otaczający je magnetyt, ponieważ w świetle odbitym wyróżniają się trochę ciemniejszymi barwami i bardzo słabo ulegają trawieniu (pl. III, fot. 6; pl. IV, fot. 3), przy czym nawet duże powiększenia nie pozwalają wyróżnić budowy krystalicznej. Niekiedy na zewnątrz tych kolistych wydzieleni odkłada się magnetyt krystaliczny. Strefa wewnętrzna najczęściej nie jest w całości wypełniona magnetytem, przy czym sam środek często również bywa zastępowany magnetytem, co daje strukturę koronkowe (pl. III, fot. 4).

Analizując powyższe dane, słuszniejsze wydaje się tłumaczenie powstania struktur owalnych na drodze zastępowania minerałów nierudnych przez magnetyt, niż wiązanie ich ze strefami tektonicznymi.

W magnetytach Miedzianki dość często obserwuje się zjawisko muszkietowityzacji, gdzie magnetyt z muszkietowitem albo sam muszkietowit występują w wydłużonych skupieniach (pl. III, fot. 3). Nierzadko oddzielne płytki lub skupienia muszkietowitu tworzą figury siatkowe. Płytki muszkietowitu niekiedy mają ząbkowane brzegi, co związane jest z narastaniem na nich drobnych izometrycznych kryształów magnetytu.

W muszkietowicie można obserwować w niewielkiej ilości zachowane relikty hematytu. Zastępowanie hematytu magnetytem zachodzi od brzegu wzdłuż jego podstawowej łupliwości, aż do zastąpienia hematytu, z pozostawieniem niekiedy drobnych wydłużonych reliktyw (pl. III, fot. 3).

Często spotykanym zjawiskiem jest również martytyzacja magnetytu. Na ogół są to stadia

początkowe, zaczynające się od brzegów ziarn. Martytyzacja rozwija się intensywniej w agregatach magnetytu, co uwarunkowane jest obecnością drobnych szczelin w skupieniach magnetytowych. Często w miejscach martytyzacji magnetytu można spotkać hematyt w postaci igiełkowatych wydzieleni (pl. II, fot. 4; pl. III, fot. 3).

W rudach magnetytu obserwuje się także maghemit, który występuje w oddzielnych skupieniach. Wyjątkowo spotykane jest zastępowanie magnetytu maghemitem. Uważa się, że maghemit jest minerałem przejściowym między magnetytem i martytem. W świetle odbitym maghemit ma kolor magnetytu z odcieniem szaroniebieskim, prześwieca zaś brązowo. Zjawisko maghemityzacji poznane jest słabo. W warunkach naturalnych przejście magnetytu w maghemit i zakres jego trwałości jeszcze nie zostały ustalone, chociaż w warunkach laboratoryjnych otrzymano maghemit przez utlenienie magnetytu (Saldau 1957).

Do utworzenia rud magnetytu w Miedziance (pole zachodnie) doszło w pierwszym etapie okruszczenia złoża, który poprzedziły intruzje dajek granitu i aplitu, zlokalizowane w pobliżu masywu granitowego. Równocześnie z magnetytem wydzieliła się niewielka ilość siarczków, takich jak: arsenopiryt, piryt, chalkopiryt, sfaleryt i inne. Następnie w polu Miedzianki wzdłuż płaszczyzn łupkowości skał powstało szereg szczelin, będących drogami krążenia roztworów kruszczośnych. W związku z tym utworzyły się na całym obszarze złożowym żyły minerałów tworzących się w temperaturach średnich i niższych.

## K o w a r y

Seria magnetytowa Kowar występuje w południowej części wschodniego obrzeżenia krystalicznej osłony Karkonoszy. Złoże w Kowarach zostało opracowane już uprzednio (Zimnoch 1961).

W pobliżu granicy z masywem granitowym, wśród oczkowych gnejsów znajduje się łukowato wygięta soczewka formacji rudonośnej o długości około 1,5 km i zmiennej miąższości od 90 do 190 m. Kierunek soczewki jest równoleżnikowy, upad bardzo stromy (ok. 80°) ogólnie na północ. W głąb seria zwęża się i na głębokości około 600 m od powierzchni grubość jej wynosi około 50 m.

Formację rudonośną stanowią naprzemianlegle ułożone skały serii zmetamorfizowanej złożonej z marmurów, łupków, rogowików, skarnów i rudy magnetytowej. Między oddzielnymi warstewkami a także na kontakcie z oczkowymi gnejsami obserwuje się niedużej miąż-

szości (do 1 cm) zmieloną tektonicznie, luźną skałę.

Skarny obserwuje się w zachodniej i wschodniej części złoża. Występują one często razem z rudą magnetytową a także w skałach otaczających. Miejscami skarny tną w poprzek marmury i łupki, i to w kilku poziomach kopalni w tym samym rejonie. Wskazuje to na istnienie struktur słupowych. Najczęściej strefa skarnów występuje razem z siarczkami. Proces powstawania rogowików i skarnów prawdopodobnie związany jest z działalnością gorących roztworów mineralizacyjnych, pochodzących z głębokich partii intruzji granitowej Karkonoszy.

Ruda magnetytowa występuje przeważnie na kontaktach między marmurami a łupkami, w formie soczewek nieprawidłowego kształtu, łuskowato zachodzących na siebie. Miejscami soczewki magnetytu znajdują się w samych amfibolowych łupkach albo w marmurach. Soczewki magnetytu mają zmienny bieg i upad a także bardzo zmienną miąższość: od kilku centymetrów do kilku metrów, a miejscami do 20 m. Przeważnie soczewki magnetytu ułożone są zgodnie ze skałami otaczającymi.

Cała formacja rudonośna pocięta jest żyłami związanymi z hercyńskim granitem. Żyły występują na wszystkich polach złoża. Skład ich jest różny — zbliżony do granitu, aplitowych sjenitów i do pegmatytów. Ponadto na górnych poziomach zachodniego pola występują apofizy granitowe.

W części zachodniej formacja rudonośna obcięta jest głównym uskokiem o kierunku NNW—SSE z upadem na NE pod kątem około  $80^\circ$ , prześledzonym do głębokości ponad 600 m. W uskoku strefa skruszenia wynosi 2—3 m. Występują tam zmylonityzowane skały i lustra skalne. Na południu główny uskok wchodzi w gnejsy oczkowe. Dalszego jego przebiegu nie prześledzono. Podobnie od strony północnej prace górnicze nie osiągnęły zakończenia uskoku. Jednak stwierdzono, że w granicie uskok rozdwa się i zmniejsza się miąższość strefy tektonicznego skruszenia do 0,5—1 m. Amplituda uskoku wynosi kilkadziesiąt metrów z obniżeniem wschodniego skrzydła. Występują tu także przesunięcia poziome, o czym może świadczyć rozciągnięcie formacji rudonośnej bloku wschodniego w kierunku południowo-wschodnim. Również w pobliżu głównego uskoku ciała rudne tworzą nieprawidłowe zgrubienia.

Resztki formacji rudonośnej obserwuje się także na zachód od głównego uskoku, gdzie w odległości 45—80 m od uskoku występuje płat łupków z marmurami, a w nich ruda magnetytowa o miąższości około 80 cm.

Oprócz głównego uskoku w złożu występuje szereg drugorzędnych uskoku, długości od kil-

ku do kilkunastu metrów, dających się śledzić na przestrzeni kilku poziomów. Wyróżnia się uskoki równoległe i prawie prostopadłe do głównego uskoku, o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego. Kąty upadu są bardzo różnorodne od  $30$  do  $80^\circ$ . Miąższość strefy skruszenia dochodzi do 1 m. Od uskoku głównego odchodzą półkolisto uskoki drugorzędne.

Główny uskok znajduje się w skrzydle wielkiego fleksuralnego przegięcia struktury kaledońskiej, widocznego w zachodnim polu kopalni Wolność, gdzie intruzja granitu karkonoskiego wykorzystwała przegięcie fleksuralne skał osłony granitu. Przy głównym uskoku obserwuje się poziome przesunięcie jego skrzydeł na długości ponad 400—500 m, w wyniku czego po wschodniej stronie uskoku granit dochodzi do formacji rudonośnej, gdy po zachodniej przesunięty jest daleko na NNW. Wynika z tego, że intruzja granitu była związana ze zluźnioną strefą, która mogła powstać na skrzydle przegięcia fleksuralnego, a także, że główny uskok mógł istnieć jeszcze przed intruzją granitu. Uskok ten był niejednokrotnie odmładzany, o czym może świadczyć miąższość strefy skruszenia w granicie i w formacji rudonośnej a także okazy kalcytu z rudą uranową znajdowane w strefie skruszenia.

W składzie rud wyróżnić można dwa oddzielne stadia okruszcowania. Pierwsze, uwarunkowane głównie koncentracją magnetytu, należy do procesu pierwotnego nagromadzenia żelaza w osadach prekambryjskich. Drugie stadium (siarczkowe i arsenowe) okruszcowania związane jest z działalnością hydrotermalną, towarzyszącą hercyńskiej intruzji granitowej. W tym stadium wydzielono trzy etapy: skarnowy, siarczkowy i metasomatyczny.

Główna masa rudy składa się ze wstęgowatego i masywnego magnetytu, miejscami występującego ze skarnami. Okruszcowanie siarczkowe i arsenowe spotyka się w formie żył (0,5—5 cm miąższości) i gniazd zarówno w rudach magnetytowych, jak i w otaczających skałach.

Rudy siarczkowe — pirotynowo-pirytowe z chalkopirytem, markasytem i niewielkimi ilościami sfalerytu, galenitu i innych — mają w złożu szerokie rozprzestrzenienie. Najczęściej występują razem ze skarnami. Obserwuje się je daleko poza zasięgiem występowania rud magnetytowych. Natomiast ich formy żyłowe z reguły mające duże upady i niejednokrotnie tnące skały formacji rudonośnej wskazują, że mineralizacja siarczkowa wykształciła się wzdłuż zluźnionych stref tektonicznych.

Rzadko są spotykane rudy arsenowe z głównymi minerałami chloantytem, saflorytem i rammelsbergitem. W mniejszych ilościach występuje nikielin i pierwiastki rodzime: As, Bi,



Ag. Ponadto w złożu często spotykane są żyły kalcytowe z tabliczkowatym hematytem.

W rudach magnetytowych ze względu na teksturę wyróżniono trzy typy: rudy wstęgowe (pasemkowe, smugowate), rudy masywne i rudy ze skarnami. Pierwsze dwa typy występują powszechnie w całym złożu, natomiast trzeciego typu nie obserwowałam w środkowym polu kopalni.

Kontakty rudy magnetytowej ze skałami otaczającymi są przeważnie ostre (tektoniczne), często z obecnością rozartych skał (ok. 1 cm miąższości), magnetytu i luster skalnych. Gdy rudzie towarzyszą skarny, kontakty rudy magnetytowej ze skarnami mają powierzchnie nierówne. Skarny są utworami młodszymi od rudy magnetytowej, czego dowodem mogą być obserwowane przecięcia ciał magnetytowych przez skarny i nieobecność zjawisk powszechnego dla złóż kontaktowo-metasomatycznych zastępowania skarnowych minerałów magnetytem. Ponadto często obserwowano niezależność występowania skarnów i magnetytu np. w rudzie magnetytowej w środkowym polu kopalni, gdzie skarnów nie zauważono.

Bardzo charakterystyczne są rudy wstęgowe, gdzie poszczególne smugi rudy składają się z magnetytu, a nierudne w większości z minerałów węglanowych albo łupków amfibolowych. Miejscami można obserwować stopniowe przejścia rudy magnetytowej w marmury albo łupki. W stropie poziomym 204 obserwowałam kilkudziesięciometrowej długości ciało rudne o bardzo zmiennej miąższości od kilku centymetrów do ponad 1 m. W niektórych jego miejscach można było obserwować zachowane partie z przejściami magnetytu w marmury w postaci pasemkowej przy stopniowym cieniieniu pasemek magnetytu w marmurach. Z tego wynika, że obecny kształt ciała rudnego powstał w wyniku działania czynników tektonicznych. Natomiast przed fałdowaniem ciało rudne miało miąższość bardziej wyrównaną. W miejscach większego nacisku magnetyt został wyciśnięty, a miejsca stosunkowo najmniej naruszone zachowały tekstury pasemkowe.

Magnetyt kowarski jest średnio- i drobnoziarnisty, najczęściej ksenomorficzny, o teksturze zbitej (pl. V, fot. 1) lub smugowej (pl. V, fot. 2, 3). Pierwszy typ rudy występuje w całym złożu, a rudy smugowe przeważają w polu środkowym. Często rudy te są sfałdowane (pl. VII, fot. 4), nieraz zdeformowane i rozerwane (pl. V, fot. 3).

Na obszarze całego złoża sporadycznie występują wydzielenia magnetytu podobne do koncentrycznych i tylko w jednym szlifie próbki z pola wschodniego zaobserwowałam skupienia magnetytu o strukturze koncentrycznej, podob-

nej do struktury oolitowej (pl. VI, fot. 1, 2, 3). Strefowość budowy wydzielen oolitowych podkreślają siarczki i kalcyt, które wcisnęły się między odrębne koncentryczne strefy oolitów magnetytu. Strukturę podobną do oolitowej można tłumaczyć jako zachowane relikty pierwotnych struktur związków żelaza, które następnie uległy przekryształizowaniu.

Skupienia i kryształy magnetytu są przeważnie zorientowane kierunkowo (pl. VII, fot. 4; pl. VIII, fot. 2, 3). Rudy magnetytu charakteryzują się dość różnorodnymi strukturami i często trudno wydzielić poszczególne kryształy (pl. VII, fot. 3). Rzadziej spotyka się wyraźną strukturę krystaliczną (pl. VII, fot. 4).

Stosunkowo często spotykanym zjawiskiem w rudach kowarskich jest martytyzacja magnetytu. Zaczyna się ona od brzegów ziarn, tworząc różnej grubości obwódki i nierównomierne przenika ku środkowi wzdłuż drobnych szczelin, pustek oraz wzdłuż ścian ośmiościanu. Rzadko dochodzi do całkowitego zastąpienia magnetytu martytem (pl. VII, fot. 1, 2).

Trawienie magnetytu stężonym kwasem solnym wykazało jego średnio- i drobnoziarnistą budowę, która występuje zarówno w rudach zbitych (pl. VIII, fot. 3, 6), jak w pasemkowych (pl. VIII, fot. 1, 2, 4). Należy zaznaczyć, że na fotografii 4, na planszy VIII w górnej i dolnej części trawionego magnetytu wytrawiły się wzory, które powstają przy szybkim trawieniu i nie charakteryzują wewnętrznej budowy magnetytu. Niekiedy w pęknięciach i między ziarnami magnetytu występują późniejsze siarczki, zwykle w formie żyłek (pl. VIII, fot. 6).

Bardzo często obserwowanym zjawiskiem w kowarskich rudach jest kataklaza magnetytu, która występuje w szlifach ze wszystkich pól kopalni. Nieraz spotyka się charakterystyczne siatkowe spękanie magnetytu. Rzadziej stwierdza się mylonityzację. Obecność odłamków częściowo zmartytyzowanego magnetytu w strefach mylonityzacji pozwala określić czas mylonityzacji jako pohercyński, ponieważ martytyzacja powstała w wyniku hydrotermalnego stadium tworzenia się minerałów.

## Sm r ć i

Rudy żelaza w Smrći występują na prawym zboczu doliny Małej Upy na wysokości 910—940 m n.p.m. Złoże Smrći tkwi w serii łupków krystalicznych otaczających od południowego wschodu granitowy masyw Karkonoszy. Budowa jego została ostatnio opracowana przez M. Maškę (1950, 1951). Seria łupków krystalicznych składa się z parałupków mikowych z wkładkami wapieni i dolomitów (ok. 75 m miąższości) oraz warstw rudonośnych (miąższości 5—20 m)



złożonych z łupków aktynolitowo-chlorytowych, aktynolitowych, amfibolitów i niewielkich wkładek skał węglanowych, z którymi głównie związany jest magnetyt. Wyżej ponownie pojawiają się parałupki o miąższości dochodzącej do 150 m.

Cały ten kompleks skalny jest intensywnie pofałdowany. Warstwy mają ogólny bieg SSW—NNE z upadem 40—45° SE. Strefa złożowa jest ponadto poprzecinana uskokami rozciągającymi się bądź prostopadle, bądź równoległe do kierunku ułożenia warstw. Dyslokacje te wiążą się z orogenezą hercyńską lub z możliwym odmłodzeniem w czasie ruchów saksońskich.

Główne skupienia magnetytu obserwuje się na kontakcie skał węglanowych z zieleńcami, gdzie magnetyt występuje w warstwach o miąższości 15—20 cm, często naprzemianlegle z warstwami zieleńców, dając charakterystyczne tekstury pasemkowate (grubość warstewek waha się w granicach od 1 mm do 1 cm). Przypuszcza się, że seria rudonośna ciągnie się na przestrzeni około 700 m.

Głównym i przeważającym minerałem rudnym jest magnetyt. Obok wspomnianej rudy pasemkowej magnetyt występuje w skale płonnej lub tworzy przerosty z minerałami krzemianowymi. Oprócz magnetytu znane są drobne żyłki i impregnacje chalkopiryty oraz piryty.

Złoże magnetytu Smrči zaliczane jest przez M. Maškę (1950, 1951) do złóż syngenetycznych powstałych współcześnie ze skałami otaczającymi, a późniejsze procesy metamorfizmu regionalnego zachodzące w orogenezie kaledońskiej przeobraziły zarówno rudy, jak i skały otaczające. Natomiast mineralizacja siarczkowa wiąże się z orogenezą hercyńską.

Okazy magnetytu pobrane z hałdy złoża Smrči mają tekstury warstewkowate (pl. IX, fot. 1). W strefach, gdzie przeważają minerały nierudne, na ogół występują drobno- i średnioziarniste wydzielenia magnetytu, niekiedy ułożone kierunkowo i popękane równoległe (pl. IX, fot. 2, 3). Pasma rudne zbudowane są z agregatów złożonych z większych wydzieleni magnetytu otoczonych drobniejszymi ziarnami (pl. IX, fot. 4). W wielu ziarnach magnetytu jak również w metakryształach obserwuje się ślady kierunkowego kruszenia, przy czym szczeliny tworzą nieraz nieprawidłową siatkę (pl. IX, fot. 5).

Na uwagę zasługują duże wydzielenia magnetytu. W niektórych z nich zaznacza się budowa wewnętrzna, którą podkreśla kolor magnetytu (w świetle odbitym), co jest dobrze widoczne na zdjęciu (pl. IX, fot. 5; pl. X, fot. 1). W magnetycie wyróżnia się odcinki jaśniejsze, mające w świetle odbitym normalne dla magnetytu kolory, i odcinki ciemniejsze, lekko szarawe. Magnetyt w odcieniach szarawych tworzy re-

gularną siatkę (pl. X, fot. 1) albo też spoiwo nieregularnych kawałków „normalnego” magnetytu (pl. IX, fot. 5). W szarym magnetycie występują bardzo drobne minerały nierudne, które w wypadku strefowej struktury układają się liniowo. Działanie stężonym kwasem solnym wykazało, że magnetyt „normalny” wytrawił się słabiej w porównaniu z magnetytem szarawym (pl. X, fot. 3). Trawienie magnetytu drobnodziarnistego nie wykazało struktur budowy wewnętrznej i przebiegało bardzo nierównomiernie (pl. X, fot. 2).

Zachowane resztki struktur kierunkowych są relikami dawnej budowy kryształów magnetytu. Najczęściej jednak uległy one zniszczeniu, dając formy pokruszone magnetytu „normalnego” scementowane przez magnetyt ciemniejszy.

Na podstawie powyższych danych można wnioskować, że magnetyt pierwotny charakteryzował się prawdopodobnie budową zonalną, a w każdym razie kierunkową. Poszczególne strefy różniły się między sobą ilością domieszek, które z kolei mogły wpływać na twardość, jak również ilością występowania minerałów nierudnych. Wszystko to mogło sprzyjać niejednorodnej plastyczności i różnicom w zachowaniu się w warunkach utleniających oraz w czasie trawienia.

Miejscami, od granic ziarn, magnetyt zastępowany jest martytem. Proces ten jednak nie posunął się daleko i całkowitego zastąpienia nie obserwuje się.

Z siarczków występujących w drobnych szczelinach lub między agregatami magnetytu częsty jest chalkopiryt, niekiedy zastępowany przez bornit.

## Obři Důl

Złoże polimetalicznych siarczkowych rud Obři Důl koło Śnieżki występuje w południowo-wschodnim obrzeżeniu krystalicznym granitu Karkonoszy.

Minerały rudne występują w złożu jako podłużne, soczewkowate ciała. Znane są dwie duże i cztery mniejsze soczewki rudy. Jest to ruda typu wtrąceń lub ruda lita. Miąższość największej soczewki dochodzi do 8 m. Soczewki rudne przeważnie występują w zieleńcach jak również na kontakcie gnejsów kwarcowych albo kwarcytów z wapieniami, rzadko zaś znajdują się w samych kwarcytach (Kettner 1917, Maška 1950, 1951).

Z minerałów kruszcowych występują tu: pitotyn, chalkopiryt, arsenopiryt i sfaleryt jako minerały główne, piryty i galenit jako minerały podrzędne oraz molibdenit, fluoryt i szelit — sporadyczne. Oprócz tego spotykane są minerały wtórne: limonit, malachit i azuryt. Analizy

wody ze sztolni wykazały ponadto obecność Sn w ilości około 0,389%.

Z zielenicami związane są rudy lite i impregnacje pirotynem, arsenopirytem, chalkopirytem i sfalerytem. W skałach wapiennych ewentualnie w gnejsach występują samodzielne impregnacje pirytem. Występowanie molibdenitu i szelitu jest związane z kwarcowymi żyłami. Fluoryt występuje w peryferycznych częściach złoża, w otwartych szczelinach wypełnionych ponadto dobrze wykrystalizowanym kalcytem.

Interesujące są impregnacje chalkopiryty i pirotynu sięgające do kilku metrów w głąb granitowego masywu. Fakt ten, a zarazem występowanie mineralizacji w kwarcytach, świadczą raczej o okruszczeniu pochodzenia hydrotermalnego.

W złożu stwierdzono kilka dyslokacji, niektóre z nich przyjmuje się za drogi krążenia roztworów hydrotermalnych, gdyż szczeliny dyslokacyjne wypełnione są minerałami rudnymi — pirytem a miejscami galenitem. Obserwuje się także uskoki młodsze, czasem wypełnione okruskami skał okruszczonych.

Co do genezy złoża istnieją dwa poglądy: a) okruszczenie łączy się z karkonoskim masywem granitowym jako złoża rud kompleksowych typu skarnowego (Kettner 1917), b) okruszczenie związane jest z ortognejsami i amfibolitami, natomiast granit karkonoski, jako niekruszący, spowodował jedynie zmiany kontaktowe (Sachs, *vide* Kettner 1917).

J. Svoboda (*Regionální geologie ČSSR*, 1964) w złożu w Obřim Dole wyróżnia dwa typy okruszczenia: 1) polimetaliczne skarny z przewagą minerałów siarczkowych związane ściśle ze strefą kontaktową masywu granitowego; 2) pneumatolityczno-hydrotermalne, charakteryzujące się występowaniem szelitu, molibdenitu i minerałów miedzi.

W starej literaturze niejednokrotnie Obří Důl wspomina się jako miejsce, gdzie obok okruszczenia siarczkowego występuje także magnetyt. Niestety, nie wyjaśniono dotychczas warunków występowania mineralizacji magnetytowej ani jej stosunku do okruszczenia siarczkowego (Katzner 1892, Kettner 1917).

W sztolni w południowym zboczu Śnieżki wraz z innymi minerałami kruszczowymi występuje także magnetyt. Nie udało się stwierdzić stosunków okruszczenia magnetytem i siarczkami. Okazy rud pobrane z żyły magnetytu wykazały, że dominują tu rudy magnetytowe, średnioziarniste o teksturze zbitej, z nierównomiernym rozmieszczeniem minerałów rudnych i siarczków.

Magnetyt ma strukturę grubokrystaliczną, gdzie zonalność widoczna jest już po oszlifowaniu (pl. XI, fot. 1, 2, 4). Wewnętrzna budo-

wa podkreślona jest obecnością różnej wielkości, na ogół drobnych minerałów rudnych, ułożonych w strefach kryształów magnetytu. Ponadto niektóre większe minerały rudne są jak gdyby wbudowane w kryształy magnetytu, przy czym jednak większość z nich ułożona jest bezładnie.

Trawienie stężonym kwasem solnym wykazało wyraźną budowę zonalną wszystkich kryształów magnetytu (pl. XI, fot. 6; pl. XII, fot. 1, 2, 3) oraz zależności między nimi. Na ogół brzegi kryształów magnetytu są nierównomierne i postrzępione (pl. XI, fot. 6). Oprócz dużych kryształów, nierzadko częściowo skorodowanych, występują drobniejsze zonalne kryształy magnetytu, które zwykle wypierają i zlepiają duże kryształy. Niekiedy obserwuje się strefy pokruszonych minerałów (pl. XII, fot. 1), o czym świadczą okrucy kryształów ze strefową budową wewnętrzną, poprzesuwaną względem siebie. Z minerałów kruszczowych, oprócz magnetytu, strefowo występuje maghemit o niebieskawym odcieniu.

Magnetyt pocięty jest szczelinami wypełnionymi minerałami rudnymi oraz siarczkami. Większe skupienia siarczków oprócz szczelin występują także wśród minerałów rudnych. Zwykle jest to gruboziarnisty pirotyn oraz chalkopiryty, sfaleryt i piryty. Spotyka się również drobne wydzielania molibdenitu, srebra w pirotynie oraz kasyterytu.

#### Sztolnia pod Růžovým Vrchem

Mineralizacja magnetytowa w sztolni pod Růžovým Vrchem (około 2 km na południe od Śnieżki) występuje w skałach, które są przedłużeniem złoża Smrči. Skąpe własne obserwacje terenowe i brak danych z literatury nie pozwoliły mi na szersze omówienie budowy geologicznej strefy tego okruszczenia.

Pasemkowa ruda magnetytowa jest zabarwiona uwodnionymi tlenkami żelaza na kolor czarnordzawy (pl. XII, fot. 4). Badania mikroskopowe wykazały, że oprócz głównej masy magnetytu w rudzie tej występują także wodorotlenki żelaza, syderyt i nieliczne drobne wydzielania siarczków. Minerały te występują głównie wśród minerałów rudnych oraz jako wypełnienie szczelin.

Mniejsze i większe wydzielania drobnoziarnistego magnetytu układają się strefowo (pl. XII, fot. 5, 6; pl. XIII, fot. 1, 2). Poszczególne kryształy magnetytu są ułożone kierunkowo, zgodnie ze skałą otaczającą. Oprócz wyraźnie krystalicznych występują tu wydzielania nieregularne o niewyraźnej budowie krystalicznej. Oprócz tego wśród magnetytu obserwuje się występowanie maghemitu. Obok minerałów

nierudnych występują romboedry syderytu, zastępowane przez wodorotlenki żelaza. Z siarczaków oznaczono: pirotyn, piryt i chalkopiryt, niekiedy z walerytem. Stwierdzono także sporadyczne występowanie pirotynu w większych kryształach magnetytu.

Trawienie strukturalne potwierdziło krystaliczność jednego magnetytu, z tym że poszczególne kryształy wytrawiły się nierównomiernie (pl. XIII, fot. 5, 6), oraz niewyraźną strukturę wydzieleni nieregularnych.

#### Sv. Peter

Brak danych o warunkach geologicznych występowania magnetytu i jego stosunku do okruszczenia siarczkowego sprawia trudności w interpretacji złoża magnetytu Sv. Peter.

Próbki magnetytu pobrane zostały w miejscu kopanego szurfu na wschód od Szpindlerowego Młyna w okolicy Sv. Petra. Magnetyt tworzy krzaczaste, nieregularne skupienia wśród minerałów nierudnych (pl. XIV, fot. 1).

Badania mikroskopowe wykazały, że magnetyt tworzy grubokrystaliczne wydzielania o budowie zonalnej, podkreślonej występowaniem por oraz drobnych minerałów nierudnych (pl. XIV, fot. 3, 4, 5, 6; pl. XV, fot. 1). Kryształy magnetytu, nie zawsze całkowicie wykształcone, są przeważnie duże. Wydaje się, że wraz z krystalizacją zachodziło kruszenie i przemieszczanie kryształów, gdyż wydzielania magnetytu często są popekane, a niektóre kryształy korodowane (pl. XV, fot. 1). Szczelinki wypełnione są minerałami nierudnymi, a niekiedy siarczkami.

Ponadto z pewnymi partiami magnetytu związane są większe ilości minerałów nierudnych rozrzuconych bezładnie (pl. XIV, fot. 5, 6). Z siarczaków spotkano piryt i chalkopiryt. Trawienie strukturalne stężonym kwasem solnym potwierdziło wyraźną zonalną budowę wszystkich wydzieleni magnetytu.

#### Herlikovice

Złoże Herlikovice leży w południowej części osłony metamorficznej granitu Karkonoszy, przy końcu strefy występowania magnetytów. Jest to najbogatsze złożo magnetytu po stronie czeskiej. Magnetyt znajduje się w silnie zmienionych skałach pochodzenia sedimentacyjnego.

Złoże w Herlikovicach jest udostępnione dwiema sztolniami leżącymi nad sobą w odległości około 110 m. Są one założone w głębokiej dolinie Łaby przy szosie Vrchlabi — Szpin-

derowy Młyn. Złoże było eksploatowane prawdopodobnie jeszcze w średniowieczu i z dużymi przerwami eksploatacja przetrwała do 1920 roku. Po drugiej wojnie światowej w rejonie tym prowadzone były prace poszukiwawcze z magnetometrycznymi włącznikami. Nie dały one jednak pozytywnych wyników i obecnie złożo to uważane jest za praktycznie wyeksploatowane.

J. Czerveny (1881) pierwszy wspomina o eksploatacji tego złoża. Następnie pisze o nim F. Katzer (1892) i inni. Najdokładniejsze opracowanie skał herlikovickich dał R. Kettner (1919). W tym czasie złożo to było eksploatowane i w całości udostępnione wyrobiskami górniczymi. Wydzielił on w Herlikovicach trzy grupy skał: 1) ortognejsy — oczkowy i warstwowany; 2) grupę łupków mikowych i gnejsów kordierytowych; 3) grupę ciemnozielonych skał biotytowo-kordierytowych.

Pierwszą grupę tworzą jasnożółte, drobnoziarniste, mikowe gnejsy ze smugami gruboziarnistych gnejsów oczkowych. Występują one w najbliższej okolicy złoża Herlikovice w dolinie Łaby a także w sztolniach. Według R. Kettnera (*op. cit.*), są one eruptywnego pochodzenia i powstały przez deformację granitowego lakolitu, w którym występowały drobnoziarniste aplity i gruboziarniste porfiry. R. Kettner stwierdził łupkowatość o kierunku ENE—WSW, upad bardzo stromy (79—80°) na NNE. W dolnych partiach gnejsy są przecięte żyłą barytową ostro zapadającą na WSW.

Drugą i trzecią grupę stanowią zmienione skały pochodzenia osadowego, bogate w glin. Kontakt tych skał z ortognejsami jest ostry.

Drugą grupę skał tworzą łupki mikowe i gnejsy kordierytowe barwy szarej lub brunatnej. Mają one skład zmienny: jedne partie są bardziej bogate w kwarc (będą to łupki mikowe), inne obok miki zawierają ziarna kordierytu i skaleni (albit). We wszystkich odmianach obecny jest muskowitz.

Grupa biotytowych skał kordierytowych odznacza się budową na ogół gruboziarnistą i barwą ciemnozieloną aż do prawie czarnej. Oprócz biotyty występuje w dużych ilościach kordieryt oraz łuski ciemnozielonego chlorytu i igielkowate aktynolity. Spotkano również ziarna plagioklastu i granatów. Partie granatowe zbudowane z idiomorficznych dużych ziarn tworzą w skale nieprawidłowo rozrzucone gniazda. Ciemnozielone, biotytove skały kordierytowe R. Kettner zalicza do zmienionych skał okruschowych, zawierających pierwotnie domieszki tufogenicznego materiału.

Złoże magnetytu jest ułożone zgodnie w ciemnozielonych łupkowatych skałach grupy

trzeciej i jest z nimi połączone stopniowymi przejściami.

Magnetyt jest zwykle drobnoziarnisty, miejscami także gruboziarnisty do wyraźnie krystalicznego. Gruboziarniste odmiany zawierają niekiedy też domieszki siarczków żelaza. Z minerałów nierudnych występuje grubokrystaliczny kalcyt, kordieryt i silnie pleochroiczny biotyt. Podobnie jak biotytowo-kordierytowe skały, tak i ruda magnetytowa zawiera liczne soczewkowate wkładki krystalicznych wapieni, czerwone wkładki granatowe i jasnozielone wkładki złożone z ziarn plagioklazowych i agregatów skapolitowych. R. Kettner uważa, że granatowe i skapolitowe wkładki prawdopodobnie powstały przez kontaktową przemianę zanieczyszczonych ilem wkładek wapieni.

Złoże magnetytu jest przecięte szeregami uskoków podłużnych i poprzecznych. W strefach uskokowych obok wapieni krystalicznych występują miejscami nagromadzenia minerałów kruszcowych: pirytu, chalkopirytu i wtórnego malachitu.

Rozpatrując genezę złożeń w Herlikovicach R. Kettner (*op. cit.*) uważa, że minerały występujące w krystalicznych parałupkach, takie jak: kordieryt, biotyt, granat, skapolit, a także magnetyt, powstały przez metamorfozę kontaktową. Metamorfozę tę wiąże on z intruzją lalkolitu dzisiejszych ortognejsów (byłych granitów), przy czym cały kompleks dawnych sedimentów został przekształcony. Ponieważ ortognejsy — dawne granity — nie mogły być źródłem mineralizacji magnetytowej, wspomniany autor wnioskuje, że związki żelaza musiały nagromadzić się w skałach osadowych. Pierwotnie więc było to sedimentacyjne złoże żelaza, które występowało w dawnych, staropaleozoicznych sedimentach. Cały ten kompleks został następnie kontaktowo zmetamorfizowany.

J. Svoboda (*Regionální geologie ČSSR*, 1964) zalicza złoże w Herlikovicach do złożeń typu magnetytowych skarnów, podobnie jak i złoże w Kowarach.

Według moich obserwacji w Herlikovicach głównym typem rudy jest magnetyt średnio- i drobnoziarnisty o teksturze litej (pl. XV, fot. 3). Wśród drobnoziarnistej masy magnetytu wyróżniają się partie z kierunkowo ułożonymi metakryształami (pl. XV, fot. 2) i w tych miejscach struktura rudy wydaje się być pasemkowa (pl. XV, fot. 4 i 5). W szczelinach a niekiedy w pewnych strefach rudy magnetytowej występują siarczki.

Obserwacje mikroskopowe potwierdziły średnio- i drobnoziarnistą budowę magnetytu w wydzieleniach przeważnie nieregularnych (pl.

XV, fot. 6; pl. XVI fot. 1, 2). Z siarczków oznaczono pirotyt, chalkopiryt (niekiedy z kubanitem), piryt, kowelin, markasyt, galenit oraz wureyt.

W drobnoziarnistej masie dobrze widoczne są duże, miejscami pokruszone metakryształy magnetytu (pl. XVI, fot. 3, 4, 5). W metakryształach obserwuje się większe ilości wydzieleni minerałów nierudnych. Bardzo charakterystyczne jest występowanie siarczków (pl. XVI, fot. 5). Miejscami obserwuje się martytyzację magnetytu, która jest zwykle w stadium początkowym. Jest ona dobrze widoczna na wytrawionym drobnoziarnistym magnetycie (pl. XVII, fot. 2).

Trawienie strukturalne magnetytu wykazało jego drobnokrystaliczną budowę (pl. XVI, fot. 6), a wśród drobnoziarnistej masy magnetytu metakryształy o budowie zonalnej bardzo wyraźnie odcinające się od pozostałej masy (pl. XVII, fot. 3, 4). Niekiedy drobnoziarnisty magnetyt znajduje się w środku kryształu zonalnego (pl. XVII, fot. 1). Często metakryształy są popękane, a poszczególne części poprzesuwane względem siebie.

Wydaje się, że procesy, z którymi związane było tworzenie się metakryształów, nie przebiegały spokojnie, wiek zaś metakryształów, podobnie jak i mineralizacji siarczkowej, należałoby odnieść do orogenezy hercyńskiej.

#### UWAGI O GENEZIE MAGNETYTU W ZŁOŻACH KARKONOSKICH

Wśród magnetytów obrzeżenia Karkonoszy można wyodrębnić dwie grupy złożeń:

1. Jedną grupę stanowią złożeń Miedzianki, Obri Dolu i Sv. Petra, których powstanie wiąże się z działalnością masywu granitowego Karkonoszy. Ze względu na obecność takich minerałów, jak: magnetyt, arsenopiryt i pirotyt, złożeń te można zaliczyć do typu złożeń hydrotermalnych wyższych temperatur, przy czym magnetyt wydzielał się w pierwszych fazach mineralizacji kruszcowej, następne zaś fazy polegały na mineralizacji siarczkami, z reguły wypełniającymi szczeliny i pustki w magnetycie.

Wydaje się, że temperatury intrudującego granitu karkonoskiego nie były wysokie, co wpłynęło na stosunkowo niewielkie zmiany skał otaczających. Potwierdzają to poczynione obserwacje terenowe m. in. w Kowarach, gdzie granit karkonoski wcisnął się językowato wzdłuż zluźnionej strefy w starsze, intensywnie sfałdowane skały. Kontakt granitu ze skałami otaczającymi jest tu bardzo nierówny, uzależniony od pofałdowania skał otaczających. W po-

lu zachodnim obserwowano niewielkie apofizy granitu, jednak bez zaznaczających się na większą skalę zmian termicznych. Niekiedy tylko w pewnych partiach strefy kontaktowej można spotkać wśród granitu przeobrażone ksenolity skał otaczających, składające się głównie z drobnych łuseczek biotyty.

Szczeliny występujące w skałach osłony jak i w samych granitach mogły stać się drogami krążenia roztworów pochodzących z głębszych, korzeniowych partii granitu. Na przykład w kopalni Wolność udało się prześledzić wyraźną prawidłowość zmian skarnowania i okruszczenia siarczkami w powiązaniu ze strefami tektonicznymi.

Przeprowadzone badania nad strukturami i teksturami magnetytów pierwszej grupy złóż mogą świadczyć o ich hydrotermalnej genezie. Magnetyty z Obři Dolu i Sv. Petra są grubokrystaliczne, o wyraźnie zonalnej budowie wewnętrznej, którą podkreślają drobne wydzielienia minerałów nierudnych. Trawią się bardzo dobrze. Natomiast magnetyty z Miedzianki są drobnoziarniste, z cechami struktur kolomorficznych. Trawienie na ogół nie daje pożądanych rezultatów, a budowę wewnętrzną można było zbadać dopiero po zastosowaniu specjalnego polerowania, dzięki któremu uwidoczniła się budowa zonalna, przy czym poszczególne strefy różnią się odcieniem i twardością. Cechy strukturalno-teksturalne wspomnianych magnetytów pozwalają wnioskować, że czas krystalizacji magnetytu w Miedziance był krótszy w porównaniu z magnetytem z miejscowości Obři Důl i Sv. Peter.

2. Magnetyt drugiej grupy, do której zaliczono złoża Kowar, Smrči, sztolni pod Růžovým Vrchem i Herlikovic, dają w większości rudy pasemkowe. Ziarna magnetytu ułożone są zgodnie z minerałami skał otaczających, przy czym magnetyt jest wyraźnie przekryształizowany.

Na uwagę zasługują magnetyty Smrči, Kowar oraz metakryształy magnetytu w Herlikovicach. W większych wydzieleniach magnetytu w Smrči występują partie o stosunkowo dobrze zachowanej pierwotnej strukturze, będącej prawdopodobnie resztkami struktur zonalnych. Przeważnie jednak struktury te są pokruszone i zachowane fragmentarycznie. Do reliktyw dawnych struktur można również zaliczyć struktury podobne do oolitowych, które znaleziono w jednym szlifie z magnetytu kowarskiego.

W Herlikovicach wśród średnioziarnistego magnetytu łatwo można wyróżnić jego metakryształy. Charakterystyczne są również wydzielienia siarczków, które w drobnoziarnistym magnetycie występują smugowo między jego ziarnami, natomiast w metakryształach tworzą nieregularne wtrącenia. Nie zawsze jednak strefy występowania metakryształów pokrywają się ze strefami występowania siarczków. Trawienie magnetytu z Herlikovic wykazało wyraźnie zonalną budowę metakryształów. W partiach występowania metakryształów stwierdzono obecność stosunkowo dużej ilości kalcytu, w przeciwieństwie do skupień magnetytu średnioziarnistego. Te wyraźne różnice w budowie wewnętrznej magnetytów z Herlikovic świadczą, że mamy tu do czynienia z dwoma magnetytami — magnetytem średnioziarnistym, zmetamorfizowanym oraz z hydrotermalnym w metakryształach. Wydaje się słuszne wiązanie metakryształów magnetytu na równi z siarczkami z orogenezą hercyńską, a więc z granitem Karkonoszy.

Wszystkie magnetyty drugiej grupy złóż są okruszczone siarczkami, takimi jak: pirotyt, piryty, chalkopiryty, arsenopiryty i inne. W przeważającej ilości występują one w szczelinach i są wyraźnie nałożone na rudę magnetytową. Okruszczenie siarczkami wiąże się z granitowym masywem Karkonoszy.

## ZŁOŻA MAGNETYTOWYCH RUD ŻELAZA WE WSCHODNICH SUDETACH

### ZMETAMORFIZOWANE ZŁOŻA MAGNETYTU

Złoża zmetamorfizowanych rud żelaza, poza obrzeżeniem Karkonoszy, występują także we wschodnich Sudetach w Jesionikach po stronie czeskiej oraz w Kletnie po stronie polskiej.

Na temat genezy zmetamorfizowanych złóż w Jesionikach wypowiedzieli się ostatnio Z. Poubá (1949, 1952, 1961, *Regionální geologie ČSSR*, 1964) i J. Skácel (1959, 1960). Na podstawie wymienionych prac omówiona została budowa geologiczna i warunki występowania tych złóż.

Zmetamorfizowane rudy żelaza Wysokiego Jesioniku zaliczane są przez Z. Poubę (1961) do typu Sydvaranger. Są to rudy warstewkowe występujące w proterozoicznym jądrze kopuły deseńskiej. W jądrze kopuły deseńskiej występują głównie biotytytowe paragnejsy, migmatyty, ortognejsy, amfibolity i w małej ilości krystaliczne wapienie. Skały te dzielą się na dwa główne typy. Pierwszym typem są skały, w których można obserwować stopniowe nasilenie procesów metamorfizacji i migmatytyzacji w kierunku z E na W. Są to szczególnie mono-

tonne, drobnoziarniste gnejsy biotytowe, miejscami słabo iniekowane, miejscami rogowikowe oraz gruboziarniste gnejsy biotytowe mieszanego charakteru. Słaba chlorytyzacja i sercytyzacja w tych skałach objawia się jedynie w rejonie Pradziada, gdy w dolinie Desny prawie całkowicie jej brak. Drugim typem skał są skały zmetamorfizowane retrogresywnie, w których przeważa typowa chlorytyzacja i sercytyzacja. Do tej grupy skał należą chlorytowe i chlorytowo-muskowitowe gnejsy, w których ku stropowi zmniejsza się zawartość skaleni. Najwyższe części tych skał tworzą łupki chlorytowo-sercytowe. Miejscami pojawiają się pegmatyty muskowitowe i soczewki granitów leukokratycznych. Wydaje się, że niektóre z tych iniekcji wywierały wpływ także na złoża magnetytowe.

Część skał jądra kopuły deseńskiej jest przeniknięta metabazytami różnego typu. Na zachodzie przeważają średnioziarniste amfibolity, a na wschodzie drobnoziarniste uralitowe diabazy i gruboziarniste skały aktynolitowe, które ku południowi przechodzą w łupki aktynolitowo-talkowe. Skały te należą do północnych odnóg masywu sobotńskiego. Przyjmuje się, że skały jądra deseńskiej kopuły były zmetamorfizowane w epoce kaledońskiej.

Warstewkowe rudy magnetytowe tworzą w jądrze kopuły deseńskiej dwa pasma, które łączą się w kierunku NE. Warstwy rudne są częścią kompleksu skalnego i są sfałdowane zgodnie z nim. Znana długość strefy rudnej wynosi ponad 6 km. Długość złóż w dolinie Merty i na Hüttelbergu nie jest znana. Na tym obszarze eksploatowano złoża Verniřovice, Švagrova i Rejvizu.

J. Skácel (1959, 1960) zalicza złoża okręgu Verniřovice — Švagrov do grupy zmetamorfizowanych rud żelaza w monotonnym wykształceniu proterozoiku (= gnejsy deseńskie) we wschodnich Sudetach. Złoża te są prawdopodobnie syngenetyczne.

Z. Pouba (1959, 1961) uważa, że złoża rud magnetytu w kopule deseńskiej Wysokiego Jesioniku mają cechy charakterystyczne dla rud paskowanych, znanych niemal na wszystkich kontynentach świata. Strukturalne cechy złóż świadczą o ich sedymentacyjnym pochodzeniu. Zarówno grubsze, jak i cieńsze warstwy ułożone są zgodnie z otaczającymi je proterozoicznymi sedymentami. Również rytmiczne zmiany warstewek  $\text{SiO}_2$  z warstewkami magnetytu, zgodne ze zmianą warstewek w otaczających gnejsach — na przemian bogatszych i uboższych w  $\text{SiO}_2$ , wykazują, że są to rudy syngenetyczne. Z. Pouba zwraca uwagę na podwyższoną zawartość CaO w rudzie, a obecność granatu, epidotu i amfibolitu tłumaczy metamorfozą bo-

gaty w żelazo podmorskich tufów. Skały, które mogłyby mieć charakter tufów lub podmorskich law zasadowych, występują w niewielkich ilościach w okolicy złoża, w różnych poziomach stratygraficznych. Autor ten zwraca jednak uwagę, że niekiedy są one związane przestrzennie z rudami. Rudy magnetytowe powstały najprawdopodobniej jako składnik proterozoicznego procesu sedymentacyjnego. Jest także prawdopodobne, że żelazo pochodzi z wietrzenia skał zasadowych, czym tłumaczy się znajdowanie w tych rudach pierwiastków typowych dla skał zasadowych. W rudach paskowych Wysokiego Jesioniku znana jest podwyższona zawartość Ti, V, Cu, Ni i Co. Wszystko to wskazuje, że rudy te powstały jako sedymenty morskie, a następnie zostały zmetamorfizowane regionalnie. Młodsze intruzje zasadowych eruptywów wywołały metamorfizm kontaktowy oraz wzbogacenie na kontakcie w siarczki Fe i Cu, jak również utworzenie się młodszego magnetytu.

Okazy rudy pobrałam w złożu Verniřovice — Švagrov okręg Šumperk i w złożu Hraňičnej w Górach Rychlebskich.

#### Verniřovice-Švagrov

Złoże rud Verniřovice-Švagrov tworzy trzy równoległe pasma w deseńskich paragnejkach biotytowych. Jedno z tych pasm dochodzi do 4 km długości, a występujące tu złożo ciągnie się na długości kilkuset metrów i ma miąższość 0,3—3,0 m.

Skałą otaczającą rudę są biotytowe paragnejsy. W sąsiedztwie występują amfibolity, łupki chlorytowe i krystaliczne wapienie. Miejscami obserwuje się bardzo intensywne pofałdowanie serii rudnych. Niektóre fałdy, z kilkumilimetrycznymi warstewkami magnetytu, można obserwować na przestrzeni kilku metrów.

Na jednej z hałd znalazłam okazy magnetytu z przewarstwieniami granatu. Obecność granatu w tym miejscu wiąże się ze znajdującymi się w pobliżu starymi tufitami.

Ruda tych złóż ma teksturę wyraźnie warstewkową złożoną z naprzemianległych jasnych i ciemnych warstewek (pl. XVII, fot. 5). W jasnych warstewkach przeważa kwarc, w ciemnych natomiast obok kwarcu jest obecny magnetyt, amfibol, miejscami epidot, plagioklasy, apatyt, granat, rutyl i chloryt. Drobne ziarna magnetytu łączą się w soczewki i warstwy. Miejscami są one intensywnie sfałdowane i naruszone drobnymi uskokami. W większości wypadków granat jest obecny w rudzie jako minerał akcesoryczny warstewek kwarcowych albo magnetytowych.

Kwarc tworzy przeważającą część rudy i tylko w bogatszych partiach jego zawartość spada do około 20%. Rudy te są więc przeważnie silnie kwarcowe i mają stosunkowo niską zawartość żelaza (30—45%). Jednak ruda ta nadaje się do dalszej przeróbki z uwagi na stosunkową łatwość oddzielania magnetytu. Ruda pasemkowa poprzecinana jest nierównomiernie żyłkami idiomorficznych kryształów pirytu pochodzenia wyraźnie epigenetycznego.

Złoża pasma Verniřovice-Švagrov są złożami rud osadowych zmetamorfizowanych, o czym świadczą ich cechy strukturalne. Jednym z dowodów syngenetycznego pochodzenia tych złóż są stosunkowo duże długości rudnych ciał (do 4 km). Nie wyklucza się także wpływu intruzji młodszych, o czym świadczy wzbogacenie w siarczki Fe i Cu.

Ruda z obszaru Verniřovice-Švagrov jest przeważnie drobnoziarnista. Wydzielenia magnetytu są ułożone kierunkowo. Oprócz dobrze widocznych kryształów o zaokrąglonych kształtach (pl. XVIII, fot. 3) często obserwowane są wydzielenia postrzępione, które sprawiają wrażenie, że zastępowane są przez minerały nierudne (pl. XVIII, fot. 1, 2). Miejscami w magnetycie obserwuje się wydzielenia ilmenitu (pl. XVIII, fot. 1).

Częstym zjawiskiem jest martytyzacja magnetytu, przeważnie w stadium początkowym. Martyt zastępuje magnetyt od brzegów i pęknięć (pl. XVIII, fot. 4), a także w pewnych częściach przy dużym powiększeniu widoczne są jaśniejsze kreseczki martytu wśród magnetytu (pl. XVIII, fot. 5). Można to tłumaczyć rozwojem martytyzacji zgodnie z kierunkami łupliwości a także tym, że magnetyt ten jest bardziej podatny na martytyzację w wyniku postrzaskania.

Trawienie strukturalne stężonym kwasem solnym (brak węglanów), zwykle zaczynające się od brzegów, wykazało budowę drobnoziarnistą o różnej wielkości ziarn (pl. XVIII, fot. 6). Przy dużym powiększeniu ujawniły się wzory trawienia (pl. XIX, fot. 1).

### H r a n i ę n a

Do grupy złóż zmetamorfizowanych zalicza się także złożo magnetytu Hrańična w Górach Rychlebskich. Geneza tego złoża nie jest całkowicie wyjaśniona. W Górach Rychlebskich występuje pasmo gnejsów zwane *pasmem Hrańična*. Zawiera ono oprócz oligoklazowo-andezytowych paragnejsów z biotytem kilka poziomów słabo zdolomityzowanych krystalicznych wapieni, jasnych kwarcytów i kwarcytów grafitowych a także amfibolity.

Wśród wymienionego kompleksu występują silnie sfeldspatyzowane gnejsy miejscami z granatami, a w poziomie węglanowym — złożo rudy hematytowo-magnetytowej, eksploatawnej w kopalni Hrańična.

Złożo w Hrańičnej J. Skácel (1960) zalicza do zmetamorfizowanych rud żelaza z towarzyszącymi im rudami metali nieżelaznych. Rudy te związane są z Sudetami środkowymi i są prawdopodobnie pochodzenia epigenetycznego. Oprócz złoża Hrańičnej autor zalicza do tej grupy złoża: Zalesi, Male Vrbno, Horni Heřmanice w CSRS, a w Polsce złożo w Marcinkowie, Janowej Górze i Kletnie. Jako cechy charakterystyczne dla tych złóż wyróżnia: przejawy metamorfozy kontaktowej (oskarnowanie), podobne formy występowania (nieregularne bryły) i pofałdowanie, zwłaszcza przy strefach dyslokacyjnych. Złoża te znajdują się w wapieniach krystalicznych lub na kontakcie z nimi i noszą ślady starszego metamorfizmu regionalnego. Głównymi składnikami tych rud są tlenki żelaza, którym w różnym stopniu towarzyszą siarczki, a miejscami baryt i fluoryt. Wieku tych rud nie określono, przypuszcza się jednak, że są one przedwaryscyjskie.

Złożo Hrańična według J. Skácela jest największe spośród złóż rud żelaza na terenie Gór Rychlebskich. Magnetytowo-hematytowa ruda znajduje się w poziomie krystalicznych wapieni dolomitycznych o kilkukilometrowej długości. Stosunek magnetytu do hematytu wynosi 5:1. Magnetyt zawiera w śladowych ilościach Zn, Mn, Mg i Al, związane jako mikroskopowe inkluzje spineli. Ponadto w złożu występuje piryt, pirotyn, galenit i sfaleryt. W młodszych żyłach kwarcowych często znajduje się molidenit i fluoryt.

Z. Pouba (1961, *Regionální geologie ĀSSR*, 1964) stwierdza, że złożo w Hrańičnej jest okruszcowane magnetytem, galenitem i sfalerytem i fakt ten mógłby być uważany za podstawę do przypuszczenia o metasomatycznym pochodzeniu rud. Przeczy temu jednak brak okruszcowania w skałach węglanowych. Z tego powodu Z. Pouba zalicza złożo w Hrańičnej do złóż zmetamorfizowanych. Wiek tego złoża nie jest ustalony.

Ruda występująca w złożu Hrańičnej jest pasemkowa, a smugi magnetytu występują naprzemianlegle głównie z kwarcem (pl. XIX, fot. 2). Miejscami obserwuje się skupienia wydzieleni magnetytu. Ruda jest średnio- i drobnoziarnista, przy czym poszczególne kryształy są na ogół dobrze widoczne i mają kształty ksenomorficzne (pl. XIX, fot. 3). Takie wydzielenia występują zwykle w większych skupieniach. W drobniejszych smugach obserwuje się wydłużone wydzielenia magnetytu, miejscami



z widocznym potrzaskaniem i poprzesuwaniami (pl. XIX, fot. 4, 5).

Bardzo charakterystyczna jest martytyzacja magnetytu. Często obserwuje się kryształy magnetytu częściowo a nawet całkowicie zastąpione przez martyt (pl. XIX, fot. 6). Najczęściej jednak spotyka się charakterystyczny sposób zastępowania martytem nie tylko od brzegów wydzielen, ale w całym magnetycie, wzdłuż pewnych kierunków krystalograficznych (pl. XX, fot. 1, 2).

Strukturalne trawienie magnetytu potwierdziło drobnokrystaliczną budowę wydzielen o owalnych raczej zarysach ziarn. Magnetyt trawił się na ogół dobrze, z wyjątkiem miejsc, gdzie występował kalcyt.

### K l e t n o

W Kletnie (dawne Kopaliny) pod Śnieżnikiem Kłodzkim znana jest mineralizacja magnetytowa oraz polimetaliczno-fluorytowa.

Ostatnio badaniem mineralizacji w Kletnie zajmował się M. Banaś (1965), który wydzielił tu dwa zasadnicze etapy: magnetytowy i polimetaliczno-fluorytowy, jak również opisał skały otaczające i podał mineralizację złożeń.

Obszar mineralizacji w Kletnie należy do metamorfiku Łądko i Śnieżnika Kłodzkiego. Skałami otaczającymi są: łupki krystaliczne i paragnejsy, łupki grafitowe, wapienie krystaliczne i skarnoidy, kwarcyty, skały amfibolowe i gnejsy Śnieżnika. Utwory te mają rozciągłość NNW—SSE i zapadają pod zmiennymi kątami 30—70° na ENE.

Gnejsy śnieżnickie, paragnejsy i wapienie krystaliczne przewarstwiają się wzajemnie. Wapienie krystaliczne tworzą duże soczewki o miąższości do kilkudziesięciu metrów z wkładkami paragnejsów, wyklinowujących się i przechodzących w ciała soczewkowate. Podobne formy mają skały skarnoidowe, spotykane w paragenezie z wapieniami i paragnejsami. Gnejsy śnieżnickie otulają inne utwory lub w formach przypominających żyły pokładowe wchodzi między soczewki wapieni krystalicznych.

Oprócz gnejsów Śnieżnika cały zespół petrograficzny zaliczany jest do prekambriu. Zgodnie z podanym przez L. Kaszę (1964) schematem rozwoju budowy geologicznej rejonu Łądko-Śnieżnika należy sądzić, że początkowo w okresie prekambryjskim utworzyła się gruba seria skał suprakrustalnych, cechujących się dużą zmiennością litologiczną i różnicowaniem facjalnym. Wtedy też nastąpiły wylewy lawy bazaltowej. W czasie jednej z faz orogenezy prekambryjskiej seria suprakrustalna

uległa sfałdowaniu i regionalnemu metamorfizmowi. Kolejny cykl rozwojowy obejmował pograżenie utworów serii suprakrustalnej w głębsze poziomy i rozwój procesów metasomatyecznej granityzacji. Według K. Smulikowskiego (1960) seria suprakrustalna uległa feldspatytacji najpierw plagioklazowej, w wyniku której łupki łuszczkowe przeobraziły się w paragnejsy, a następnie mikrokinowej prowadzącej do powstania gnejsów typu gieraltowskich. Mikrokinowa pegmatytyzacja lub dalej posunięta dyferencjacja metamorficzna doprowadziła do wykształcenia odmian gruboziarnistych, określanych jako gnejsy śnieżnickie. Zdaniem K. Smulikowskiego wszystkie te procesy dokonały się przed orogenezą młodokaledońską.

Oprócz gnejsów Śnieżnika cały zespół petrograficzny zaliczany jest do prekambriu. Według K. Smulikowskiego (1952, Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) gnejsy Śnieżnika są intruzją granitów leukokratycznych dynamicznie zmienioną w czasie fałdowań kaledońskich. Na niektórych bowiem kontaktach z łupkami łuszczkowymi stwierdzono cienką strefę przeobrażenia termicznego.

Głównym kierunkiem tektonicznym jest linia nasunięcia serii gnejsowej na łupkową, o biegu NNW—SSE. Strefa ta jest wypełniona materiałem ilasto-grafitowym i zlepieńcami. Na obszarze objętym mineralizacją stwierdzono poza tym dwa uskoki o kierunkach SW—NE i NW—SE. Dyslokacje te nie są zmineralizowane.

Strefa mineralizacji ciągnie się wzdłuż głównej linii nasunięcia. Przeważająca ilość okruszczenia występuje w skrzydle leżącym soczewki marmuru, pod wiszącym skrzydłem gnejsu Śnieżnika, i ma miąższość do 5 m (Banaś 1965). W górnych partiach strefy mineralizacji dominuje mineralizacja kwarcowo-fluorytowo-polimetaliczna, przechodząca w partiach głębszych w kwarcową, a następnie w magnetytową.

Magnetyty Kletna są właściwie skałą amfibolowo-piroksenowo-granatową, zawierającą magnetyt. Magnetyt spotykany jest najczęściej w stropie strefy kontaktowej wapieni i gnejsów Śnieżnika oraz w partiach kwarcowo-fluorytowych i wapiennych. Często obserwuje się brak strefy kwarcowo-fluorytowej i wówczas skała magnetytowa występuje bezpośrednio na wapieniach krystalicznych. Rzadziej występuje magnetyt na kontakcie łupków krystalicznych z wapieniami, na kontakcie gnejsów i łupków krystalicznych i w paragnejsowej strefie kwarcytowej. Magnetyt stwierdzono również w sąsiedztwie skarnoidów, w łupkach i w marmurach. Nieznane są



natomiast jego występowania w gnejsach Śnieżnika.

Zmiennej miąższości strefa mineralizacji została rozpoznana do głębokości około 200 m. Miąższość jej rośnie z głębokością od kilkudziesięciu centymetrów do około 2,5 m. Z głębokością obserwuje się także wzbogacenie w magnetyt. Strefa magnetytowa jest wyprasowana w postaci ławic i wydłużonych soczewek, a miejscami wyklinowana i poprzesuwana.

M. Banaś (1965) wyróżnia dwa rodzaje magnetytu. Izometryczne ziarna magnetytu lub jego większe skupienia, które uznaje za pierwotnie syngenetyczne, oraz magnetyt o strukturze graficznej występujący robaczkowato w bardziej żelazistych, czasem schlorytyzowanych krzemianach, uważany za utwór wtórny pochodzenia skarnowego.

Złoże w Kletnie powstało wskutek nakładania się kilku stadiów mineralizacji związanych z metamorfizmem regionalnym, kontaktowym i z procesami hydrotermalnymi.

Mineralizację magnetytową M. Banaś (1965) wiąże z dwoma czynnikami. Jednym z nich był metamorfizm regionalny (prawdopodobnie przedkambryjski) skał osadowych wzbogaconych w żelazo, w czasie którego doszło do powstania prostych skarnów z magnetytem (pierwszy typ magnetytu). Drugi czynnik to oddziaływanie termiczne magmy śnieżnickiej (prawdopodobnie kaledońskiej) przyczyniające się do utworzenia się młodszej fazy skarnów kontaktowych z magnetytem (drugi typ magnetytu). W końcowym etapie mineralizacji tworzy się skarnowa faza siarczkowa, często żyłowato wchodząca w magnetyt lub obejmująca jego ziarna.

W myśl nowych poglądów (Smulikowski 1960, Teisseyre 1964, Kasza 1964) gnejsy śnieżnickie nie są jednak pochodzenia magmowego i nie są intruzją kaledońską. W świetle badań tych autorów trudno jest wiązać okruszcowanie rejonu Kletna z gnejsami Śnieżnika.

Badania prowadzone przeze mnie wykazały, że ruda magnetytowa w Kletnie występuje w dwóch odmianach: 1. Odmiana pasemkowa (pl. XX, fot. 5) z drobno- i średnioziarnistym magnetytem odznaczającym się teksturą kierunkową; 2. Odmiana zbita o teksturze beładnej, miejscami z gruboziarnistymi wydzieleniami o wydłużonych kształtach (pl. XXI, fot. 1, 3). Większość wydzieleni magnetytu ma formy izometryczne, zaokrąglone, rzadziej nieregularne (pl. XXI, fot. 2, 4). Miejscami obserwuje się martytyzację magnetytu zaawansowaną w różnym stopniu. Najczęściej obejmuje ona tylko brzegi ziarn, rzadko dochodzi do prawie całkowitego zastąpienia z pozostawieniem reliktyw magnetytu (pl. XXI, fot. 2, 4, 5).

Trawienie dużych wydzieleni stężonym kwasem solnym dało charakterystyczne figury trawienia, które wykazały, że magnetyt trawi się nierównomiernie poczynając od spękań i szczelin (pl. XXII, fot. 1).

Wyżej wymienione fotografie magnetytu z Kletna mogą obrazować pierwszy typ magnetytu M. Banasia (1965).

#### ZŁOŻA TYPU LAHN-DILL

Oprócz syngenetycznych, zmetamorfizowanych rud żelaza występują we wschodnich Sudech również osadowe rudy żelaza typu Lahn-Dill.

Przed rozpatrzeniem niektórych złóż tego typu we wschodnich Sudech na terenie Czechosłowacji, które częściowo były przedmiotem moich badań, zostaną omówione warunki geologiczne występowania złożeń Lahn-Dill. W pewnym sensie jest to złoże typowe dla wulkanogeniczno-osadowej formacji diabazowo-żelazistej, co stało się podstawą do wprowadzenia terminu *typ Lahn-Dill*. Opis złożeń podany jest w oparciu o pracę H. Schneiderhöhna „Złożeń rud” (1962).

#### Lahn-Dill (Niemcy)

Na wschód od Renu, w Westfalii, w nieckach okręgu Lahn-Dill od setek lat prowadzone jest wydobywanie rud hematytowych. Są to keratofirne rudy żelaza należące do wulkanogenicznej formacji diabazowo-żelazistej, którą cechuje duża miąższość serii skał zasadowych. Złożeń te są związane z osadami powstałymi w najbardziej pogrążających się częściach wielkiej geosynkliny hercyńskiej.

Górna część środkowego dewonu obejmuje serię o miąższości 500—1000 m, złożoną prawie wyłącznie z utworów magmowych. W spągu leżą keratofiry, a wyżej tufy diabazowe z wkładkami pokryw i potoków diabazów tzw. „skorupowce” (po niemiecku *Schalsteine*). Wyżej obok pojedynczych soczewek wapieni i soczewek łupków krzemionkowych leży dużej miąższości seria pstrych łupków cyprydinowych. Górny dewon zamyka seria dużej miąższości skał, o pierwotnym składzie albitowo-chlorytowym lub ortoklazowo-chlorytowym z dużą zawartością węglanów pochodzących z asymilacji wapieni przez skały otaczające. Są to tzw. weilburgitowe pokrywy. Strop tworzą rozwinięte lokalnie łupki krzemionkowe kulmu o miąższości 30 m.

Oprócz wymienionej środkowo-górnodewońskiej facji rozwinięta jest także facja rafowa, złożona ze zbitych wapieni rafowych i wapieni bulastych zamiast „skorupowców” i łupków cyprydinowych.

Rudy hematytowe znajdują się w kilku poziomach stratygraficznych. Główna masa hematytu występuje na znacznej przestrzeni jako tzw. pokład graniczny. Jest to stały poziom w stropie serii „skorupowców” i stanowi granicę między dewonem środkowym i górnym. Można przy tym zauważyć, że hematyt występuje tylko tam, gdzie najwyższa część dewonu środkowego wykształcona jest w facji „skorupowca”, nigdy natomiast rudy hematytowe nie leżą na zbitym wapieniu rafowym.

Pokład hematytu leży poziomo, a jego miąższość wynosi przeważnie 2—4 m, miejscami więcej. Pokład hematytu składa się z naprzemianległych warstw bogatych i ubogich w żelazo. Często w nim występują wkładki skał wapiennych i „skorupowców”, które miejscami mogą przeważać.

Pokład graniczny jest rozwinięty we wszystkich kruszonośnych obszarach Lahn-Dill i jest gospodarczo najważniejszy. Pozostałe rodzaje występowania rudy mają tylko lokalne znaczenie: Są to:

- 1) długie warstwowane soczewki wkładek w górnej części środkowodewońskiego „skorupowca”,
- 2) oddzielne, nieregularne masy hematytu na powierzchniach potoków diabazowych dolnego kulmu,
- 3) pojedyncze pokłady i soczewki wewnątrz keratofirów i tufów keratofirowych,
- 4) rudy natury metasomatycznej, występujące w wapieniach lub w ich pobliżu.

W warunkach wietrzenia przypowierzchniowego w trzeciorzędzie powstały złoża zawierające limonit, miejscami z rudą manganową.

Bogata ruda żelaza zawiera 50—53% Fe i około 17% SiO<sub>2</sub>, ponadto występuje ruda wapnista (*Flusseisenstein*) o zawartości 30—35% Fe, 10—15% SiO<sub>2</sub> i 20—24% CaO. Są to głównie rudy hematytowe niekiedy z domieszką magnetytu. W bardzo dużych ilościach występują minerały: hematyt, kwarc i kalcyt oraz chloryty. Natomiast dolomit, syderyt, magnetyt, piryt i antracyt są reprezentowane w niewielkich ilościach. Koncentryczno-skorupowe przewarstwienia kwarcu z hematytem dają tekstury podobne do oolitowych.

W synklinach Lahn-Dill koło Oberscheld magnetyt występuje jako produkt kontaktowy, powstały z hematytu wskutek intruzji keratofirowych magm resztkowych.

Geneza złóż obszaru Lahn-Dill była niejednokrotnie dyskutowana. Rudy te większość badaczy uważa za warstwowane ekshalacyjno-osadowe rudy hematytowe, zwane również diabazowymi albo keratofirowymi rudami żelaza typu Lahn-Dill (Schneiderhöhn i inni). Są to syngenetyczne utwory powstałe w wyniku działalności wulkanicznej przy pogłębianiu się geosynkliny.

K. Hummel (*vide* Schneiderhöhn 1962) uważał, że powstanie tego typu złóż jest związane z procesami halmyrolizy. Innego zdania był E. Lehman (*vide* Schneiderhöhn 1962), przypisując temu złożu pochodzenie pneumatolityczno-hydrotermalno-intruzywne. Obserwacje geologiczne w złożach i liczne prace wiertnicze potwierdziły naturę syngenetyczną rud hematytowych w okręgu Lahn-Dill.

### Jesioniki

W Sudetach Wschodnich osadowe rudy żelaza typu Lahn-Dill związane są z utworami dewońskimi. Budowę geologiczną rejonu występowania tych złóż zbadał Z. Pouba (*Regionální geologie ČSSR*, 1964), co stało się podstawą podanego niżej opisu.

Pokrywa dewońska została w czasie orogenezy waryscyjskiej przefalowana łącznie z gnejsowym podłożem, tak że dziś po długim okresie denudacji dzieli się ona na kilka pasm. Na wschód od kopuły deseńskiej występuje seria vrbenska, a następnie strefa sternbersko-hornibenešovska i bardziej w kierunku SW pasmo przełomu górnomorawskiego. We wszyst-

kich trzech wymienionych pasmach występują rudy typu Lahn-Dill.

Na skałach jądra kopuły deseńskiej leżą niezgodnie warstwy vrbenske wieku dewońskiego. W większości leżą one na schlorytyzowanych gnejsach, w których stropie spoczywają warstwy andelskohorskie, rozwinięte w facji łupkowo-piaszczystej. Warstwy vrbenske składają się z kwarcytów, tufitów oraz wapieni z wkładkami keratofirów i zmetamorfizowanych diabazów. Z tymi skałami związane są genetycznie magnetytowo-hematytowe, podmorskie, ekshalacyjno-osadowe złoża typu Lahn-Dill. Wszystkie skały osłony są w stosunku do jądra kopuły deseńskiej słabiej zmetamorfizowane i intensywnie sfałdowane. Metamorfozę wiąże się tu z orogenezą hercyńską.

W strefie sternbersko-hornobenešovskiej nie są wykształcone kwarcyty podstawowe, łupki dewońskie zaś składają się głównie ze skał osadowych i z eifelskich wulkanitów. Są to tentakulitowe łupki, różne typy wapieni, diabazy, diabazowe tufy i tufity ze złożami rud żelaza oraz kwarcowe łupki z litydami.

W dewońskim pasmie sternbersko-hornobenešovskim rudy żelaza były eksploatowane już w średniowieczu. Występują tam złoża w formie soczewek, w których z reguły można prześledzić ścisły związek ze skałami formacji spilitowo-keratofirowej. W tym pasmie złoża rud żelaza występują koło Chabičova, Krakočic, Šternberka, Moravského Berouna, Horni Benešova i innych.

Największe znaczenie mają złoża występujące w południowej części wspomnianego rejonu, na brzegu przełomu górnomorawskiego, w okolicy Usova i Uničova, w dolinie Morawy na NNW od Olomuńca. Są to nie wychodzące na powierzchnię złoża, odkryte metodami geofizycznymi: Medlov, Králova, Benkov. Strefa złożowa ma swoje przedłużenie dalej w kierunku NE przez Budę, Horni Město, Rymařov, Małą Morawkę i Vrbno.

Rudy żelaza w dewonie wschodniosudeckim zaliczane są przez J. Skácela (1959, 1960) do grupy nie zmetamorfizowanych lub słabo zmetamorfizowanych, syngenetycznych rud typu Lahn-Dill. Złoża te znajdują się tylko w miejscach występowania zasadowych efuzywów formacji spilitowo-keratofirowych. Mają one kształt soczewkowaty i przeważnie grupują się w większe zespoły soczewek w różnych poziomach stratygraficznych. Dowodzi to, że cykl tworzenia się rud powtarzał się kilkakrotnie. Poszczególne soczewki osiągają miąższość do 10 m, długość ich wynosi 200 m, a miejscami sięga 1 km. Kształt złóż i ich skład mineralny jest zmienny. Oprócz magnetytu występują w nich liczne minerały z grupy leptochlorytów,

którym miejscami towarzyszy syderyt. Hematyt występuje w towarzystwie kwaśnych rud jaspilitowych.

J. Skácel wśród zmetamorfizowanych złóż żelaza wydzielił 12 typów rud. Tekstura rud jest poziomo warstwowana (pochodzenie osadowe), masywna, rzadziej oolityczna (oolity leptochlorytowe lub hematytowe).

Okazy rud pobrałam z hałd w południowej części obszaru ze złoża Králova koło Uničova. Rudy żelaza są tu intensywnie eksploatowane w wyrobiskach podziemnych. Ponadto dysponowałam okazami rud żelaza z dwóch punktów strefy šternbersko-hornibenešovskiej i z Saniklu (około 3 km na wschód od Mor. Berouna) i z Horni Benešova (góra koło Steinhübel).

Ruda ze złoża *Sanikl* wyróżnia się kierunkowym ułożeniem wydzieleni magnetytu i igiełkowatego hematytu (pl. XXII, fot. 2). Z minerałów nierudnych przeważa kwarc. Badania mikroskopowe wykazały, że oprócz wydłużonych igieł hematytu występuje magnetyt częściowo zastąpiony martytem i hematytem (pl. XXII, fot. 3, 4). Magnetyt występuje w formie kanciastych, idiomorficznych ziarn (pl. XXII, fot. 5). Trawienie magnetytu wykazało jego drobnoziarnistą budowę z nie wytrawionym martytem, który od szczelin zastępuje magnetyt (pl. XXII, fot. 6). Duże powiększenie ukazało nierównomiernie wytrawiony magnetyt, z figurami trawienia (pl. XXIII, fot. 1).

Inny obraz mikroskopowy daje magnetyt z *Horni Benešova*. Jest to magnetyt różnoziar-

nisty, z przewagą drobnoziarnistego (pl. XXIII, fot. 2, 3). Niekiedy obserwuje się większe idiomorficzne ziarna wśród rozproszonych, nieregularnych skupień (pl. XXIII, fot. 3). Lekko trawiony magnetyt wykazał budowę różnoziarnistą. Wśród niektórych idiomorficznych wydzieleni magnetytu obserwuje się struktury podobne do zonalnych, zaznaczające się bardzo słabo. Przy dużym powiększeniu ukazały się struktury trawienia. Trawienie zwykle zaczyna się od szczelin.

Ruda magnetytowa złoża *Králova* ma teksturę bezładną (pl. XXIV, fot. 1). Miejscami widoczne są większe skupienia magnetytu, ułożone kierunkowo. Badania mikroskopowe wykazały strukturę różnoziarnistą z przewagą drobnoziarnistej (pl. XXIII, fot. 6; pl. XXIV, fot. 2, 4). Charakterystyczne jest idiomorficzne wykształcenie większych ziarn magnetytu wśród drobnoziarnistej masy tego minerału.

Bardzo często obserwowanym zjawiskiem jest martytyzacja magnetytu. Zaznacza się ona zwykle wzdłuż kierunków krystalograficznych. Rozwój jej przebiega bardzo nierównomiernie, niekiedy w formie igiełkowatych wydzieleni (pl. XXIV, fot. 3) lub płamiasto (pl. XXV, fot. 1, 2). Wyraźnie zaznacza się popękanie większych kryształów magnetytu (pl. XXIV, fot. 5; pl. XXV, fot. 1, 2). Trawienie wykazało strukturę drobnoziarnistą z figurami trawienia w większych kryształach magnetytu (pl. XXV, fot. 3, 4).

#### PORÓWNAWCZE OBSERWACJE STRUKTUR RUD NIEKTÓRYCH ZMETAMORFIZOWANYCH ZŁÓŻ RUD ŻELAZA W ZWIĄZKU RADZIECKIM

Złoża rud żelaza regionalnie zmetamorfizowane są szeroko rozprzestrzenione na kuli ziemskiej. Podzielone one zostały na dwie główne grupy: kwarcyty żelaziste i itabiryty (Smirnow 1965).

Do pierwszej grupy zalicza się złoża składające się z cienkich przewarstwień kwarcu z hematytem lub magnetytem w asocjacji z łupkami mikowymi, amfibolowymi i chlorytowymi. Pozwala to zaliczyć je do stosunkowo niskotemperaturowej, zielenicowej facji metamorficznej. Do grupy tej między innymi zalicza się złoża Krzywego Rogu, Kurskiej Anomalii Magnetycznej, Oleniegorska, Chinganu (ZSRR), rejonu Jeziora Górnego (USA), Labradoru (Kanada), ponadto złoża północnej Korei, Chin, Indii, Południowej Afryki i Australii.

Drugą grupę złóż cechują paragenezy hematytowo-magnetytowo-kwarcowe z amfibolem, granatem, piroksenem i skaleniami. Świadczy

to o ich przynależności do bardziej wysokotemperaturowej almandynowo-amfibolitowej facji metamorficznej. Należą tu między innymi niektóre złoża Brazylii, Szwecji i Norwegii.

Geneza zmetamorfizowanych złóż rud żelaza była i w dalszym ciągu jest przedmiotem licznych dyskusji. Dyskutowany jest zwłaszcza problem powstania rud bogatych, które zdaniem większości badaczy tworzyły się z rud ubogich (kwarcytów żelazistych) w wyniku przegrupowania żelaza i krzemionki. Odnośnie do genezy rud ubogich przeważał dotychczas pogląd o ich osadowym pochodzeniu. Ostatnio jednak coraz częściej mówi się o wulkaniczno-osadowym pochodzeniu tych rud.

Na temat wulkanicznego pochodzenia kwarcytów żelazistych wypowiedział się m. in. M. S. Toczylin (1963). Autor ten uważa, że do utworzenia się kwarcytów żelazistych doszło przed procesami metamorfizmu regionalnego. W

związku z tym magnetyt i hematyt kwarcytów żelazistych mają charakter pierwotny, tzn. nie powstały z wtórnych wodorotlenków żelaza, lecz są syngenetyczne z otaczającymi je skałami. Źródłem żelaza, zdaniem tego autora, były ekshalacje wulkaniczne.

Jako przykład złóż zmetamorfizowanych rud żelaza przytoczę od dawna znane i eksploatowane złoża Krzywego Rogu i Sydy, z którymi miałam możliwość zapoznania się. Dysponowałam także okazami rud ze złoża Oleniegorsk (półwysep Kola).

### K r z y w y R ó g

Pierwsze wzmianki o złożach Krzywego Rogu pojawiły się w końcu XVIII wieku i od tego czasu złoża te stanowiły przedmiot zainteresowania wielu badaczy. Ogólna liczba publikacji na temat złóż tego rejonu wynosi około 400 tytułów.

Zagadnienia dotyczące budowy geologicznej, mineralogii, struktur, morfologii, rozmieszczenia oraz genezy złóż Krzywego Rogu zostały podane w oparciu o dwie prace: *Budowa geologiczna i rudy żelaza zagłębia krzyworoskiego (Geologiczneskoje strojenije i żeleznyje rudy Kriworozskiego bassiejna, 1957* — praca zbiorowa pod redakcją J. N. Bielewcewa) i *Geneza rud żelaza zagłębia krzyworoskiego (Genezis żeleznych rud Kriworozskiego bassiejna)* (Bielewcew, Bura, Dubinkina, Jepatko, Iszczenko, Mielnik, Strygin 1959).

Złoża rud żelaza Krzywego Rogu znajdują się na obszarze krystalicznego masywu Ukrainy, w rejonie środkowego Dniepru. Występują tu głównie skały proterozoiczne *serii krzyworoskiej*, której wiek obliczono na 1700—1900 milionów lat. Seria krzyworoska tworzy sfałdowaną strefę łupków metamorficznych i żelazistych kwarcytów i jest wciśnięta w granity i gnejsy oraz leżące nad nimi skały zielencowe wieku archaicznego. Seria ta ciągnie się wąską strefą w kierunku NNE—SSW na długości około 100 km. Szerokość jej wychodni waha się w granicach od 0,5 km na północy do 6—7 km w rejonie Krzywego Rogu. Jej przedłużeniem na północ są złoża żelaza Kremieńczuga, żelaziste skały podścielające zapadlisko dniewrowsko-donieckie, a dalej w tym samym kierunku występują analogiczne skały Kurskiej Anomalii Magnetycznej (KMA). Anomalie magnetyczne wykazują, że seria krzyworoska przedłuża się także ku południowi, w kierunku zapadliska czarnomorskiego.

Do najstarszych i bogato reprezentowanych skał należą tu gnejsy. Są one wyraźnie warstwowe, często ułożone w duże fałdy, o ogólnym

biegu NW—SE, miejscami zmieniającym się na południkowy i równoleżnikowy. Najczęściej spotykane są gnejsy biotytowe i biotyto-granatowe, znacznie rzadziej piroksenowo-plagioklazowe i amfibolowo-plagioklazowe. Występują w nich miejscami amfibolity i metabazyty, których powstanie tłumaczy się przeobrażeniem zasadowych skał efuzywnych. Wśród gnejsów i amfibolitów spotyka się warstwy białych kwarcytów, które w wielu miejscach zawierają znaczne ilości minerałów żelaza i przechodzą w żelaziste kwarcyty. Gnejsy poprzerywane są licznymi intruzjami szarych plagioklazowych i mikroklinowo-plagioklazowych granitów i w wielu przypadkach mają wykształcenie migmatytowe.

Skały serii krzyworoskiej leżą na skałach wieku archaicznego transgresywnie, z ostrą niezgodnością kątową. Obie te serie — archaiczna i proterozoiczna — przykryte są płaszczem osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych.

Serię krzyworoską dzieli się na trzy grupy:

1. Grupa dolna — składa się z naprzemianległych amfibolitów, łupków amfibolitowych, piaskowców, kwarcytów oraz łupków chloryto-serycytowych, mikowych i granatowych. Miąższość grupy dolnej wynosi 100—150 m.

2. Grupa środkowa — produktywna. Składa się z naprzemianległych magnetytowo-martytowych kwarcytów oraz łupków chlorytowych, chloryto-biotytowych i amfibolowych. Wydziela się tu 7 poziomów żelazistych i 7 łupkowych. Ogólna miąższość tej grupy skał wynosi 1200—1300 m.

3. Grupa górna — składa się z dolomitów, piaskowców, konglomeratów, łupków węglowo-serycytowych, mikowych, amfibolowych i innych. Miąższość grupy górnej wynosi ponad 2500 m.

Rudy żelaza związane są prawie wyłącznie ze skałami grupy środkowej, a miejscami ze skałami niższej części grupy dolnej.

Budowa geologiczna serii krzyworoskiej jest bardzo złożona. Strukturalnie jest to intensywnie sfałdowana strefa synklinalna, stanowiąca relikty dawnej geosynkliny. W jej rozwoju można wydzielić pewne okresy. We wczesnym — właściwym stadium geosynklinalnym zachodziło nagromadzenie osadów wulkanogenicznych, terrygenicznych i żelazowo-krzemionkowych. Następnie osady te zostały sfałdowane i zmetamorfizowane. W tym czasie intrudowały różne skały głębinowe, którym towarzyszyły procesy postmagmatyczne z przejawami metasomatozy. W wyniku długotrwałych i intensywnych ruchów tektonicznych oraz metamorfizmu seria skał krzyworoskich została zdeformowana i zmieniona.

W okolicy miasta Krzywy Róg synklina krzyworońska jest wykształcona najpełniej. Występuje tu strefa dużych fałdów drugorzędnie sfałdowanych i poprzecinanych licznymi uskokami. Intensywne pofałdowanie uwarunkowało wielokrotnie wyjście na powierzchnię tych samych poziomów rudnych w postaci równoległych stref albo pokładów. Pokłady mają upad 30 do 75°, przeważnie na zachód.

Skały serii rudnej wykształcone są jako żelaziste kwarcyty. Są to skały drobnowarstwiane, złożone z naprzemianległych rudnych i nierudnych warstewek, o przeciętnej miąższości 1—5 mm. Rudne warstewki zbudowane są przeważnie z martytu, magnetytu, hematytu i hydrohematytu z niewielką ilością kwarcu, chlorytu, amfiboli i innych minerałów. Warstewki nierudne w 80—90% składają się z drobnziarnistego kwarcu z wrostkami magnetytu lub martytu. Zawartość żelaza w kwarcytach żelazistych waha się w granicach 25—45%.

Wśród żelazistych kwarcytów występują złoża bogatych rud żelaza. W zagłębiu krzyworońskim znanych jest około 300 rudnych złóż o różnych rozmiarach i kształtach. Wśród rud bogatych wydziela się rudy lite, z małą porowatością 3—4%, i rudy sypkie z porowatością 15—30%. Bogate rudy lite mają łupkową i miejscami bardzo drobno pofałdowaną teksturę, będącą reliktem po teksturach istniejących uprzednio w żelazistych kwarcytach.

Wśród bogatych złóż najobficiej występują rudy hematytowe (martytowe). One to tworzą około 90% zasobów zagłębia. Zawartość głównych pierwiastków w rudzie bogatej wynosi: Fe—46—70%; S—0,05%; P—0,02—0,09%; Mn dochodzi do 0,45%; SiO<sub>2</sub> zwykle poniżej 14%; miejscami obecny jest wanad.

Rudy magnetytowe są znacznie mniej rozprzerzone i występują głównie w północnej części zagłębia. Partie takie składają się przeważnie z rud amfibolowo-magnetytowych, zwykle zawierających domieszki martytu i hematytu.

Bogate rudy Krzywego Rogu prawie zawsze występują w towarzystwie skał żelazistych zawierających 15—43% Fe. Skały te są już właściwie ubogimi rudami i ich przejście w rudy bogate jest wynikiem epigenetycznego doprowadzenia żelaza lub odprowadzenia minerałów nierudnych, głównie SiO<sub>2</sub>.

Złoża bogatych rud żelaza występują zwykle w antyklinach fałdów i fлексur i związane są z uskokami oraz strefami zluźnionymi o znacznej szczelinowatości. Struktury te wraz z towarzyszącymi im złożami schodzą na znaczne głębokości. Większa część złóż bogatych występuje wśród żelazistych kwarcytów;

znacznie rzadziej spotyka się złoża w łupkach, piaskowcach i kwarcytach.

Najszerzej rozpowszechnione są złoża w kształcie nieprawidłowych słupów, związane ze skrzydłami struktur fałdowych. Mniej rozpowszechnione złoża kominowe związane są głównie z zamknięciami dużych struktur synklinalnych. Złoża ciągną się na długości 100—500 i do 1000 m. Miąższość ich waha się w granicach od 10—30 do 100 m. Stwierdzona głębokość, do której dochodzą złoża, wynosi 600—800 m, a miejscami 1400 m.

Szeroko spotykane są złoża pokładowe, związane ze strefami zluźnień tektonicznych wzdłuż kontaktu skał grupy środkowej z grupą górną (nadrudną). Złoża te obserwuje się na długości kilku kilometrów przy miąższości 10—15 m; schodzą one do dużych głębokości. Rzadziej spotyka się gniazda litej rudy niewielkich rozmiarów i zmiennych kształtów.

W zagłębiu krzyworońskim wydziela się trzy rejony występowania złóż, które charakteryzują się na ogół podobnymi warunkami geologiczno-strukturalnymi, składem mineralnym i genetycznymi cechami rud. W rejonie południowym (iliczewskim) przeważają złoża pokładowe i soczewkowate; są to rudy hematytowo-magnetytowe i chlorytowo-magnetytowe. W rejonie środkowym (saksagańskim) — przeważają rudy martytowe, getytowo-hematytowo-martytowe i getytowo-hematytowe. Są to złoża różnego kształtu, a wśród nich przegubowe, kominowe i pokładowe. W rejonie północnym występują rudy amfibolowo-magnetytowe i hematytowo-magnetytowe związane ze skomplikowanymi fałdami i uskokami.

Na genezę krzyworońskich złóż istnieje kilka poglądów. Ogólnie przyjmuje się, że rudy ubogie powstały w środowisku wodnym i są pochodzenia osadowego. Ostatnio jednak jest coraz więcej zwolenników hipotezy wulkanicznego pochodzenia żelaza.

Bardziej dyskusyjna jest geneza rud bogatych, które powstały z rud ubogich przez zgrupowanie składników mineralnych. Jedni badacze wiążą te procesy z warunkami hipogenicznymi, a inni z hipergenicznymi (Tanatar, Siemienienko i swego czasu Bielewcew).

Zwolennicy procesów hydrotermalnych, związanych z intruzją granitów, argumentują powstanie bogatych rud widocznymi zmianami metasomatycznymi oraz intensywną metasomatozą sodową w północnej części zagłębia. Wydzielają oni kilka etapów doprowadzenia i odprowadzania składników mineralnych występujących w bogatych rudach.

Zwolennicy hipergenicznego powstania bogatych rud (m. in. J. Ginzburg, D. Korżynski i G. Sokołow) uważają, że złoża te powstały w

wyniku długotrwałego i intensywnego kontynentalnego wietrzenia skał żelazistych w związku z głębinną cyrkulacją wód meteorycznych.

Trzecia hipoteza (P. P. Piatnicki, P. M. Kaniłocki i obecnie J. N. Bielewcew) — metamorfogeniczna — opiera się na możliwości powstania przy głębinnym metamorfizmie wysokotemperaturowych, chemicznie aktywnych roztworów wodnych, które sprzyjały przegrupowaniu składników mineralnych. Zwolennicy hipotezy metamorfogenicznej przytaczają następujące fakty:

1) chemiczny i mineralny skład bogatych rud odpowiada składowi otaczających rud ubogich;

2) struktury zastępowania występujące w rudach bogatych świadczą o procesach metasomatycznych;

3) przywiązanie skupień rud bogatych do stref zwiększonej cyrkulacji;

4) brak przestrzennego i geochemicznego związku między rudami bogatymi i intruzjami.

Okazy rud pobrałam zarówno z kopalń podziemnych, jak i odkrywkowych.

Typowy, magnetytowy kwarcyt żelazisty przedstawiony jest na fotografii 5, na planszy XXV. Skały tego rodzaju są intensywnie eksploatowane. Po ich rozkruszeniu i wzbogaceniu za pomocą elektromagnesów otrzymuje się wysokowartościowy koncentrat. Skała jest lita, twarda. Składa się z naprzemianległych warstewek wzbogaconych w minerały żelaza i warstewek o przewodzie kwarcu. Często drobne warstewki łączą się w grubsze warstwy (pl. XXVI, fot. 1). Miąższość poszczególnych warstewek rudnych i kwarcowych jest różna. Ciągną się one na długości kilku do kilkudziesięciu metrów. Skały te są intensywnie pofałdowane, a fałdy nieprzerwanie ciągną się na dużych odległościach. W kwarcytach żelazistych, ze względu na ich dużą wytrzymałość mechaniczną, stosunkowo rzadko obserwuje się tektonikę nieciągłą.

Warstewki kwarcowe często są zabarwione rozpylnym hematytom na kolor czerwony, a nieraz zawierają drobne, kierunkowo ułożone skupienia magnetytu ewentualnie martytu i hematytu. W rudach bogatych martyt zachowuje strukturę warstewkową (pl. XXVI, fot. 3, 4; pl. XXVII, fot. 1), z tym że warstewki o większej miąższości często są poprzerywane.

Miejscami można obserwować przechodzenie kwarcytów żelazistych w rudę wzbogaconą. Wyraźnie widoczne jest zanikanie warstewek nierudnych, a przez to wzbogacenie rudy, która na ogół zachowuje nadal budowę warstewkową (pl. XXVII, fot. 3). W rudzie miejscami występują drobne skupienia pirytu.

Analiza mikroskopowa wykazała obecność różnoziarnistych wydzieleni minerałów żelaza.

W rudach utlenionych są to zwykle wydzielenia litego hematytu, miejscami z resztkami magnetytu częściowo zastępowanego przez martyt (pl. XXVII, fot. 4, 5). Miejscami w warstewkach rudnych występują idiomorficzne ziarna martytu z resztkami magnetytu i drobnymi wrostkami pirytu (pl. XXVIII, fot. 2).

W warstewkach nierudnych rozproszony jest magnetyt, hematyt i martyt, które tworzą nieraz drobne skupienia również ułożone kierunkowo (pl. XXVIII, fot. 3), co na ogół wiąże się z pofałdowaniem (pl. XXVII, fot. 4). Martyt w smugach rudnych często jest porozrywany na małe segmenty (pl. XXVI, fot. 3; pl. XXVIII, fot. 1), miejscami poprzesuwane względem siebie. W smugach rudnych o przewodzie martytu często obserwuje się resztki pierwotnego magnetytu i igielkowate wydzielenia hematytu (pl. XXVIII, fot. 4, 5, 6). W tych skupieniach martytowo-magnetytowych spotyka się również wydzielenia getytu, który wzdłuż pęknięć i od brzegów wypiera ziarna magnetytu i martytu (pl. XXIX, fot. 1, 2).

W rudach bogatych miejscami występują odcinki bezładnie ułożonego martytu i igielkowatego hematytu. Różnoziarnisty, przeważnie drobnoziarnisty martyt z resztkami magnetytu (pl. XXIX, fot. 5), w zgięciach mikrofałdów układa się w wygięte i poprzesuwane smugi (pl. XXIX, fot. 4). Rzadko można spotkać duże wydzielenia magnetytu.

Trawienie strukturalne magnetytu wykazało jego niewyraźną strukturę przeważnie drobnoziarnistą (pl. XXIX, fot. 6).

Dla porównania można też przytoczyć kilka typów struktur magnetytowo-hematytowych rud żelaza z Kurskiej Anomalii Magnetycznej. Charakteryzują się one pasemkowatością o różnej miąższości pasm (pl. XXX, fot. 1, 2). Miejscami widoczne jest zanikanie ewentualnie łączenie się poszczególnych pasm (pl. XXX, fot. 2). Ruda wykazuje teksturę kierunkową, strukturę drobnoziarnistą. Składa się przeważnie z hematytu i martytu z resztkami magnetytu (pl. XXX, fot. 4; pl. XXXI, fot. 1, 2). Drobne szczelinki w martycie wypełnione są minerałami nierudnymi.

### O l e n i e g o r s k

Charakterystyka skał rejonu Oleniegorzka i opis geologiczny złóż magnetytu zostały podane na podstawie prac M. S. Toczyłina (1963, 1964).

We wschodniej części tarczy bałtyckiej, w okręgu murmańskim znane są stosunkowo duże obszary występowania kwarcytów żelazistych i łupków magnetytowych, związanych z bioty-

towymi i amfibolowo-biotytowymi gnejsami archaiku. Gnejsy rudonośne tworzą pasma wydłużone w kierunku NW—SE, zgodnie z rozciągłością skał otaczających.

Pasma północne występują w odległości około 15 km na północ od Murmańska i wzdłuż rozciągłości zostało prześledzone na długości około 120 km, w rejonie od jeziora Madjawr (na południowym wschodzie) do lewego brzegu rzeki Zachodniej Licy (na północnym zachodzie). Szerokość pasma waha się w granicach od 9 do 10 km. Na zachodnim brzegu kolskiego fiordu kwarcyty żelaziste występują wśród amfibolitów, leżących zgodnie z biotytowymi gnejsami i mających ostre kontakty. Rozmiary ciał amfibolitowych wahają się w szerokich granicach. Rozciągłość ich wynosi od kilku metrów do kilku kilometrów, a miąższość do 200 i więcej metrów. Skład mineralny amfibolitów jest zmienny. Głównymi składnikami są amfibole i plagioklasy, a w mniejszej ilości kwarc. Spotyka się granat, piroksen, biotyt i magnetyt.

Łupki magnetytowe tworzą wśród amfibolitów zgodne płaskie soczewki, miejscami rozdzielające się na odrębne mniejsze ciała. W zbadanych rejonach złóżowych ciała rudne w granicach jednego złoża mają rozciągłość do 1400 m i miąższość do 11 m. Za pomocą wierceń stwierdzono rudę do głębokości 180 m.

Dwa następne pasma są mało zbadane. Jedno występuje na obszarze Woronich Tundr, w przedłużeniu pasma północnego w kierunku SE. Pasma tzw. środkowe leży na SW od pasma północnego.

Południowe pasmo kwarcytów żelazistych obejmuje grupę złóż rejonu przyimandrowskiego. Długość pasma od jeziora Imandra do jego północno-zachodniego zakończenia wynosi około 50 km, a szerokość około 12 km. Złoża tego rejonu występują na skrzydłach synklinorium obalonego na NE. Ciała rudne najczęściej mają stromy upad na SW, miejscami zmieniający się na NE.

Z minerałów rudnych w kwarcytach żelazistych występuje głównie magnetyt, miejscami nieznaczne domieszki hematytu. Złoża rudne występują w formie pokładów albo soczewek, leżących zgodnie z otaczającymi je gnejsami. Największe złoża mają długość 1250—2700 m przy maksymalnej miąższości 315 m. Wszystkie złoża rejonu przyimandrowskiego są przecięte licznymi intruzjami oligoklazowych i mikroklonowych granitów oraz żyłami pegmatytów i apłitów.

Średni skład chemiczny kwarcytów żelazistych z najlepiej poznanych złóż oleniegorskiego i kirowogorskiego wynosi 32,5—53% Fe,

0,04—0,11% S, 0,035% P, 40—44% SiO<sub>2</sub>, 0,25—0,11% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Kwarcyty żelaziste dają się łatwo wzbogacić, a uzyskane koncentraty są wysokoprocentowe. Z uwagi na to, że złoża występują blisko powierzchni, istnieją warunki sprzyjające eksploatacji odkrywkowej.

Złożo oleniegorskie ma na planie formę dużej, w środku przewężonej soczewki, o biegu NW—SE i długości około 2700 m. W środkowej części złoża ma szerokość około 180 m, natomiast w obu rozszerzonych miejscach do 280 m. Kwarcyty żelaziste leżą zgodnie z otaczającymi gnejsami. W złożu wśród kwarcytów żelazistych i gnejsów nierzadko występują amfibolity, które uważa się za produkty metamorfizmu zasadowych skał efuzywnych.

W zachodnim skrzydle synkliny złoża oleniegorskiego stwierdzono występowanie „gnejsów oczkowych”, które N. S. Toczylin (1964) nazwał blastoporfiroidami. Są to zmetamorfizowane kwaśne i średnio kwaśne efuzywy. W tych skałach oczkowe agregaty odpowiadają fenokryształom, równomiernie ziarnista część skały — tłu skalnemu.

Seria rudna złoża oleniegorskiego ma postać złożonej synkliny, urozmaiconej dwiema lub trzema dużymi antyklinami i synklinami. Rozciągłość struktury NW—SE, upad skrzydeł pod kątem 50—80° przeważnie ku SW. Budowę ciała rudnego komplikują uskoki oraz przesunięcia, które miejscami mają amplitudę 50—55 m.

Seria kwarcytów żelazistych jest bardzo intensywnie pofałdowana. Stopień pofałdowania jest różny w zależności od miąższości przekładających się warstw rudnych i nierudnych. Im seria ta jest drobniej warstwowana, tym intensywniejsze pofałdowanie obserwuje się w porównaniu z gruboławicowymi kwarcytami. Mniejsze nasilenie fałdowania przejawia się również w gnejsach i w łupkach.

Ruda ze złoża oleniegorskiego jest słabo sementowaną skałą złożoną z magnetytu i kwarcu. Jest ona ciemnoszara z naprzemianlegle ułożonymi minerałami rudnymi i nierudnymi (głównie kwarc). Skała jest zwykle intensywnie pofałdowana (pl. XXXI, fot. 3).

Badania mikroskopowe wykazały, że magnetyt tworzy wydzielenia złożone z bardziej lub mniej prawidłowo wykształconych ziarn. Pasma rudne zbudowane są zwykle z różnoziarnistego magnetytu o teksturze zbitej. Miejscami widoczna jest kierunkowość ułożenia ziarn. Obserwuje się także popękanie wydzieleni magnetytu, miejscami ułożone kierunkowo (pl. XXXI, fot. 4, 5; pl. XXXII, fot. 1). Wśród zaokrąglonych



większych ziarn magnetytu występują drobniejsze o mniej regularnych kształtach (pl. XXXII, fot. 1).

Oddzielne drobne kryształy magnetytu mają dobrze wyrażoną oktaedryczną postać. Wyraźny idiomorfizm wydzieleni magnetytu przejawia się w tych miejscach, gdzie kwarc przeważa ilościowo nad magnetytem (pl. XXXII, fot. 2). Miejscami ziarna magnetytu przylegają do siebie tworząc siatkę, w której występuje również kwarc.

Magnetyt jest zastępowany przez martyt. Wraz z martytem występują także ziarna magnetytu prawie nie dotknięte procesem martytyzacji. Zwykle martytyzacja nie przebiega do końca i wtedy widoczne są relikty magnetytu w martycie (pl. XXXII, fot. 3, 5). Często spotykanym minerałem jest ilmenit, który występuje w formie listewek (pl. XXXII, fot. 4, 5).

Trawienie strukturalne wykazało, że magnetyt trawi się trudno i nierównomiernie, przy czym trawienie zaczyna się zwykle od pęknięć (pl. XXXII, fot. 6). Ujawniły się wzory trawienia magnetytu.

### S y d a

W południowej części Krasnojarskiego Kraju (Syberia) znanych jest kilka typów genetycznych złóż żelaza: magmowe (tytanomagnetyty), metasomatyczne, osadowe i zmetamorfizowane. Wśród nich największe znaczenie gospodarcze mają dolno i środkowopaleozoiczne złoża magnetytu pochodzenia metasomatycznego, którym poświęcono bardzo wiele uwagi.

Oprócz wspomnianych złóż metasomatycznych ostatnio także zwrócono uwagę na występowanie pokładowych hematytów, a częściowo magnetytów, związanych z górnoproterozoicznymi warstwami pierwotnie osadowych skał. Złoża te są dotychczas na ogół słabo poznane, jednak uważa się je za perspektywiczne.

Zarówno w Zachodnim jak i Wschodnim Sajanie notowane są wystąpienia zmetamorfizowanych rud żelaza. W Sajanie Zachodnim znane są złoża *dżojskie*, gdzie hematytowo-chlorytowe pokłady miąższości około 3 m występują wśród łupków chlorytowych. W złożu *dżebaskim* występują w pokładzie mającym 10 m miąższości kwarcyty żelaziste, często drobnowarstwowe, z niewielką zawartością żelaza. Złożo *kantegirskie* — pokład rudy magnetytowo-hematytowej o miąższości 1,6 m przewarstwionej chlorytem, epidotem i aktynolitem. Zawartość żelaza w rudzie dochodzi do 40%, przy 40% SiO<sub>2</sub>.

We Wschodnim Sajanie wśród innych wystąpień znajduje się złożo *Syda*. Okruszcowanie Sydy związane jest z poziomem łupków mikro-

wych o miąższości 150—200 m. Mineralizację prześledzono na długości około 7 km. Dane o geologii złoża Syda i złożach Krasnojarskiego Kraju zostały zaczerpnięte z pracy W. W. Bogackiego (1959).

W złożu Syda znanych jest 6 rudnych pokładów, przy czym miąższość największego z nich dochodzi do 21 m. Ogólna miąższość wszystkich rudnych poziomów wynosi około 56 m. Średnia zawartość Fe — 35% (21—52%), SiO<sub>2</sub> — 25—51%, P — 0,14—0,54%, S — 0,02—0,32%.

Rudy magnetytowe ze złoża Syda charakteryzują się teksturą warstewkową. W warstewkach nierudnych dużą rolę odgrywa kwarc. Zwykle ruda ta jest drobno pofałdowana, z tym że przy większej zawartości kwarcu fałdy są szersze i bardziej łagodne, natomiast przy mniejszej ilości kwarcu i mniejszej miąższości warstewek pofałdowanie jest bardziej intensywne (pl. XXXIII, fot. 1). Na małych odcinkach obserwuje się spokojne ułożenie warstewek oraz mikrouskoki (pl. XXXIII, fot. 2).

Badania mikroskopowe wykazały drobno- i średnioziarnistą strukturę magnetytu zorientowaną kierunkowo (pl. XXXIII, fot. 3, 4; pl. XXXIV, fot. 1, 2). Magnetyt występuje głównie w idiomorficznych kryształach i stopniowo zastępowany jest hematytem. Hematyt tworzy listewki układające się kierunkowo między kryształami magnetytu. Ponadto magnetyt zastępowany jest od brzegu, wzdłuż kierunków krystalograficznych martytem. Zwykle martytyzacja jest w stadium początkowym. Na fotografii 3 (pl. XXXIII) widoczne są większe wydzielenia magnetytu zastępowane martytem, otoczone drobniejszymi, wydłużonymi ziarnami magnetytu zastępowanego hematytem.

W rudzie obserwuje się poprzeczne szczeliny wypełnione minerałami nierudnymi, wśród których występują wydzielenia typowego muszkietowitu (pl. XXXIV, fot. 3, 4). Muszkietowit nie wykazuje śladów martytyzacji. W warstewkach o przewodzie minerałów nierudnych występują rzadkie, różnej wielkości idiomorficzne ziarna magnetytu, miejscami częściowo zmartytyzowane. W warstewkach tych zwykle nie obserwuje się występowania listewek hematytowych.

Często obserwuje się drobne wiązki hematytu drobnoziarnistego (pl. XXXIV, fot. 5). Zarówno wiązki, jak i pojedyncze wydzielenia hematytu ułożone są kierunkowo. Trawienie strukturalne wykazało kierunkowe wydzielenie magnetytu i hematytu. Po wytrawieniu magnetytu wśród hematytu i martytu pozostają ciemne plamy (pl. XXXIV, fot. 6).



## PRZYKŁADY STRUKTUR ŻELAZA W MAGMOWYM TYPIE OKRUSZCOWANIA

Oprócz omówionych wyżej złóż rud żelaza pochodzenia hydrotermalnego, zmetamorfizowanych i osadowo-ekshalacyjnych (typ Lahn-Dill), a szczególnie ich typów strukturalno-teksturalnych, należałoby jeszcze w tym miejscu zwrócić uwagę na dużą grupę złóż magmowych właściwych, z którymi związane są znaczne koncentracje żelaza na świecie.

Okruszcowanie żelazowo-tytanowe w północno-wschodniej Polsce i jego cechy strukturalno-teksturalne są typowe dla większości złóż rud tego rodzaju, co skłoniło mnie do podania w tym miejscu krótkiej charakterystyki struktur i tekstur z mineralizacją magnetytu z północno-wschodniej Polski.

### Północno-wschodnia Polska

Przejawy mineralizacji żelazowo-tytanowej w północno-wschodniej Polsce wiążą się ze skałami zasadowymi. Skład mineralny wykazuje, że pod względem genetycznym okruszcowanie to należałoby zaliczyć do typu magmowego. Okruszcowanie tego typu znane jest w wielu miejscach na kuli ziemskiej.

W północno-wschodniej Polsce główne minerały kruszcowe reprezentowane są przez tytanomagnetyt i ilmenit. Z siarczków przeważa pirotyn, rzadziej występuje pentlandyt, chalkopiryt, markasyt, piryt oraz spinele.

Sposób okruszcowania charakteryzuje się bardziej lub mniej równomiernym ułożeniem minerałów kruszczowych, co daje tekstury maszynowe (pl. XXXV, fot. 1).

Typowe, średnioziarniste okruszcowanie jest agregatem poligonalnych ziarn tytanomagnetytu i ilmenitu z niewielką ilością siarczków, przy czym ilmenit i tytanomagnetyt występują w mniej więcej równorzędnych ilościach. Skupienia poszczególnych minerałów rozmieszczone są nierównomiernie. W jednych miejscach przeważa ilmenit (pl. XXXV, fot. 3), w innych natomiast dominują wydzielenia tytanomagnetytu (pl. XXXV, fot. 2). Wydzielenia te na ogół mają kształty zaokrąglone, a w wypadku współwystępowania ilmenitu z tytanomagnetytem bardziej zaokrąglone są wydzielenia ilmenitu (pl. XXXV, fot. 3). Ilmenit tworzy albo samodzielne kryształy, albo też występuje pod postacią cienkich płytek w magnetycie (tytanomagnetyt).

Samodzielne wydzielenia ilmenitu mają na ogół kształty owalne. Charakterystyczne jest to, że na kontakcie ilmenitu z tytanomagnetytem często obserwuje się obwódki reakcyjne podkreślone występowaniem w strefie zew-

nętrznej minerałów nierudnych oraz spineli (pl. XXXVI, fot. 2). Niekiedy obwódki reakcyjne przybierają bardzo nieregularne formy (pl. XXXV, fot. 3). Minerale towarzyszące tworzą miejscami w ilmenicie większe skupienia (pl. XXXV, fot. 3).

W ilmenicie spotyka się ponadto wydzielenia siarczkowe owalnego kształtu, jest to głównie pirotyn. Najczęściej jednak siarczki występują na granicy ziarn zarówno ilmenitowych, jak i tytanomagnetytowych.

Skupienia ilmenitu na ogół lepiej się polegują i dają obraz stosunkowo czysty. Kryształy ilmenitu przeważnie są popękane, a miejscami pęknięcia te przechodzą w sąsiednie kryształy.

Tytanomagnetyt tworzy skupienia krystaliczne. Przestrzenie między kryształami zwykle wypełniają minerały towarzyszące, tworzące różnorodne formy (pl. XXXV, fot. 2, 4; pl. XXXVI, fot. 3, 4). Ponadto pojedyncze kryształy tytanomagnetytu występujące wśród minerałów niekruszcowych charakteryzują się owalnymi kształtami i postrzępionymi brzegami, co jest również spowodowane wydzieleniem minerałów niekruszcowych (pl. XXXV, fot. 5).

Tytanomagnetyty polegują się gorzej niż ilmenit. Zawierają stosunkowo duże ilości minerałów niekruszcowych, wrostki płytek ilmenitu oraz spineli (pl. XXXV, fot. 4; pl. XXXVI, fot. 3).

Wydzielenia ilmenitu w magnetycie tworzą różnej wielkości płyteczki ułożone równolegle do płaszczyzny oktaedru, dając w ten sposób siatkowe struktury przerostów. Struktury takie wiążą się z rozpadem roztworów stałych. W wypadku tytanomagnetytu obserwuje się wyraźną geometryczną prawidłowość w rozprzestrzenieniu wydzieleni ilmenitu w kryształach magnetytu (pl. XXXV, fot. 4, 5; pl. XXXVI, fot. 3). Zrosty takie powstają w wyniku rozpadu roztworu stałego, co potwierdził eksperymentalnie P. Ramdohr już w 1924 r. (*vide* Bietiechtin i inni 1964). Rozpad roztworów stałych ilmenit-magnetyt zachodzi przy temperaturze 400–700°C. Forma i rozmiary wydzieleni ilmenitu powstałego przy rozpadzie zależą od składu roztworu stałego, szybkości ochładzania i obecności mineralizatorów. P. Ramdohr ogrzewał tytanomagnetyt do temperatury 700–1200°C i stwierdził, że do momentu pełnej homogenizacji zachodziło powiększenie płytek ilmenitu kosztem zmniejszenia się ich ilości.

Najczęściej obserwuje się prawidłowe zranie płytek ilmenitu z magnetytem według

ścian 111. W obrębie jednego kryształu płytki ilmenitu mają podobny sposób ułożenia, z tym że obok siebie mogą występować zarówno płytki ilmenitu tnące cały kryształ, jak i drobne płyteczki, miejscami przecinające się wzajemnie (pl. XXXV, fot. 2, 4, 5; pl. XXXVI, fot. 3). Obserwuje się również płytki ilmenitu rozszerzające się ku brzegom (pl. XXXVI, fot. 4). Niekiedy drobne wydzielenia ilmenitu występują na granicach wzrostu różnych ziarn tytanomagnetytu (pl. XXXVII, fot. 2).

Kryształy tytanomagnetytu oprócz wydzieleni ilmenitu zawierają także liczne, przeważnie prawidłowo ułożone wrostki spineli. Spinele wydzielają się wzdłuż płaszczyzn łupliwości w magnetycie (pl. XXXV, fot. 4, 5; pl. XXXVI, fot. 3, 4) jako cienkie płyteczki, mające w przekroju poprzecznym formę igieł, wrzecionowatych ciał lub ziarenek. Ilość spineli jest zwykle większa w środkowych częściach ziarn i waha się w szerokich granicach. Spinele zalicza się także do produktów rozpadu roztworów stałych. Przy wspólnym występowaniu wrostków ilmenitu i spineli pierwsze bywają zwykle wcześniejsze.

Wydzielenia siarczków składają się głównie z pirotynu z nieznaczną zawartością pentlandytu,

chalkopiryty i innych. Siarczki występują bądź na kontakcie tytanomagnetytu i ilmenitu z krzemianami (pl. XXXVI, fot. 1), bądź w samym tytanomagnetycie (pl. XXXV, fot. 2) lub w ilmenicie.

Pentlandyt tworzy nieprawidłowe wydzielenia wśród pirotynu. Najczęściej występuje on z wiolarytem, dając charakterystyczną siatkę rozpadu roztworów stałych (pl. XXXVI, fot. 5, 6). Obserwuje się zastępowanie pirotynu przez pentlandyt z wiolarytem (pl. XXXVI, fot. 6).

Pirotyn bywa również zastępowany przez markasyt lub przez piryty i zaczyna się zwykle od szczelinek i szwów. Obserwuje się także częściowe utlenienie pirotynu, w wyniku czego powstaje piryty a w nim wydzielenia magnetytu. Chalkopiryty występują zwykle w towarzystwie pirotynu, tworząc nieprawidłowe, odrębne wydzielenia.

Trawienie tytanomagnetytu stężonym kwasem solnym podkreśla jeszcze bardziej jego wewnętrzną budowę. Należy jednak zaznaczyć, że niekiedy przy trawieniu powstają figury, które nie odpowiadają wewnętrznej budowie kryształu, jak to widzimy w górnej części (prawa strona) fotografii 1 na planszy XXXVII.

## UWAGI OGÓLNE NA TEMAT GENEZY MAGNETYTOWYCH RUD ŻELAZA

### ZNACZENIE TEKSTUR I STRUKTUR RUD DLA ROZWAŻAŃ GENETYCZNYCH

Dla poznania prawidłowości procesów powstawania złóż rudnych konieczne są badania tekstur i struktur rud. Badania strukturalno-teksturalne prowadzą do ustalenia kolejności tworzenia się asocjacji mineralnych w rudach, określają ich skład mineralny, a także zależności tworzących rudę minerałów i ich zespołów.

Rudy w odróżnieniu od skał charakteryzują się bardziej złożoną budową, często z cechami nakładania się kolejnych faz mineralizacji, rozwojem metasomatozy lub metamorfizmu wydzielonych wcześniej zespołów mineralnych. W budowie rud odzwierciedla się więc złożony proces ich powstawania, którego określenie bez systematycznego badania cech strukturalno-teksturalnych jest niemożliwe. Określenie wiekowych stosunków poszczególnych zespołów mineralnych ma duże znaczenie zarówno naukowe, jak i praktyczne dla prawidłowego ustalenia typu genetycznego złóż, co jest z kolei ważnym czynnikiem wyboru racjonalnej metody jego rozpoznania a następnie eksploatacji.

Ponadto określenie struktur i tekstur rud jest ważne dla wybrania właściwego sposobu mechanicznego wzbogacania. W tym wypadku konieczne jest poznanie nie tylko pełnego składu mineralnego surowca wyjściowego, lecz również stosunków i rozmiaru ziarn tworzących go składników. Badania mikroskopowe szlifów w świetle odbitym pozwalają wyjaśnić cechy budowy nieraz bardzo drobnodziarnistych zespołów krystalicznych. Za pomocą trawienia strukturalnego szlifów polerowanych udaje się poznać cechy budowy poszczególnych ziarn rudnych (np. zonalność, zbliżniczenia i łupkowatość).

Zainteresowanie badaniami składu i budowy rud jako wskaźników procesów zachodzących w skorupie ziemskiej pojawiło się już w drugiej połowie XIX w., w związku z pierwszymi pracami eksploatacyjnymi licznych złóż rud zarówno w Europie, jak i w Ameryce. Nagromadziło się sporo materiału dokumentacyjnego, a także pojawiła się literatura poświęcona opisom złóż i zagadnieniom pochodzenia rud.

Jednym z pierwszych, który postawił zagadnienie ważności badania budowy rud, był K. Bohdanowicz. W swojej pracy pt. *Złóża rudne*

(1912, tom I) poświęcił on temu zagadnieniu osobny rozdział, ilustrowany 36 zdjęciami charakteryzującymi niektóre tekstury różnych genetycznych typów złóż kruszcowych. K. Bohdanowicz zwracał uwagę na naukowe i praktyczne znaczenie tekstur przy wzbogacaniu rud i w ocenie złóż.

Jak już wspomniano, same struktury i tekstury bez uwzględnienia geologicznych warunków złożowych z reguły nie wystarczają dla określenia typu złoża i jego genezy. Do wyjątków należy charakterystyczna asocjacja tytanomagnetytu z ilmenitem, typowa dla złóż magmowych właściwych. Większość minerałów wchodzących w skład rud tytanomagnetytowych tworzy delikatne wzajemne przerosty przedstawiające produkty rozpadu roztworów stałych. Te przerosty w rudach nie zmetamorfizowanych wyróżniają się geometryczną prawidłowością i równomiernym rozdzieleniem wtrącen ilmenitu w ziarnach magnetytu. Ziarna tytanomagnetytu oprócz wydzielen ilmenitu zawierają liczne, także prawidłowo rozmieszczone, wtrącenia spineli. Ponadto stosunkowo często spotyka się układ pentlandyt — wiolaryt dający siatkowe zrosty z charakterystycznymi cechami struktur rozpadu roztworów stałych. Powyższa asocjacja spotkana w północno-wschodniej Polsce jest związana ze skałami zasadowymi i znamionuje typ złóż magmowych właściwych.

Charakterystyczne są także zonalne struktury magnetytu. Występują one zwykle w złożach kontaktowo-metasomatycznych i hydrotermalnych. W osłonie intruzji masywu granitowego Karkonoszy magnetytu zonalne występują w Miedziance, Obrim Dole i Sv. Petru.

Natomiast większe zróżnicowanie obserwuje się wśród tekstur i struktur zmetamorfizowanych złóż magnetytowych, które często zależą od materiału wyjściowego (złoża osadowe lub innego pochodzenia) a także od późniejszych procesów nałożonych na złożo. Bardzo charakterystyczne są warstewkowe tekstury rud zmetamorfizowanych, które są na ogół cechą powszechną i w mniejszym lub większym stopniu występują we wszystkich opisanych złożach zmetamorfizowanych.

Tekstura warstewkowa charakteryzuje się wydłużeniem rudnych agregatów w określonym kierunku. W złożach zmetamorfizowanych magnetytu tekstury warstewkowe rozpatruje się na ogół jako dowód rytmicznego osadzania się minerałów rudnych i nierudnych. Wiadomo jednak, że tekstury warstewkowe spotyka się we wszystkich genetycznych grupach złóż i wiele z nich tworzy się w wyniku najróżnorodniejszych procesów. Tekstury warstewkowe są to przewarstwienia smug o różnej budo-

wie albo różnym składzie mineralnym. Na przykład w złożach pochodzenia magmatycznego spotyka się warstewkową teksturę rudy chromitowej: smugi składają się z grubo- i drobnoziarnistego chromitu. Również w złożach pochodzenia hydrotermalnego niekiedy obserwuje się tekstury warstewkowe, gdzie poszczególne warstewki rudne zbudowane są głównie z siarczków, na przykład: pirytu z chalkopirytem i ze sfalerytu. Niekiedy takie tekstury tworzą się w rudach przy zapełnianiu szczelin rytmicznie odkładanym materiałem rudnym.

Przeważnie jednak łupkowatość i tekstury warstewkowe obserwuje się w złożach metamorficznych, które tworzą się w wyniku kierunkowego ciśnienia. Przy tworzeniu się tych tekstur dużą rolę odgrywa złupkowacenie, które zwykle po przekształtowaniu pozostaje, dając tekstury warstewkowe.

Bardzo wyraźne są tekstury warstewkowe w kwarcytach żelazistych. Na ogół przyjmuje się, że warstewkowatość kwarcytów żelazistych (np. krzyworskich) wynika z reliktoowego warstwowania przekształconego w procesie metamorfizmu regionalnego. Zmetamorfizowane rudy magnetytu mogą przechodzić różne okresy mineralizacji, doprowadzające do powstawania tekstur warstewkowych. Nagromadzona już podczas sedymentacji substancja rudna zwykle posiada cechy warstewkowe, które mogą zachować się przy późniejszym metamorfizmie regionalnym i metasomatozie.

W przypadku kwarcytów żelazistych, nawet przy kolejnych procesach wyniesienia krzemionki i częściowego wzbogacenia w magnetyt, gdy nastąpiło scienienie warstewek kwarcowych, tekstura warstewkowa nie uległa zatarciu (pl. XXVII, fot. 3).

W wypadku intensywnego metamorfizmu cechy dawnych tekstur zacierają się tak dalece, że stwierdzenie ich bywa trudne albo zupełnie niemożliwe. Wtedy ważne są relikty tekstur i struktur, które jednak w rudach na ogół spotyka się bardzo rzadko. Rudy zwykle są bardziej czułe na zmiany temperatury i ciśnienie, lecz wówczas często można korzystać z reliktyw tekstur i struktur skał otaczających rudę.

W złożach zmetamorfizowanych osłony intruzji masywu granitowego Karkonoszy relikty pierwotnych tekstur znalezione zostały w magnetytach Kowar (Zimnoch 1961) — wydzielenia magnetytu podobne do oolitów oraz w Smrči (relikty struktur zonalnych). Relikty zonalnej budowy wydzielen magnetytu mogą świadczyć, że przed metamorfizmem wydzielenia magnetytu w tym złożu miały strukturę zonalną, w tym przypadku genezę złoża można wiązać bądź z procesami kontaktowo-metaso-

matycznymi, bądź z hydrotermalnymi. Natomiast w nie zmetamorfizowanych rudach magnetytu z Jesioników (typ Lahn-Dill) nie obserwuje się wyraźnej zonalnej budowy magnetytu. W takim więc przypadku trudny jest do przyjęcia pogląd o ekshalacyjno-osadowym pochodzeniu złóż magnetytu w Smrči.

Relikty tekstur podobnych do oolitów spotkane w magnetycie z Kowar mogą świadczyć o powstaniu magnetytu ze skał osadowych. Ponieważ jednak tekstury magnetytu podobne do oolitowych spotyka się także w rudach ekshalacyjno-osadowych, np. w nie zmetamorfizowanych złóżach okręgu Lahn-Dill (Schneiderhöhn, 1962), stwierdzone w Kowarach oolity mogłyby także być takiego właśnie pochodzenia. Wśród złóż zmetamorfizowanych relikty tekstury znane są także ze złóż Krzywego Rogu. O oolitach Krzywego Rogu pisał J. G. Gerszojg (1936), który stwierdził je w jednym z wierzeń w rejonie Krzywego Rogu, na kontakcie formacji żelazistej z drobnoziarnistym marmurem dolomitowym zawierającym złożę rud żelaza. W strefie przejściowej, w masie węglanowej znaleziono liczne skupienia magnetytu, które miały formy wydłużone, obrączkowate, okrągławe albo koncentryczno-skorupowe. Badania tych skupień wykazały, że składają się one z drobnych, dobrze wykształconych kryształów magnetytu. Skupienia obrączkowe niekiedy były porożrywane na części, a przestrzenie między nimi i wnętrza uzupełnione kalcytem z domieszką chlorytu. Tekstury te zdaniem J. G. Gerszojga powstały w wyniku metamorfozy osadów węglanowych zawierających oolity żelaziste. Przejście pierwotnych osadów żelazistych w magnetyt zachodziło w czasie metamorfizmu hydrotermalnego, którym został objęty cały rejon Krzywego Rogu. W wyniku tego objętość masy rudnej zmniejszyła się, przy czym oolity przybrały formę małych ciał elipsoidalnych, a powstałe pustki wypełniły się wtórnym kalcytem z domieszką chlorytu.

#### PRZEOBRAŻENIA WTÓRNE MAGNETYTU

W warunkach naturalnych proces zmian magnetytu zwykle ma charakter wieloetapowy zależny od różnych czynników, które przyspieszają albo powstrzymują ten proces. Do czynników tych należą: skład chemiczny, własności strukturalne, ruchy tektoniczne oraz chemizm roztworów wodnych.

Głównymi produktami utlenienia magnetytu są tlenki i wodorotlenki żelazowe. Zmiany magnetytu zachodzą nie tylko w warunkach przypowierzchniowych strefy utlenienia, ale i przy procesach hipogenicznych.

W opisanych złóżach sudeckich rudy magnetytu mają oznaki procesów hydratyacji, martytyzacji i maghemityzacji. Wodorotlenki żelaza na ogół nie występują w większych ilościach i są typowymi utworami przypowierzchniowymi.

Na podstawie przytoczonych przykładów martytyzacji w sudeckich rudach magnetytowych wydaje się słuszne wiązanie tego przeobrażenia z procesami hipogenicznymi, z wyjątkiem Kowar, gdzie zjawiska martytyzacji należy wiązać z procesami hipogenicznymi.

Charakterystyczną cechą martytu jest gorszy stopień polerowania się w porównaniu z hematytem oraz obecność na jego powierzchni jamek i bruzdek. Gorszy stopień polerowania może niekiedy być nawet cechą diagnostyczną, pozwalającą na odróżnienie martytu od hematytu w wypadku braku w ziarnach rudnych swoistych kształtów krystalograficznych.

W sudeckich rudach magnetytowych a także w złożu Syda martytyzacja jest przeważnie w stadium początkowym. W rudach magnetytowych Sydy, w pasmach z przewagą minerałów rudnych, występują charakterystyczne wydzielania magnetytu, które są otoczone przez wąskie, podłużne wydzielania hematytu. Daje to wrażenie zastępowania magnetytu hematytem, w którym często obserwuje się resztki magnetytu. Przy większym zaawansowaniu procesu utlenienia obserwuje się izometryczne wydzielania martytu nieraz z resztkami magnetytu, otoczone wydłużonymi wydzieleniami hematytu. Badania mikroskopowe pozwoliły stwierdzić, że istnieją miejsca, gdzie obserwuje się dwa rodzaje wydzieleni magnetytu (pl. XXXIII, fot. 3) — jedno izometryczne, drugie wydłużone otaczające poprzednie. Przy procesach utlenienia magnetyt izometryczny przechodzi w martyt, natomiast wydłużone wydzielania magnetytu przechodzą w hematyt. W rudach magnetytowych Sydy występuje także typowy muszkietowit, który jest wyraźnie późniejszy. Występuje on w żyłkach minerałów nierudnych, tnących pasemkowe wydzielanie magnetytu.

W złóżach Krzywego Rogu zasięg strefy utlenienia jest różny. W różnych odcinkach złoża strefa martytyzacji sięga tu do głębokości ponad 1000 m, miejscami tak głęboko dochodzi też strefa hydratyacji. Zauważono, że magnetyt jest bardziej podatny na procesy uwodnienia niż martyt, gdyż spotkano na przykład martyt z resztką magnetytu w środku, przy czym magnetyt na brzegach przeszedł w wodorotlenki żelaza, które tworzą obwódki wokół niego, gdy martyt został nie zmieniony.

W złóżach Krzywego Rogu badania mikroskopowe próbek pobranych z górnych pozio-

mów wykazały pełną martytyzację, gdy w głębszych partiach złoża stopień zaawansowania jej jest mniejszy, często częściowo zaczynający się od brzegów lub niekiedy (frontalnie) od środka ziarn magnetytu.

Odnosnie do genezy maghemitu spotykanego w złożach Miedzianka, Kowary, Obfi Důl i sztolni pod Růžovym Vrchem trudno jest powiedzieć coś konkretnego. Tworzy on przeważnie odrębne wydzielienia ewentualnie częściowo zastępujące magnetyt (Miedzianka). N. W. Pawłow (1957), który stwierdził maghemit w hydrotermalnych złożach rejonu Angaro-Ilimskiego, przypuszcza, że zarówno magnetyt, jak i maghemit powstał syngenetycznie z hipogenicznych roztworów koloidalnych. Są również poglądy, że maghemit może powstać w warunkach powierzchniowych.

#### MAGNETYT I HEMATYT W ZMETAMORFIZOWANYCH ZŁOŻACH TYPU LAHN-DILL

W większości wymienionych zmetamorfizowanych złóż magnetytowych oprócz magnetytu występuje także hematyt. Istnieją różne poglądy na temat genezy magnetytu i hematytu w tych złożach. Na przykład zdaniem J. N. Bielewcewa (1960), w złożach Krzywego Rogu do utworzenia się magnetytu i hematytu doszło w sposób następujący. Nagromadzenie żelaza zachodziło w okresie sedimentacji żelazisto-krzemianowo-ilastych osadów w geosynklinie w związku z wietrzeniem gnejsów, metabazytów i ultrabazytów zawierających znaczne ilości minerałów żelazistych. Diagenеза i metamorfizm regionalny doprowadziły do rekrytalizacji ilastych i koloidalno-chemicznych produktów oraz do utworzenia się pokładów kwarcytów żelazistych i łupków. Zwykle są to rudy ubogie, wymagające wzbogacenia. Rzadziej spotyka się pokłady albo soczewki kwarcowo-magnetytowe albo krzemianowo-magnetytowe rudy bogatych (50—65% Fe). Powstały one w czasie metamorfizmu bogatych w żelazo osadów ilasto-piaszczystych albo krzemianowo-żelazistych. W miejscach intensywnych fałdowań i spękań, gdzie silniej cyrkulowały roztwory metamorfizujące, przemieszczenie składników, a przede wszystkim żelaza i krzemionki, doprowadziło do utworzenia magnetytowych i magnetytowo-hematytowych rud bogatych. Z kolei nałożone później procesy hipogeniczne doprowadziły do dalszego znacznego przemieszczenia żelaza, krzemionki i innych składników, jak również zmieniły lite rudy magnetytowe w krusze martytowe oraz doprowa-

dziły do utworzenia w kwarcytach żelazistych rud martytowych, a w łupkach rud żelazistych getytowo-hematytowych.

Składem i działalnością roztworów rudonośnych zajmuje się J. N. Bielewcew (1964). Jego zdaniem roztwory rudonośne powstały przez uaktywnienie wody wolnej i związanej w minerałach bez dopływu substancji z zewnątrz. Ich aktywność i ruchy w skale zależały od napięć tektonicznych i temperatury jako głównych czynników metamorfizmu regionalnego. Mobilizacja materii rudnej zachodziła w wyniku selektywnego rozpuszczania i rekrytalizacji asocjacji mineralnych. W czasie wzrostu temperatury i ciśnienia roztwory cyrkulując w skale rozpuszczają częściowo lub całkowicie różne jej składniki, co powoduje mineralizację roztworu. Roztwory o wyższych temperaturach rozpuszczają większą ilość składników skalnych, co prowadzi do utworzenia nowych zespołów mineralnych trwałych w danych warunkach termodynamicznych.

Przy podwyższonych temperaturach zwiększa się ruchliwość chemiczna składników skał; zachodzą w tym czasie reakcje wymiany między składnikami rozpuszczonymi i minerałami skały. Pierwiastki, które nie weszły w nowe siatki krystalograficzne minerałów, przechodzą do roztworów. Na przykład z limonitu ilastego tworzą się żelaziste chloryty, a niektóre jego składniki mogą przechodzić do roztworu.

Przy tworzeniu się bogatych rud żelaza zachodziło bardzo intensywne wynoszenie krzemionki z kwarcytów żelazistych. W tym wypadku problem tworzenia się rud sprowadza się do rozpuszczenia kwarcu i wyniesienia krzemionki. Według danych eksperymentalnych otrzymanych w Laboratorium Rudnych Procesów Instytutu Nauk Geologicznych AN USRR (Bielewcew, Sirosztan 1960), rozpuszczalność związków krzemianowych zależy od ich formy mineralogicznej, temperatury, ciśnienia i od pH roztworów (5—8). Rozpuszczalność krzemionki zwiększa się wraz ze zmniejszeniem rozmiarów kryształów — największą rozpuszczalność mają odmiany bezpostaciowe i skrytokrystaliczne. W tych samych warunkach wynoszenie żelaza jest 600—700 razy mniejsze niż krzemionki. Obecność magnetytu w ilości około 50% wag. zwiększa wynoszenie krzemionki 11—12 razy. Rozpuszczanie magnetytu i wynoszenie żelaza najintensywniej zachodzi przy pH 1—3 przy zakwaszeniu kwasami ortofosforowym i szczawiowym, w mniejszej mierze siarkowym, a jeszcze mniej solnym i azotowym. Wynoszenie żelaza zachodzi w roztworach właściwych i tylko w środowisku słabo kwaśnym lub słabo alkalicznym przy pH 5—9.

W nieznacznych ilościach wydzielają się koloidy żelaza.

Inny pogląd na powstawanie rud żelaza w złożach zmetamorfizowanych ma M. S. Toczylin (1963), który uważa, że kwarcyty żelaziste są związane ze skałami wulkanogenicznymi, a tym samym potwierdza ich związek genetyczny z wulkanitami. Pokłady kwarcytów żelazistych występują zarówno wśród silnie zmetamorfizowanych łupków krystalicznych i gnejsów, jak i wśród słabo zmienionych skał w rodzaju łupków ilastych. Ponieważ magnetyt może powstawać z wodorotlenków żelaza tylko w warunkach wysokich stopni metamorfizmu, niemożliwością jest wytłumaczenie powstania żelazistych kwarcytów, występujących wśród łupków ilastych, metamorfizmem pierwotnych wodorotlenków żelaza. Wynika stąd, że magnetyt i hematyt istniały jeszcze przed początkiem fałdowania i metamorfizmu i powstały niezależnie od siebie. M. S. Toczylin uważa, że drobnodispersyjny czerwony hematyt w kwarcytach żelazistych jest wskaźnikiem działalności wulkanogeniczno-ekshalacyjnej. Bogate rudy martytowe przywiązane do formacji żelazistej powstały w wyniku dynamo-hydrotermalnego metamorfizmu przez utlenienie magnetytu z jednoczesnym wylugowaniem kwarcu.

Rozbieżne są również poglądy dotyczące powstawania podobnych złóż związanych z kwarcytami żelazistymi, występujących w wielu miejscach na kuli ziemskiej w formacjach prekambryjskich. Na przykład znani badacze złóż Jeziora Górnego (między innymi C. K. Leith, R. L. Lund, A. Leith, F. Y. Pettijohn, A. A. Tyler, J. W. Gruner, H. L. James) uważają, że rudy żelaza „miękkie” (*soft ore*) powstały w formacji żelazistej pod wpływem działania utleniających i ługujących roztworów hipergenicznych albo też hydrotermalnych. Roztwory utleniały minerały żelaziste i wynosiły drobnodziarnisty kwarc, tworząc reszkowy produkt — rudę. W przeciwieństwie do nich S. A. Tyler (1949), zgadzając się z koncepcją działalności utleniających i ługujących roztworów, uważał, że powstawanie rud zachodziło głównie w części rozwoju facji metamorficznych składających się przede wszystkim z wtórnych krzemianów żelaza. Miękkie rudy, według niego, powstały z utlenienia i wylugowania tych skał. S. A. Tyler dowodzi, że obserwowane obecnie w żelazistych formacjach Jeziora Górnego facje rudne z syderitem i grenalitem są resztkami pierwotnej żelazistej formacji, która nie uległa metamorfizmowi. Według niego, wielką część obszarów formacji żelazistych zajęły metamorficzne formacje, które powstały ze skał nie zmetamorfizowanych dzięki regionalnemu i lokalnemu metamorfizmowi.

Wiąże on wcześniejszy metamorfizm regionalny z głębokim przegrzaniem osadów w związku z wysoką temperaturą i ciśnieniem, a późniejszy lokalny metamorfizm z działalnością dużych intruzji gabra i granitów oraz żył skał zasadowych, pegmatytowych i kwarcowych. Sądzi on, że w wielu wypadkach były to roztwory ascenzyjne, ale nie koniecznie hydrotermalne — mogły to być również podgrzane w głębi wody meteoryczne. S. A. Tyler (1949) zwrócił uwagę na znaczenie bardziej zmetamorfizowanych odcinków formacji żelazistej Jeziora Górnego w powstawaniu złóż bogatych rud i na ważną rolę etapu hipogenicznego (w tym wypadku metamorfogenicznego) w formowaniu się tych złóż.

Oprócz złóż kwarcytów żelazistych (Krzywy Róg, Oleniegorsk, Syda), gdzie magnetyt i hematyt występują obok siebie, rozpatrzone zostały zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach, gdzie hematyt nie tworzy naprzemianległych warstw z magnetytem i powstał w innych warunkach niż magnetyt. Na przykład w Kowarach hematyt łuseczkowaty jest utworem wyraźnie późniejszym, związanym z działalnością hercyńskiego granitu Karkonoszy.

Odnosnie do powstawania magnetytu i hematytu można przytoczyć dwa rodzaje magnetytów Sydy, a także magnetyt ekshalacyjno-osadowego złoża Sanikl w Jesionikach. W hematytach z tych złóż obserwuje się resztki magnetytu, z czego można by wnioskować, że magnetyt może przechodzić w hematyt.

H. Schneiderhöhn (1962) zaznacza, że w rejonie złóż Lahn-Dill magnetyt występuje tylko na kontakcie intruzji keratofirowych magm reszkowych z hematytem. Magnetyt powstaje także jako produkt pierwotny, przykładem czego może być złożo ekshalacyjno-osadowe w Královej, gdzie ani magnetyt, ani skały nie są zmetamorfizowane. Trudno jednak porównywać magnetyt z Královej z magnetytem Oleniegorska, zaliczanym przez M. S. Toczylina (Toczylin, Goriainow 1964) do utworów pierwotnych. Magnetyt z Oleniegorska jest wyraźnie zmetamorfizowany, natomiast magnetyt z Královej jest inaczej popękany, „rozpływa się” i nie ma wyglądu magnetytu zmetamorfizowanego. Inaczej również się poleruje i ma mniejszą twardość. Poza tym trudno sobie wyobrazić proces, który zmetamorfizowałby skałę otaczającą, a znajdujący się w niej magnetyt pozostawałby bez zmian. Wiadomo jest bowiem, że minerały rudne są bardziej podatne na zmiany temperatury i ciśnienia niż minerały nierudne tworzące skały otaczające.

Z przytoczonych złóż typu ekshalacyjno-osadowego okręgu Lahn-Dill w Niemczech i Jesioników w Czechosłowacji, oprócz cech

indywidualnych, dla każdego złoża można wyróżnić szereg rysów wspólnych.

Zarówno w jednym, jak i w drugim miejscu rudy związane są z formacjami wulkanogenicznymi, często z górnymi ich partiami. Na przykład w niecce Lahn-Dill główna masa rudy znajduje się w tzw. „pokładzie granicznym”, występującym w stropie serii „skorupowca”. Formacje wulkanogeniczne składają się z wylewów podwodnych magmy zasadowej (bazaltów, spilitów) z towarzyszącymi im tufami o składzie keratofirów.

Z drugiej strony na haldzie złoża Králova znajduje się duża ilość bomb wulkanicznych. Ponieważ bomby wulkaniczne gromadzą się w pobliżu ognisk wybuchów wulkanicznych, świadczyłyby to o powstawaniu rud w bliskiej odległości od ogniska wulkanicznego.

Złoża typu Lahn-Dill charakteryzują się dużą ilością i zmiennym kształtem ciał rudnych. Ciała rudne najczęściej występują w formie soczewek o zmiennej miąższości. Na przykład w złożach czeskich rudy grupują się w większe zespoły soczewek związane z różnymi poziomami stratygraficznymi. Poszczególne soczewki osiągają miąższość do 10 m, a długość do 200 m, a nawet do 1 km.

W złożach Lahn-Dill część hematytu występuje w warstewkach i długich soczewkach o 2—6 m miąższości lub jako poziomo leżący „pokład graniczny” o miąższości 2—4 m, lokalnie więcej. „Pokład graniczny” składa się z naprzemianległych warstw bogatszych i uboższych w żelazo. Ciała rudne zlokalizowane są zwykle w częściach obniżonych. Tak na przykład w Lahn-Dill rudy leżą w obniżonych partiach powierzchni lawy tworząc nieregularne, oddzielne płyty.

Rudy typu Lahn-Dill składają się głównie z hematytu i magnetytu, niekiedy występują w nich krzemiany żelaza oraz siarczki. Skład mineralny rud jest bardzo zmienny zarówno w poziomym, jak i pionowym przekroju. Według ilościowych stosunków zawartych minerałów wydziela się facje: hematytową, magnetytową, krzemianową i siarczkową (Strachow, 1963).

W omówionych złożach w Sudetach Wschodnich występują głównie rudy hematytowo-magnetytowe z bardzo słabo rozwiniętymi krzemianami. Charakterystyczną cechą jest brak pirytu. Natomiast w okręgu Lahn-Dill występują głównie rudy hematytowe i częściowo magnetytowe. Reprezentowana jest także facja krzemianowa i pirytowa.

Bardzo charakterystyczne są struktury i tekstury rud złóż typu Lahn-Dill. Oprócz rud masywnych, bezkierunkowych spotyka się rudy z dobrze wyrażoną warstewkowatością. Miejscami można obserwować przejścia jednego typu

w drugi zarówno w przekroju poprzecznym, jak i podłużnym. Na ogół przeważają tekstury bezkierunkowe. Można również zauważyć rudy bardzo drobnoziarniste, a wśród nich spotyka się większe kryształy magnetytu.

Charakterystyczne są rudy magnetytów z kopalni Králova o strukturze przeważnie średnioziarnistej. Magnetyt jest tam często popękany wzdłuż kierunków krystalograficznych, a poszczególne okruchy są porożsuwane. Obserwuje się także zastępowanie magnetytu martytem. Martyt zastępuje magnetyt od brzegów, zgodnie z kierunkami krystalograficznymi, dając igiełkowate formy lub nieregularne plamy.

H. Schneiderhöhn (1962) w rudach typu ekschalacyjno-osadowego opisuje wydzielenia przypominające tekstury oolitowe. Powstanie tych fałszywych tekstur oolitowych wiąże on z koncentryczno-skorupowymi spękaniem powstałymi przez kurczenie się i pierścieniowe przewartwiania kwarcu z hematytem.

N. M. Strachow (1963) podkreśla, że rudy związane z kompleksami wulkanogenicznymi charakteryzują się brakiem oolitów. Ponieważ jednak rudy te są podobne do zwykłych rud osadowych z oolitami, uważa on, że różnica genezy zaznaczyła się w innych cechach strukturalno-teksturalnych. Takie cechy tych złóż, jak: przywiązanie skupień rudnych do osadów wulkanogenicznych, występowanie wśród tufów, obecność bomb wulkanicznych, świadczą niezbicie o wulkanogeniczno-osadowym ich pochodzeniu.

Na temat sposobu powstawania rud typu Lahn-Dill wypowiedzieli się m. in. H. Schneiderhöhn (1962) i N. M. Strachow (1963). Pannuje pogląd, że substancje, z których utworzyły się rudy, były dostarczone do wody morskiej przez roztwory hydrotermalne. N. M. Strachow podkreśla, że były to wody wyniesione z głębszych części skorupy ziemskiej. Znając skład rud można wnioskować o składzie roztworów. Przypuszcza się, że roztwory zawierały w znacznych ilościach Fe, Mn, mało Al, w zmiennych ilościach H<sub>2</sub>S, zwykle bardzo mało związków As. Możliwe, że doprowadzane były Cu, Cr, V i inne jak również ograniczone ilości SiO<sub>2</sub>. Charakterystyczny jest brak Ti w rudach magnetytowych w razie nieobecności piroklastyków. W roztworach hydrotermalnych dominowały FeCl<sub>2</sub> i SiCl<sub>4</sub>, które w reakcji z wodą morską przeszły w Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> i SiO<sub>2</sub>. Zdaniem H. Schneiderhöhna (1962) powstały przy tym bardzo drobnoziarniste układy dyspersyjne aż do koloidalnych włącznie, które przy wysokich lokalnych temperaturach natychmiast wykryształizowały jako bezwodne mieszaniny bardzo rozproszonego kwarcu i hematytu.



N. M. Strachow (1963) podaje rozkład poszczególnych facji w zależności od miejsca wydobywania się roztworów hydrotermalnych i porównuje je z facjami osadowych złóż żelaza. Przy powstawaniu złóż ekshalacyjno-osadowych bezpośrednio w miejscu wydobywania się roztworów hydrotermalnych ilość wody morskiej była stosunkowo niewielka, co za tym idzie, ilość rozpuszczonego w niej tlenu była za mała dla przeprowadzenia całkowitego utlenienia wyniesionego materiału. Na dnie wytrącały się związki Fe i Mn o niższym stopniu utlenienia oraz powstawały węglanowe i krzemianowe facje rud z niewielką domieszką magnetytu i hematytu. W miarę oddalania się od miejsc wypływu roztworów hydrotermalnych wzrasta utleniająca działalność wody morskiej i niedotlenione facje przechodzą w facje magnetytowo-hematytowe. N. M. Strachow zwraca uwagę, że kolejność utworzonych w ten sposób facji jest odwrócona w stosunku do facji rud osadowych. W rudach osadowych facja o wyższym stopniu utlenienia jest bardziej płytkowodna i leży bliżej brzegu morza, a dalej układają się facje niedotlenione do redukcijnej.

W wypadku procesów wulkanogenicznych, przy większym rozcieńczeniu roztworów hydrotermalnych koncentracja składników mineralnych w wodzie morskiej obniżała się, aż do momentu, kiedy przestały wytrącać się na dnie osady rudne. Sądząc po rozmiarach soczewek rudnych, maksymalny zasięg działalności roztworów hydrotermalnych według N. M. Strachowa wynosi około 3—4 km.

Pozostałe drobne ilości Fe wynoszone były dalej, w głębsze partie zbiorników morskich, gdzie mogły podwyższać klark Fe w osadach przede wszystkim ilastych.

Dla porównania przypomnę jeszcze kilka danych z zagłębia Krzywego Rogu. W skład for-

macji żelazistej wchodzi siedem poziomów żelazistych i siedem łupkowych. Jednak w różnych rejonach zagłębia ilość ich zmienia się od 1—2 do 7. Miąższość oddzielnie wziętych żelazistych poziomów zmienia się wzdłuż rozciągłości, a przy tym zwykle zmienia się skład kwarcytów żelazistych. Na przykład miąższość poziomu VI na przestrzeni około 10 km zmienia się od 30—40 do 250 m. Natomiast szerokość (w kierunku równoleżnikowym) formacji żelazistej, w wypadku wyprostowania fałdów i wzięcia pod uwagę strefy zachodniej, wyniesie nie mniej niż 30—40 km przy długości około 230—250 km. J. N. Bielewcow (*Geologičeskoje strojenije i železnye rudy Kriworożskogo basseinja*, 1957) podobnie jak poprzedni badacze za najbardziej prawdopodobne przy powstawaniu skał serii krzyworoskiej uważa warunki geosynkinalne. Świadczy o tym duża miąższość osadów, brak niezgodności między poszczególnymi poziomami i pokładami, zmienność pokładów wzdłuż ich rozciągłości, prawidłowe przejścia jednych pokładów w inne. Geosynklina krzyworoska miała kształt wydłużony, charakterystyczny i dla innych prekambryjskich obszarów występowania kwarcytów żelazistych (np. Kurska Anomalna Magnetyczna, Mały Chingan, złoża Indii, Brazylii i inne).

Porównując obszary występowania kwarcytów żelazistych Krzywego Rogu z obszarami złożowymi typu Lahn-Dill, należy stwierdzić, że te ostatnie są dużo mniejsze, a rudy występują tu w kształcie soczewek i pokładów o zmiennej miąższości. Nawet przy założeniu, że przy powstawaniu rud żelaza typu Krzywego Rogu dużą rolę odgrywał podwodny wulkanizm, trudno jest wykluczyć znoszenie żelaza do zbiorników wodnych przy intensywnym wietrzeniu skał (brak roślinności) i dużej ilości skał zasadowych wzbogaconych w żelazo.

## PODZIAŁ GENETYCZNY ROZPATRYWANYCH ZŁÓŻ ŻELAZA

Badania wykazały, że na podstawie tekstur i struktur rud żelaza można wyciągnąć wnioski odnośnie do genezy ich złóż.

W osłonie metamorficznej intruzji masywu granitowego Karkonoszy wyróżnia się dwie grupy złóż magnetytu.

Do pierwszej grupy należą złoża zmetamorfizowane: Kowary, Smrci, sztolnia pod Różowym Vrchem, Herlikovice. Złoża te istniały już przed wciśnięciem się intruzji granitowej Karkonoszy. W czasie orogenezy kaledońskiej wraz ze skałami otaczającymi zostały zmetamorfizowane, a w czasie orogenezy hercyńskiej okruszczone siarczkami.

Druga grupa złóż magnetytu związana jest z działalnością procesów towarzyszących hercyńskiej intruzji granitowej. Zalicza się tu złoża: Miedzianka, Obři Důl, Sv. Peter. Magnetyt występujący w tych złożach charakteryzuje się zonalną budową kryształów. Mineralizacji magnetytowej towarzyszą duże ilości siarczków.

Bliższe badania wykazały, że grupa złóż zmetamorfizowanych nie jest jednolita, chociaż posiada wiele cech wspólnych, jak: często spotykane pasemkowate tekstury rud, podobne mikroskopowe cechy magnetytu, podobne zachowanie się magnetytu przy trawieniu, nałożenie



пóźniejších siarczków. Ponadto występowanie struktur reliktowych pozwala wyciągnąć wniosek odnośnie do powstania tych złóż. Na przykład w Kowarach relikty struktur podobnych do oolitów i występujące tu skały efuzywne (amfibolity) pozwalają zaliczyć to złożo do typu złóż ekshalacyjno-osadowych. Relikty struktur zonalnych w złożu Smrči prowadzą do wniosku, że przed zmetamorfizowaniem prawdopodobnie było to złożo kontaktowo-metasomacyjne lub hydrotermalne.

Ponadto w zmetamorfizowanym złożu w Herlikovicach spotykane często metakryształy magnetytu z wyraźną budową zonalną świadczą o uruchomieniu lub doprowadzeniu żelaza, co prawdopodobnie nastąpiło w hercyńskim okresie mineralizacji siarczkowej.

Należy podkreślić, że zmetamorfizowane złożo magnetytu w osłonie masywu granitowego Karkonoszy, podobnie jak i zmetamorfizowane

złożo Sudetów Wschodnich (Hranična, Vernirovice-Švagrov, Kletno), mimo charakterystycznych dla nich tekstur pasemkowych, wyraźnie różnią się od kwarcytów żelazistych. W złożach tych oprócz tekstur pasemkowych często spotyka się tekstury masywne. Brak jest również hematytu charakterystycznego dla kwarcytów żelazistych.

W zakończeniu należy podkreślić, że wśród zmetamorfizowanych złóż żelaza oprócz dużych złóż, typu krzyworońskiego, istnieje wiele małych złóż, których budowa, cechy strukturalno-teksturalne rud, a także procesy powstawania różnią się od procesów zachodzących w złożach Krzywego Rogu. Różnice te są możliwe do uchwycenia w wypadkach zachowania się struktur reliktowych. Wtedy też można grupę zmetamorfizowanych złóż żelaza podzielić na podgrupy w zależności od procesów zachodzących przed ich zmetamorfizowaniem.

Zakład Geologii Złóż  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Warszawa, czerwiec 1965 r.

#### L I T E R A T U R A

- ALDINGER H., BATER C. R., BERG G. i inni, 1942 — Zur Entstehung deutscher Eisenerzlagerstätten. Arch. Lagerst. H. 75.
- BANAŚ M., 1965 — Przejawy mineralizacji w metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego. Prace geol. Pol. Akad. Nauk, 27.
- БЕЛЕВЦЕВ Я. Н., БУРА Г. Г., ДУБИНКИНА Р. П., ЕПАТКО Ю. М., ИЩЕНКО Д. И., МЕЛЬНИК Ю. П., СТРЫГИН А. И., 1959 — Генезис железных руд Криворожского бассейна. Изд. Акад. Наук УССР. Киев.
- БЕЛЕВЦЕВ Я. Н., СИРОШТАН Р. И., 1960 — Генетические типы железорудных месторождений докембрия. Международный Геологический Конгресс. XXI Сессия. Госгеолтехиздат. Москва.
- БЕЛЕВЦЕВ Я. Н., 1964 — Проблемы метаморфического рудообразования в докембрии (по материалам Украинского щита). Проблемы генезиса руд. Международный Геологический Конгресс, XXI Сессия. Изд. „Недра”. Москва.
- БЕТЕХТИН А. Г., ГЕНКИН А. Д., ФИЛИМОНОВА А. А., ШАДЛУН Т. Н., 1958 — Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат. Москва.
- БЕТЕХТИН А. Г., ГОЛИКОВ А. С., и др., 1964 — Курс месторождений полезных ископаемых. Изд. „Недра”. Москва.
- БЕТЕХТИН А. Г., ГЕНКИН А. Д., ФИЛИМОНОВА А. А., ШАДЛУН Т. Н., 1964 — Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. Изд. „Недра”. Москва.
- БОГАЦКИЙ В. В., 1959 — Перспективы увеличения железорудной базы на юге Красноярского Края. Полезные ископаемые Красноярского Края. Изд. Акад. Наук СССР. Москва.
- БОГДАНОВИЧ К. И., 1911 — Железные руды России. Изд. Геол. Комит. С. Петербург.
- БОГДАНОВИЧ К. И., 1912 — Рудные месторождения, т. 1, Изд. Горн. Инст. С. Петербург.
- BOLEWSKI A., TURNAU-MORAWSKA M., 1963 — Petrografia. Warszawa.
- BORKOWSKA M., 1966 — Petrografia granitu Karkonoszy. Pétrographie du granite des Karkonosze. Geologia Sudetica, v. 2. Warszawa.
- БЫХОВЕР Н. А., 1963 — Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. Госгеолтехиздат. Москва.
- CZERVENY J., 1881 — Aphorismen über das Vorkommen nützlicher Mineralien in Riesengebirge und in dessen Südlichen Vorlagen. Das Riesengebirge in Wort und Bild. Marschendorf.
- ЕЛИСЕЕВ Н. А., 1963 — Метаморфизм. Изд. „Недра”. Москва.
- ГЕНКИН А. Д., 1963 — Метакристаллы и избирательное замещение в рудах. Конференция — Проблемы постмагматического рудообразования. т. 2. Прага.
- Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. 1957 — Praca zbiorowa pod redakcją J. N. Bielewcewa. Госгеолтехиздат. Москва.
- ГЕРШОЙГ Ю. Г., 1936 — Оолитовая структура магнетиту з Кривого Рогу. Геол. журн. АН УССР, т. 3, № 3—4. Київ.
- ГЕРШОЙГ Ю. Г., 1955 — О генезисе руд Кривого Рога. Доклады АН СССР, т. 102, № 6.
- ГЕРШОЙГ Ю. Г., 1956 — Процессы минералообразования в первично-осадочных богатых железных рудах Кривого Рога. Вопросы минералогии осадочных образований. Львов. Госуд. Универ. им. И. Франко. Львов.
- ГЕРШОЙГ Ю. Г., 1957 — Процессы образования железорудной формации и залежей богатых руд Криворожского бассейна. Изд. Акад. Наук СССР. Сер. геол. 10.
- ИСАЕНКО М. П., 1962 — Определитель главных текстур и структур руд. Госгеолтехиздат. Москва.

- JAMES L. H., 1954 — Sedimentary facies of iron-formation. *Econ. Geol.* v. 49, nr. 3.
- JOKÉLY J., 1861/1862 — Das Riesengebirge in Böhmen. *Jb. Kaiserlich-Königlichen Geol. Reichsanst.* 12. Wien.
- ЮШКО С. А., 1949 — Методы изучения руд под микроскопом в отраженном свете. *Госгеолиздат. Москва.*
- KASZA L., 1964 — Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej. *Geology of the upper basin of Biała Łądecka stream. Geologia Sudetica, v. 1.* Warszawa.
- KATZER F., 1892 — *Geologie von Böhmen.* Prag.
- KETTNER R., 1917 — Z novějších výzkumů o rudních nalezištích v Čechách. *Hornické a hutnické listy.* Ř. 18. Praha.
- KETTNER R., 1919 — O magnetovcovem ložisku u Herlikovic (Hackelsdorfu) sev. od Vrchlabí. *Horn. Věstn.* 1 č. 1. Mor. Ostrava.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1965 — Granitognejsy Pogórza Izerskiego. *The granite-gneisses of Izera Highlands. Arch. miner.* 26.
- KRUT'А T., 1955 — Nerostný výzkum ve Slezsku v roce 1954. *Přir. Sborn. Ostravského Kraje.* 16. č. 1.
- КУЗНЕЦОВ Г. А., ИВАШЕНКО М. А., АНТОНОВ Г. И. и др., 1960 — Ангаро-Илимские железорудные месторождения траповой формации южной части сибирской платформы. *Госгеолтехиздат. Москва.*
- МАГАКЪЯН И. Г., 1961 — Рудные месторождения. *Изд. Акад. Наук Армянской ССР. Ереван.*
- MAŠKA M., 1950 — Zpráva o geologickém mapování v oblasti východních Krkonoš (list spec. mapy Vrchlabí). *Věstn. Stát. geol. Úst. CSR,* 25, č. 2—3. Praha.
- MAŠKA M., 1951 — Zpráva o výsledcích geologických výzkumů v oblasti vých. Krkonoš (list spec. mapy Vrchlabí). *Věstn. Ústř. Úst. geol.* 26.
- OBERC J., 1960 — Podział geologiczny Sudetów. *Geological subdivision of the Sudeten. Pr. Inst. Geol.* t. 30, cz. 2. Warszawa.
- Основные проблемы в изучении о магматогенных рудных месторождениях, 1953 — (Praca zbiorowa). *Изд. Акад. Наук СССР. Москва.*
- ПАВЛОВ Н. В., 1956 — О гипогенных магнетит-гематитовых оолитах железорудных месторождений Ангаро-Илимского района. *АН СССР серия геология № 4.*
- ПАВЛОВ Н. В., 1957 — О маггемите в магнетитовых рудах Кежемского месторождения. *Тр. Минер. Музея Акад. Наук СССР.* вып. 8.
- PETRASCHECK E. W., 1933a — Die Erzlagerstätten des schlesischen Gebirges. *Arch. Lagerst.-Forsch.* 59. *Preuss. geol. Landesanst. Berlin.*
- PETRASCHECK E. W., 1933b — Die Vererzung der Sudeten. *Mitt. Geol. Ges. Bd. 24.* Wien.
- PETRASCHECK E. W., 1944 — Die Sudetenländer. *Handbuch der Regionalen Geologie. Bd. 5.* Heidelberg.
- POUBA Z., 1949 — Geologické a petrografické problémy Vysokého Jeseníku. *Přir. Sborn. Ostravského Kraje.* 10. č. 2.
- POUBA Z., 1952 — Zpráva o výzkumu železných rud v jádru desenské klenby. *Věstn. Ústř. Úst. Geol.* 27.
- POUBA Z., 1961 — Magnetic ores of Sydvaranger type in Czechoslovakia. *Inter. Geol. Congress 21 Session, Norden, Part 16. Genetic Problems of ores.* Copenhagen.
- PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H. H., FAUL H., 1962 — Age of some granitic rocks in Poland. *Geochim. et cosmochim. Acta* 26.
- РАМДОР П., 1962 — Рудные минералы и их срастания. *Изд. иностр. лит. Москва.*
- Regionální geologie ČSSR, 1964 — T. 1 i 2. *Wyd. Ustřední ústav geologický. Akademie Věd. Praha.*
- САЛЬДАУ Э. П., 1957 — Изменение размеров ячеек при окислении иоцита в магнетит и маггемит. *Зап. Минер. Общ. т. 86, вып. 3.*
- SCHNEIDERHÖHN H., 1962 — Złoża rud. *Warszawa.*
- SKÁCEL J., 1959 — Żelezoruđné ložiska Jeseníku. *Geol. Průzkum,* 1, č. 11.
- SKÁCEL J., 1960 — Metalogeneza Środkowych i Wschodnich Sudetów. *Prz. geol.* 6.
- SLAVIK F., 1923 — O železných rudách v krystalických břidlicích slezského Jeseníku. *Sborn. Stát. geol. Úst. ČSR,* sv. 2. dil. 2.
- СМИРНОВ В. И., 1965 — Геология полезных ископаемых. *Изд. „Недра“.* Москва.
- SMULIKOWSKI K., 1952 — Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. *The old crystalline formation of the Sudeten Mountains. Roczn. Pol. Tow. Geol.* t. 21, z. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1960 — Evolution of the granite-gneisses in the Śnieżnik Mountains — East Sudetes. *Report of the Twenty First Session Norden, 1960, Part XIV.* Copenhagen.
- СТРАХОВ Н. М., 1962 — Основы теории литогенеза, Т. 2. *Изд. Акад. Наук СССР.* Москва.
- СТРАХОВ Н. М., 1963 — Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. *Госгеолтехиздат. Москва.*
- ШАХОВ Ф. Н., 1961 — Текстуры руд. *Изд. Акад. Наук СССР.*
- ТАЛДЫКИН С. И., ГОНЧАРИК С. Ф., ЕНИКЕЕВА Г. Н., РОЗИНА Б. Б., 1954 — Атлас структур и текстур руд. *Госгеолтехиздат. Москва.*
- TEISSEYRE H., 1956 — Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. *Prz. geol.* 3.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957 — Regionalna geologia Polski, t. 3, Sudety. *Kraków.*
- TEISSEYRE H., 1964 — Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. *Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. Acta geol. pol.* 14.
- TEISSEYRE J., 1967 — Budowa geologiczna wschodniej części pokrywy granitu Karkonoszy w rejonie Miedzianki (Dolny Śląsk). *On the structural development and petrogenesis of the country rock of the Karkonosze granite in Miedzianka region (Western Sudetes). Geologia Sudetica,* v. 3. Warszawa.
- ТОЧИЛИН М. С., 1963 — Происхождение железистых кварцитов. *Госгеолтехиздат. Москва.*
- ТОЧИЛИН М. С., ГОРЯИНОВ П. М., 1964 — Геология и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. *Изд. „Наука“.* Москва-Ленинград.
- TYLER S. A., 1949 — Development of Lake Superior soft ores from metamorphosed iron formation. *Bull. Geol. Soc. America,* 60, no 7.
- UHLIG V., 1910 — Die Eisenerzvorräte Oesterreichs. *Mitt. Geol. Ges. Wien.* 3.
- WATZNAUER A., 1930 — Der südliche Kontakt des Riesengebirgsgranits und das angrenzende Schiefergebiet. *Lotos,* 78, Prag.
- ВОЛЫНСКИЙ И. С., 1949 — Определение рудных минералов под микроскопом, т. 3. *Госгеолтехиздат. Москва.*
- Zarys nauki o złożach kopalin użytecznych, 1964 — *Praca zbiorowa.* Warszawa.
- ZIMNOCH E., 1961 — Seria magnetytowa Kowar. *Biul. Inst. Geol.* 171.
- Железорудные месторождения мира, 1955 — т. 1 и 2. (Труды XIX сессии Международного Геологического Конгресса). *Изд. Иностран. лит. Москва.*

Eugenia ZIMNOCH

## GÎTES MÉTAMORPHISÉS DES MINÉRAIS DE FER DANS LES SUDÈTES COMPARÉS AU POINT DE VUE DE STRUCTURE AUX AUTRES GISEMENTS ANALOGUES

### Résumé

**Sommaire:** On a caractérisé les structures et les textures des minerais de fer à magnétite dans la partie de l'est et du sud-est du manteau cristallophyllien du granite des Karkonosze. On a présenté aussi les observations des structures et des textures des gisements de magnétite dans les Sudètes Orientaux, surtout celles des gisements métamorphisés et des gisements du type de Lahn-Dill. On a présenté ensuite pour la

comparaison, les propriétés texturales des minerais de fer de quelques gîtes métamorphisés de l'U.R.S.S. et des minerais à magnétite d'origine magmatique. On a tiré les conclusions génétiques concernant particulièrement les gisements de magnétite dans le manteau cristallophyllien du granite des Karkonosze. Enfin on a discuté les généralités de la genèse des gisements de magnétite.

### INTRODUCTION

La formation des minerais à magnétite et hématite d'origine métamorphique est la plus importante parmi tous les types génétiques des gîtes de minerais de fer. La plupart des réserves mondiales de fer et 60% env. de sa production mondiale proviennent de cette formation. Elle est représentée par les gîtes de Krivoi Rog, de l'Anomalie Magnétique de Koursk et Primandrovskoïe sur la péninsule de Kola (U. R. S. S.), les gîtes de la région du Lac Supérieur (États-Unis) et les gîtes analogues, connus des autres boucliers: Canada, Brésil, Vénézuéla, Afrique du Sud, Inde, Mandchourie, Corée et Australie.

Outre ces grands gîtes métamorphisés de fer, il y a dans plusieurs localités de petits gîtes de même type. Quelques uns d'eux appartiennent au type des quartzites ferrugineux.

Les gîtes métamorphisés des minerais de fer, situés dans le manteau cristallophyllien de l'intrusion granitique des Karkonosze et dans

les Sudètes Orientaux appartiennent aux petits gîtes. Quelques uns étaient exploités périodiquement dans le passé. L'exploitation marche maintenant dans le gîte de Hranična, d'autres ne m'ont été soumis qu'aux travaux de reconnaissance.

Pendant la première période de mes études sur les gîtes métamorphiques des minerais de fer dans les Sudètes je me suis bornée au gîte de magnétite de Kowary (Zimnoch 1961). Ensuite, pour les buts de comparaison, j'ai recueilli quelques observations dans le gîte polymétallique de Miedzianka. Cela a incité mon intérêt aux minerais de fer dans toute l'enveloppe cristallophyllienne du granite des Karkonosze. En 1960 j'ai eu l'occasion de faire quelques observations en Tchécoslovaquie.

Toutes les observations recueillies jusqu'à ce moment se rapportaient aux petits gîtes métamorphiques des minerais de fer. Il m'a paru indispensable comparer ces gîtes avec les grands

gisements métamorphiques des minerais de fer, classiques et bien connus. En 1961, 1962 et 1963 j'ai eu l'occasion de visiter plusieurs gîtes des minerais de fer en U.R.S.S., p. ex. à Krivoi Rog et dans le Pays de Krasnoïarsk.

Les études effectuées par moi sur la minéralisation magnétitifère de Karkonosze, autant dans la partie tchèque que dans la partie polonaise, m'ont conduit aux résultats intéressants dans le domaine des textures et m'ont permis de tirer quelques conclusions d'ordre génétique. Cela m'a permis d'y distinguer deux groupes principaux des magnétites:

1. Magnétite à structure zonée bien caractéristique, liée par son origine à l'action du granite des Karkonosze. Les observations faites dans les gîtes de magnétite de ce type ont démontré une grande similitude morphologique; les différences concernent surtout les dimensions des amas magnétiques, éventuellement la quantité de la gangue dans des différentes zones.

2. Le deuxième groupe comprend les gîtes de magnétite métamorphisée. Ce groupe est plus varié et hétérogène, en ce qui concerne la structure interne. En outre de la différenciation de la matière primaire, les processus de métamorphisme y pouvaient se développer avec l'intensité différente, ce qui résulte en somme l'image observée maintenant de la structure interne des magnétites.

En déterminant la genèse du gisement outre des structures des magnétites, il faut évidemment prendre en considération d'autres facteurs, comme: la situation régionale et la structure géologique du gisement, ses paragenèses minérales et leur rapport aux roches encaissantes etc.

Souvent il ne m'était pas possible d'obtenir les données complètes concernant les gîtes particuliers et alors les descriptions de ces gîtes et leurs caractéristiques minéralogiques ne sont pas toujours suffisantes. Cependant, j'ai recueilli des échantillons de magnétite de tous les gîtes présentés ci-dessous.

Dans le manteau cristallogénique du massif granitique des Karkonosze il y a plusieurs gîtes métallifères. La plus grande diversité de minéralisation est observée dans la partie de l'est et du sud-est de l'enveloppe du granite.

Dans la partie du nord-est de la couverture on connaît le gisement de Miedzianka, où les minerais de cuivre ont été exploités assez longtemps (chalcopirite, bornite, chalcosine) quelquefois aussi galène, arsénopyrite et magnétite.

Plus loin vers le sud, à Kowary, dans la zone des gneiss et des micaschistes, il y a un gise-

ment de fer, où la magnétite est accompagnée d'abondants sulfures et plus rarement d'arséniures. C'est un gîte des minerais de fer régionalement métamorphisé (Zimnoch 1961).

Dans la partie sud-est de la bordure de l'intrusion du granite des Karkonosze, dans le prolongement des roches pareilles à celles de Kowary sur le terrain de la Tchécoslovaquie on connaît aussi les gîtes de magnétite. À l'est de Sniezka, près de la frontière, on rencontre le gîte à Smrčci (Horní Mála Úpa) et on note la présence de magnétite dans la galerie au-dessous de Růžový Vrch, à Obří Důl et à Sv. Peter. Enfin, le plus grand gîte se trouve près de Herlikovice.

La genèse de la magnétite dans ces gîtes n'est pas expliquée jusqu'à présent. On souligne (Petrascheck 1933) la ressemblance de quelques uns d'eux aux gîtes sédimentaires du type de Lahn-Dill, mais les sulfures y sont évidemment postérieurs.

Le massif granitique des Karkonosze présente une intrusion discordante varisque dans la série des roches cristallogéniques de l'Algonkien et du Paléozoïque inférieur. Le granite à biotite, typique pour le massif des Karkonosze est une roche à structure porphyroïde, dans laquelle les cristaux rougeâtres du feldspath potassique atteignent quelques centimètres de diamètre.

Dans les roches encaissantes (s. d. manteau cristallogénique des Karkonosze) on distingue deux complexes (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957).

Le complexe plus ancien, développé en forme de différents schistes (micaschistes, schistes amphiboleux, quartziteux et chloriteux) et des marbres. Ce sont les produits du métamorphisme assez intense des roches sédimentaires et volcaniques.

Le complexe plus jeune, intrusif, est constitué de gneiss d'Izera. Auparavant on pensait, qu'il représente une grande intrusion granitique pénétrant le complexe schisteux.

Tous les deux groupes des roches, la série supracrustale et la série infracrustale, ont subi le métamorphisme et la foliation au cours de la période orogénique, précédant l'intrusion du granite des Karkonosze.

Le contact du granite des Karkonosze avec la bordure montre surtout le caractère intrusif, sauf la partie nord-est, où il devient tectonique. L'âge absolu de son intrusion a été récemment déterminé par la méthode de K—A comme 304 millions ans et par la méthode de Rb — comme 292 millions ans (Przewłocki, Magda, Thomas, Faul 1962).

## GROUPES GÉNÉTIQUES DES GÎTES DE MAGNÉTITE DANS LA COUVERTURE CRISTALLOPHYLLIENNE DU GRANITE DES KARKONOSZE

Les gisements de magnétite de la bordure des Karkonosze peuvent être divisés en deux groupes:

*Le premier groupe comprend les gîtes de Miedzianka, d'Obří Důl et de Sv. Peter.* Son origine est liée à l'action du granite des Karkonosze. Par égard de la présence de tels minéraux comme: magnétite, arsénopyrite et pyrrhotine, on peut l'attribuer au type hydrothermal des températures élevées, où la magnétite se forme au cours des premières phases de la minéralisation métallifère. Les phases suivantes comprennent la minéralisation des sulfures, qui remplissent d'habitude les cassures et les interstices dans la magnétite.

Il semble, que les températures du granite des Karkonosze au temps de son intrusion n'étaient pas très élevées, car les transformations thermiques des roches encaissantes sont plutôt médiocre. Cette opinion est confirmée par les observations faites dans le terrain, p. ex. à Kowary, où le granite des Karkonosze s'introduit suivant la zone fortement tectonisée dans les roches plissées plus anciennes. Le contact du granite avec les roches encaissantes est ici très irrégulier, dépendant du plissement des roches encaissantes. Dans le quartier de l'ouest on a observé des petites apophyses, mais sans phénomènes de refusion, marqués sur une grande échelle. Seulement par endroits, dans quelques parties de la zone de contact, on peut rencontrer dans le granite des xénolites transformées des roches encaissantes, composés surtout de petites paillettes de biotite.

Les cassures existantes dans les roches de la couverture et dans les granites eux-mêmes pouvaient devenir des canaux pour la circulation des solutions, qui provenaient des parties plus profondes du granite. Dans la mine „Wolność”, p. ex., j'avais la chance d'étudier une régularité évidente des variations de scarnisation et de minéralisation par sulfures, par rapport aux zones tectoniques.

Les études des structures et textures des magnétites de premier groupe des gîtes peuvent prouver leur origine hydrothermale. Les magnétites d'Obří Důl et de Sv. Peter sont macrocristallines, à structure intérieure nettement zonée et soulignée par les inclusions de gangue. Elles se découpent très bien. Au contraire les magnétites de Miedzianka sont microgrenues, avec les propriétés de la texture colomorphe. Le décapage n'y apporte pas de résultats souhaitables et la structure intérieure ne devient visible, qu'après l'application d'un polissage

spécial. À ces conditions on peut constater la structure zonée, où les zones particulières diffèrent l'une de l'autre par les nuances et par la dureté.

Les propriétés structurales et texturales des magnétites présentées permettent de conclure, que la période de cristallisation de magnétite à Miedzianka était plus courte, que celle de la magnétite d'Obří Důl et de Sv. Peter.

*Les magnétites de deuxième groupe*, auquel on a attribué les gîtes de Kowary, de Smrčí, de la galerie au-dessous de Růžový Vrch et de Herlikovice, offrent pour la plupart les minerais rubannés. Les grains de magnétite sont disposés conformément aux ceux des minéraux des roches encaissantes et la magnétite est nettement récrystallisée. Dignes de considération spéciale sont particulièrement les magnétites de Smrčí, de Kowary et les métacristaux de magnétite dans le gîte de Herlikovice.

Dans les agrégats plus gros de magnétite de Smrčí on rencontre les parties à structure primaire relativement bien conservée, qui représentent probablement les reliquats des structures zonales, mais pour la plupart ces structures sont broyées.

Aux reliquats des textures anciennes on peut attribuer des textures plus ou moins oolithiformes, remarquées dans une seule section polie de magnétite de Kowary.

Dans le gîte de Herlikovice, parmi la magnétite à grain médiocre on peut distinguer facilement les métacristaux de magnétite. Les grains des sulfures y sont aussi caractéristiques; dans la magnétite microgrenue ils sont disposés entre ses grains, parfois en trainées, tandis qu'au milieu des métacristaux ils forment des inclusions irrégulières. Les zones des métacristaux ne correspondent donc toujours aux zones des sulfures. Le décapage de magnétite de Herlikovice a démontré nettement la structure zonée des métacristaux. Dans les parties à métacristaux on a constaté relativement beaucoup de calcite, au contraire à la magnétite à grain moyen. Ces différences dans la structure intérieure des magnétites de Herlikovice démontrent, que nous y avons à faire avec les deux groupes des magnétites: la magnétite à grain moyen métamorphique et la magnétite en métacristaux — hydrothermale. Il paraît juste de lier les métacristaux de magnétite, ainsi que ceux des sulfures, à l'orogénèse hercynienne, c'est à dire au granite des Karkonosze.

Toutes les magnétites de deuxième groupe des gîtes sont minéralisés par les sulfures (pyr-

rhotine, chalcopryrite, arsénopyrite etc.). Ils apparaissent pour la plupart dans les petites fissures et ils sont évidemment implantés dans la magnétite. La minéralisation par sulfures est liée à l'intrusion granitique des Karkonosze.

Les gîtes métamorphisés des minerais de fer

aussi hors du bloc des Karkonosze se rencontrent dans les Sudètes: dans les Sudètes Orientaux dans le territoire de Jesioniki (Verniřovice-Švagrov) et dans les Montagnes de Rychleb aussi bien dans la partie tchèque, qu'à Kletno dans la partie polonaise.

## TRAITS GÉNÉTIQUES DES MINÉRAIS DE FER DE GRANDS GÎTES MÉTAMORPHISÉS

Les gîtes des minerais de fer régionalement métamorphisés sont vastement répandus sur le globe. Ils furent divisés en deux groupes principaux: les quartzites ferrugineux et les itabirites (Smirnov 1965).

Le premier groupe contient les gîtes composés des interpénétrations minces de quartz avec l'hématite ou la magnétite, en association avec les micaschistes, schistes amphiboleux et chloriteux. On peut donc les attribuer au faciès des températures basses, des roches vertes. Parmi les autres, on y comprend les gîtes de Krivoř Rog, de l'Anomalie Magnétique de Kursk, d'Olenegorsk et de Chingan (U.R.S.S.), de la région du Lac Supérieur (Etats-Unis), de Labrador (Canada), aussi que les gîtes de la Corée du Nord, Chine, Inde, Afrique du Sud et Australie.

Le deuxième groupe de gîtes est caractérisé par les paragéneses hématite — magnétite — quartz avec des amphiboles, des grenats, des pyroxènes et des feldspaths. Cela démontre leur appartenance au faciès métamorphique des températures plus élevées, celui de l'almandin et de l'amphibole. On y comprend, parmi les autres, quelques gîtes du Brésil, de la Suède et de la Norvège.

La genèse des gîtes métamorphisés des minerais de fer fut et reste encore l'objet des discussions prolongées. Un problème particulièrement discuté c'est l'origine des minerais riches, qui se formaient, d'après la plupart des au-

teurs, des minerais pauvres (quartzites ferrugineux) en conséquence du regroupement du fer et de la silice.

Quant à la genèse des minerais pauvres, l'opinion sur leur origine sédimentaire prédominait jusqu'à présent. Récemment on parle néanmoins de plus en plus souvent de l'origine volcano-sédimentaire de ces minerais.

Le sujet de l'origine des quartzites ferrugineux a été soulevé, parmi les autres, par M. S. Tochilin (1963). Cet auteur considère, que la formation des quartzites ferrugineux a eu lieu avant le processus du métamorphisme régional. La magnétite et l'hématite de ces quartzites ont donc le caractère primaire, c'est à dire elles ne proviennent pas des hydroxydes de fer, mais elles sont syngénétiques avec les roches encaissantes. La source de fer consistait, d'après cet auteur, dans les exhalations volcaniques.

Les exemples des gisements de magnétite et hématite d'origine primaire volcano-sédimentaire on peut trouver dans les formations peu métamorphisées du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Cénozoïque. Ces gîtes sont connus dans plusieurs places du monde, p. ex. dans la région de Lahn-Dill en Allemagne, dans les Sudètes Orientaux en Tchécoslovaquie, Veres en Croatie aussi que l'Altai et le Kazakhstan en U.R.S.S. On estime, que la magnétite et l'hématite dans ces formations sont d'origine volcano-sédimentaire.

## SIGNIFICATION DES STRUCTURES ET TEXTURES DES MINÉRAIS DE FER POUR L'EXPLICATION DE LEUR GÉNÈSE

Pour reconnaître les règles suivies par les processus de la formation des gisements des minerais de fer il est nécessaire d'étudier les textures et les structures des minerais. Ces études conduisent à l'établissement de la succession des associations minérales dans les minerais, elles déterminent leur composition minéralogique et les relations entre les minéraux particuliers et leurs associations.

Contrairement aux roches, les minerais sont caractérisés par leur structure plus compliquée, souvent avec les signes de la superimposition des phases successives de la minéralisation, par le développement de la métasomatose ou du métamorphisme des ensembles préexistants du minéraux. Tout cela résulte du processus compliqué de la formation des minerais, impossible à établir sans étude minutieuse de

la structure et de la texture. L'établissement des relations de l'âge des ensembles minéraux particuliers a une grande importance, autant scientifique que pratique, pour déterminer le type génétique du gîte, ce qui est à son tour un facteur important pour la choix de la méthode rationnelle de reconnaissance du gîte et puis — de l'exploitation de celui-ci. L'établissement des structures et des textures des minerais est aussi important pour la choix de la méthode propre d'enrichissement mécanique. En ce cas il est nécessaire non seulement de reconnaître la composition minéralogique, mais aussi les relations et les dimensions des minéraux composants. La microscopie des sections polies dans la lumière réfléchie permet d'établir les traits de la structure des ensembles cristallins, souvent très microgrenus. Par l'emploi du décapage structural des sections polies on a réussi à reconnaître les traits de la structure des grains particuliers des minéraux, p. ex. la zonalité, les macles, le caractère de la schistosité.

Les structures et les textures seules, sans prendre en considération les conditions géologiques des gîtes, sont d'ordinaire insuffisantes pour établir le type et la genèse du gîte. L'association caractéristique de la titanomagnétite avec l'ilménite, attribuée aux gîtes magmatiques proprement dits n'est qu'une exception à cet égard. La plupart des minéraux constituant les titanomagnétites forment des interpénétrations minces l'un à l'autre, qui représentent les produits de désintégration des solutions solides. Dans les minerais non métamorphisés, ces interpénétrations se distinguent par leur régularité géométrique et par la distribution uniforme des inclusions d'ilménite dans les grains de magnétite. Les grains de titanomagnétite, outre des inclusions d'ilménite, renferment des inclusions des spinelles régulièrement installées. On y rencontre aussi relativement souvent le système pentlandite-violarite, qui présente les agrégats réticulaires aux traits caractéristiques des structures de désintégration des solutions solides. L'association susdite, rencontrée en Pologne du Nord-Est, est liée aux roches basiques et appartient au type de la minéralisation magmatique proprement dite (pl. XXXV — pl. XXXVII).

Les structures zonées de magnétite sont aussi caractéristiques. Elles apparaissent d'habitude dans les gisements métasomatiques de contact et dans les gisements hydrothermaux. Dans l'enveloppe métamorphique de l'intrusion du granite de Karkonosze les magnétites zonées ont été trouvées à Miedzianka (pl. I, phot. 5, pl. II, phot. 2, 6, pl. III, phot. 2), à Obrí Důl (pl. XI, phot. 2, 4, 6, pl. XII, phot. 1, 2, 3) et à Sv. Peter (pl. XIV, phot. 3, 5, 6, pl. XV, phot. 1).

Par contre, une différenciation plus grande est observée parmi les structures et les textures des magnétites dans les gîtes métamorphisés, qui dépendent souvent de la matière primaire (les gîtes sédimentaires ou d'autre origine) et des transformations postérieures. Les structures rubannées y sont très caractéristiques et elles se manifestent d'une façon plus ou moins accentuée dans tous les gîtes métamorphisés.

La structure rubannée consiste dans une concentration des agrégats des minerais en lits parallèles. On considère généralement les structures rubannées dans les gîtes métamorphisés de magnétite comme une preuve de la sédimentation rythmique des minerais et de la gangue. Les structures rubannées représentent les alternations des rubans à texture différente ou à constitution minérale différente. On rencontre, sans doute, les structures rubannées dans tous les groupes génétiques des gîtes, qui peuvent donc se former au cours des processus géochimiques très variés.

Néanmoins la schistosité et les structures rubannées présentent une particularité presque constante des gîtes métamorphisés, en conséquence de la pression orientée. C'est donc la foliation, qui joue un grand rôle dans la formation de ces structures. La schistosité subsiste longtemps, elle suit souvent la récrystallisation et paraît en forme des structures rubannées.

Les structures rubannées sont très nettes dans les quartzites ferrugineux. En général on admet, qu'elles y proviennent (p. ex. à Krivoï Rog) des reliquats du litage primitif transformé au cours du métamorphisme régional. Les minerais métamorphisés à magnétite peuvent passer par les périodes différentes de la minéralisation, ce qui conduit à la formation des structures rubannées. La substance du minerai, concentrée pendant la sédimentation, peut démontrer dès le commencement un rubanement, qui peut être conservé pendant le métamorphisme régional postérieur et la métasomatose. Les structures rubannées peuvent se former aussi grâce à la différenciation métamorphique.

Dans les quartzites ferrugineux la structure rubannée restait intacte, malgré les processus successifs d'enlèvement de la silice et d'enrichissement relatif en magnétite (pl. XXVII, phot. 3).

En présence du métamorphisme intensif les détails des structures pré-existantes s'effacent, et alors il devient difficile ou même tout à fait impossible de les reconnaître. Dans ce cas les reliquats de structures et textures deviennent importants, bien qu'on les rencontre très rare-



ment dans les minerais. Les minerais sont d'ordinaire plus sensibles aux variations de la température et de la pression, mais parfois on peut profiter des reliquats des textures et structures dans les roches encaissantes.

Dans les gîtes métamorphisés du manteau de l'intrusion du granite de Karkonosze on a trouvé dans les magnétites de Kowary (Zimnoch 1961) les reliquats des structures ressemblant aux oolithes (pl. VI, phot. 1, 2, 3) et à Smrči — les reliquats des structures zonées (pl. IX, phot. 5, pl. X, phot. 3).

Les reliquats de la structure zonée dans la magnétite peuvent suggérer, qu'elle avait la même structure avant le métamorphisme. Cela explique à son tour la genèse du gîte, qui peut être donc attribuée soit aux processus hydrothermaux soit aux processus métagénétiques de contact. Dans les gisements de magnétite non métamorphisée dans les Jesioniki on ne rencontre pas de structure zonée nette de magnétite. L'origine exhalative-sédimentaire est alors difficile à admettre pour le gîte de magnétite de Smrči.

Les reliquats des textures oolithiformes rencontrées dans les magnétites de Kowary peuvent démontrer, que la magnétite s'y est formée des roches sédimentaires. Mais lorsqu'on rencontre les textures ressemblantes aux oolithes aussi dans les minerais exhalatives-sédimentaires dans les gîtes non métamorphisés de la région de Lahn-Dill (Schneiderhöhn 1962), les oolithes constatés à Kowary pourraient être les reliquats des formes analogues à celles de la région de Lahn-Dill (Schneiderhöhn 1962), primaire des minerais de fer d'origine exhalative-sédimentaire.

Les minerais à magnétite des Sudètes y décrits montrent des signes des processus d'hydratisation, de martitisation et de maghématisation. Les hydroxydes de fer n'existent pas en quantité notable et ce ne sont que les produits superficiels.

Sur la base des exemples cités des minerais de magnétite des Sudètes il semble juste de lier la martitisation aux processus hypergènes, sauf Kowary, où le phénomène de martitisation doit être lié aux processus hypogènes.

Les propriétés caractéristique de la martite sont: le degré du polissage pire que celui de l'hématite et la présence de petits trous et sillons sur ses surfaces. Le degré du polissage peut être quelquefois même une propriété diagnostique pour discerner la martite et l'hématite, quand les formes cristallographiques propres ne sont pas développées.

Dans les minerais à magnétite des Sudètes, aussi que dans le gîte de Syda (Sibérie Occidentale), la martitisation se montre dans un

stade initial. Dans le gisement de Syda, au milieu des rubans aux minerais prépondérants il y a des formes caractéristiques de magnétite, entourées par des formes d'hématite minces et allongées. Cela donne une impression de la substitution de la magnétite par l'hématite renfermant encore souvent les restes de magnétite. Les études microscopiques ont permis de constater, qu'il y a des places, où on aperçoit douces formes des grains de magnétite (pl. XXXIII, phot. 3): les uns isométriques, les autres allongés, entourants les premiers. Au cours des processus d'oxydation la magnétite isométrique passe en martite, les formes allongées, par contre, passent en hématite. Dans les minerais de magnétite à Syda on rencontre aussi la mousketovite typique, qui est évidemment postérieure. Elle existe dans les petites veinules de gangue, qui coupent les structures rubannées de magnétite.

Quant à la genèse de la maghémite, rencontrée dans les gîtes de Miedzianka, Kowary et Obří Důl aussi que dans la galerie au-dessous de Růžovy Vrch, il est difficile de dire quelque chose définie. Maghémite forme surtout des individus, qui éventuellement remplacent en partie la magnétite (gîte de Miedzianka). N. V. Pavlov (1957) a constaté la maghémite dans les gîtes hydrothermaux de la région d'Angara-Ilim. Cet auteur suppose, qu'autant la magnétite que la maghémite se formaient syngénétiquement des solutions colloïdales hypogènes. Il y a aussi des opinions, suivant lesquelles la maghémite peut se former dans les conditions superficielles.

En dehors des gîtes des quartzites ferrugineux (Krivoï Rog, Oleniegorsk, Syda), où la magnétite et l'hématite existent ensemble, on a envisagé les gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes. L'hématite de ces gîtes ne forme pas de bancs alternés avec la magnétite et se formait dans les autres conditions que la magnétite. P. ex. à Kowary l'hématite en paillettes est évidemment postérieure, liée à l'intrusion du granite hercynien des Karkonosze.

Quant à la formation de la magnétite et de l'hématite, on peut citer les deux genres de magnétite de Syda, aussi que la magnétite exhalative-sédimentaire du gîte de Sanikl dans les Jesioniki. Dans les hématites de ces gîtes on observe les restes de la magnétite, d'où pourrait on déduire, que la magnétite peut passer en hématite.

H. Schneiderhöhn (1962) mentionne, que dans la région des gîtes de Lahn-Dill la magnétite arrive uniquement au contact des intrusions des magmas résiduelles (kératophyres)

avec l'hématite. La magnétite se forme aussi comme un produit primaire, par exemple dans le gîte exhalatif-sédimentaire à Králova, où ni la magnétite ni les roches ne sont pas métamorphosées. Néanmoins il est difficile de comparer la magnétite de Králova avec celle d'Oleniegorsk, qui est attribuée par M. S. Tochilin (1960) aux formations primaires. La magnétite d'Oleniegorsk est évidemment métamorphosée, tandis que la magnétite de Králova est autrement crevassée, „se fond” et n'a pas d'allure métamorphosée. Elle se polit autrement et montre la dureté moindre. En outre il est difficile de s'imaginer un tel processus, qui pourrait métamorphoser les roches encaissantes en laissant la magnétite intacte. Les minéraux métallifères sont donc plus sensibles aux variations de température et de pression, que les minéraux constituant les roches encaissantes.

Pour les gîtes de type exhalatif-sédimentaire de la région de Lahn-Dill en Allemagne et des Jesioniki en Tchécoslovaquie, outre des propriétés individuelles on peut distinguer plusieurs propriétés générales. Dans toutes les deux régions les minerais sont liés aux formations volcanogéniques, souvent à leurs parties supérieures. P. ex. dans le bassin de Lahn-Dill la masse principale du minerai se trouve dans un „couche de limite”, au sommet de la série de „Schalstein” (Schneiderhöhn 1962). Les formations volcanogéniques se composent des coulées sous-marines du magma basique (basaltes, spilites) accompagnées par les tufs kératophyriques. Sur la halde du gîte de Králova on rencontre une grande quantité des bombes volcaniques. Puisque les bombes se groupent près des centres d'explosion, les minerais ont dû se former non loin d'un tel centre.

Les gîtes se caractérisent par une grande quantité et variabilité de forme des corps métallifères. Ceux-ci présentent le plus souvent la forme des lentilles de puissance variable. Dans les gîtes tchèques, par exemple, les minerais se groupent en ensembles plus grands des lentilles situées dans les niveaux stratigraphiques différents. Les lentilles particulières atteignent la puissance de 10 m. et la longueur de 200 m., par endroits celle d'un kilomètre.

Dans les gîtes cités des Sudètes Orientaux il y a surtout des minerais à hématite et magnétite, avec les silicates peu développés et dépouillés de pyrite. Dans la région de Lahn-Dill, par contre il y a surtout des minerais à hématite et partiellement à magnétite. Le faciès silicaté et pyriteux y sont aussi représentés.

Ce qu'il y a de caractéristique, ce sont les structures et les textures des minerais. Outre les minerais massifs et nonorientés, on rencontre des minerais à structure rubannée bien nette. On peut observer quelquefois les passages de l'un type à l'autre, autant dans la section transversale que dans la section longitudinale. En général, ce sont les structures désordonnées qui y dominent. Quelquefois on trouve les minerais très microgrenus accompagnés des cristaux plus grands de magnétite.

Les minerais à magnétite de la mine de Králova sont caractérisés pour la plupart par la texture à grain moyen. La magnétite y est souvent craquelée suivant ses directions cristallographiques et les fragments particuliers sont éloignés l'un de l'autre. On y observe aussi la substitution par la martite, qui remplace la magnétite à partir des bords, suivant les directions cristallographiques et qui présente de petites aiguilles ou des taches irrégulières.

Les traits caractéristiques de ces gîtes, c'est à dire la liaison des agglomérations métallifères aux sédiments volcanogènes, leur existence parmi les tufs et la présence des bombes volcaniques, démontrent sans doute leur origine volcano-sédimentaire.

En comparant les terrains des quartzites ferrugineux de Krivoï Rog avec les terrains des gîtes de type de Lahn-Dill on doit constater, que l'étendue de ces derniers est beaucoup moindre, leurs minerais montrant la forme des lentilles et des bancs de puissance variable. Même en admettant, que c'est le volcanisme sous-marin, qui jouait un grand rôle dans la formation des minerais de type de Krivoï Rog, il est difficile d'exclure l'apport du fer aux bassins aqueux, lorsque l'altération des roches fut intense (absence de végétation) et lorsque il y eut une grande quantité des roches basiques riches en fer.

## CONCLUSIONS

Parlant des gîtes métamorphosés de fer on pense habituellement aux gîtes des quartzites ferrugineux, dont la genèse est en général semblable. Ces gîtes se trouvent surtout sur les boucliers précambriens. Ils comprennent des minerais riches, dont le métamorphisme est di-

vers, quelquefois variable dans le même gîte. Outre ces grands gîtes dans beaucoup de places du monde il y a plusieurs gîtes métamorphosés moindres, dont la genèse est souvent discutable.

Les études ont démontré, qu'en se basant sur

les structures et les textures des minerais de fer on peut tirer les conclusions concernant la genèse de leurs gîtes.

Dans le manteau métamorphique de l'intrusion du granite de Karkonosze on a distingué deux groupes des gîtes de magnétite.

Le premier groupe comprend les gîtes métamorphisés: Kowary, Smrçi, la galerie au-dessous de Růžovy Vrch et Herlikovice. Ces gîtes existaient déjà avant l'intrusion granitique de Karkonosze. Pendant l'orogénèse calédonienne ils ont été métamorphisés ensemble avec les roches encaissantes et plus tard, pendant l'orogénèse hercynienne ils ont subi la minéralisation sulfurée.

Le deuxième groupe est lié à l'action des processus, qui ont accompagné l'intrusion granitique hercynienne. On y a attribué les gîtes: Obrí Důl, Miedzianka et Sv. Peter. La magnétite, qui se montre dans ces gîtes, est caractérisée par la structure zonée des cristaux. La minéralisation de magnétite est accompagnée d'une grande quantité des sulfures.

Les études plus exactes ont prouvé, que le groupe des gîtes métamorphisés n'est pas uniforme, bien qu'il montre plusieurs propriétés communes, comme: l'abondance des structures rubannées dans les minerais, les ressemblances des propriétés microscopiques de la magnétite, la réaction pareille de la magnétite au décapage et la superposition des sulfures postérieurs. De plus, en se basant sur les textures reliques on peut tirer les conclusions quant à l'origine des gîtes. Par exemple à Kowary les reliquats des textures oolithiformes et la présence des roches

effusives (amphibolites) ont permis d'attribuer le gîte au type des gîtes exhalatifs-sédimentaires. Les reliquats des structures zonées dans le gîte de Smrçi démontrent, qu' avant la métamorphisation il a été un gîte métagénétique de contact ou un gîte hydrothermal.

Ensuite les métacristaux de magnétite à structure zonée nette, rencontrés souvent dans le gîte métamorphisé à Herlikovice, marquent la mobilisation ou l'apport de fer, ce qu'a eu lieu pendant la période hercynienne de la minéralisation sulfurée.

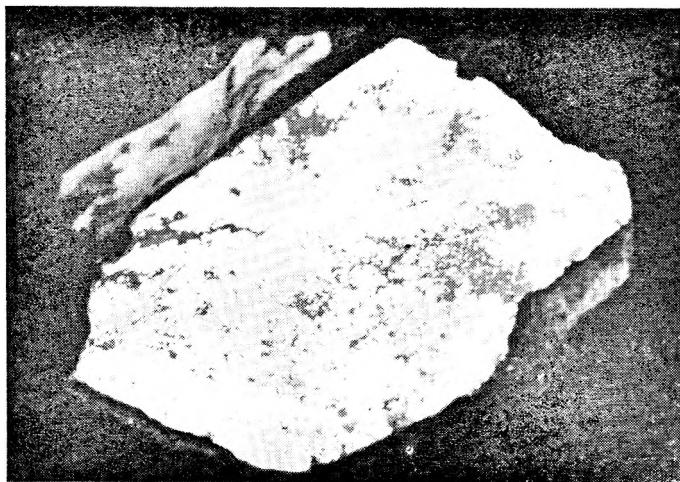
On doit souligner, que les gîtes métamorphisés de magnétite dans l'enveloppe de l'intrusion du granite de Karkonosze, aussi que les gîtes métamorphisés des Sudètes Orientaux (Hranična, Verniřovice-Švagrov, Kletno), malgré leurs structures rubannées caractéristiques se distinguent nettement des quartzites ferrugineux. Outre les structures rubannées on rencontre souvent dans ces gîtes les structures massives. D'autre part il n'y a pas d'hématite, caractéristiques pour les quartzites ferrugineux.

Enfin il faut souligner aussi, que parmi les gîtes métamorphisés, outre de grands gîtes du type de Krivoř Rog, il y a plusieurs petits gîtes, dont la structure, les propriétés structurales et texturales des minerais ainsi que les processus de formation différent de ceux, qui caractérisent les gîtes de Krivoř Rog. Ces différences sont visibles en cas de persévérance des textures reliques. À ce temps on peut subdiviser le groupe des gîtes métamorphisés de fer, par rapport aux processus, qui ont eu lieu avant la métamorphisation.

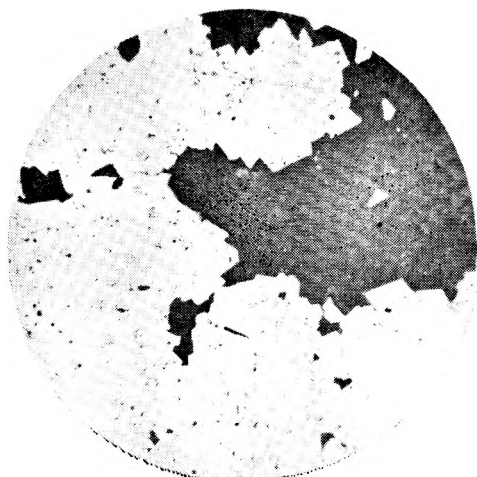
Laboratoire de Géologie des Gîtes  
de l'Université de Varsovie  
Varsovie, en juin 1965.

PLANSZA I  
PLANCHE I

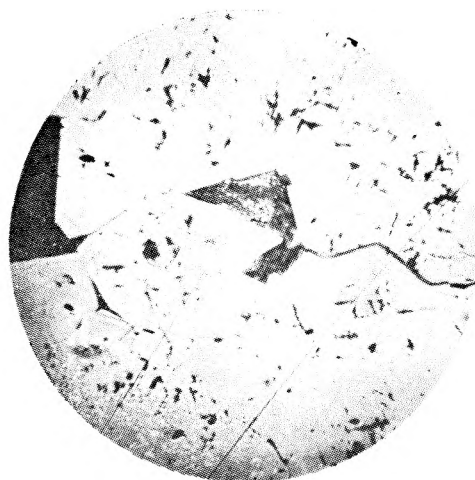
- Fot. 1. Magnetyt (jasnoszary) o teksturze masywnej. Białe — wydzielenia chalkopirytu. Ciemnoszare — minerały nierudne. Miedzianka. Pow. ok.  $\times 2$   
Magnétite (gris clair) à structure massive. Blanc — chalcopirite. Gris sombre — gangue. Miedzianka.  $\times$  d'environ 2
- Fot. 2. Magnetyt krystaliczny. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite cristalline. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Magnetyt z widoczną zonalną budową kryształów. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite. On voit la structure zonée des cristaux. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 4. Magnetyt. W spękaniach i w postaci wrostków — minerały nierudne. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite. Gangue dans les fissures et comme inclusions. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 5. Magnetyt — specjalnie polerowany. Widoczna zonalna budowa kryształów. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite — spécialement polie. On voit la structure zonée des cristaux. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190



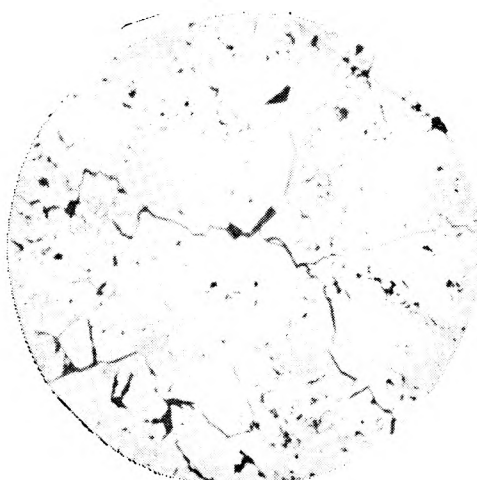
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

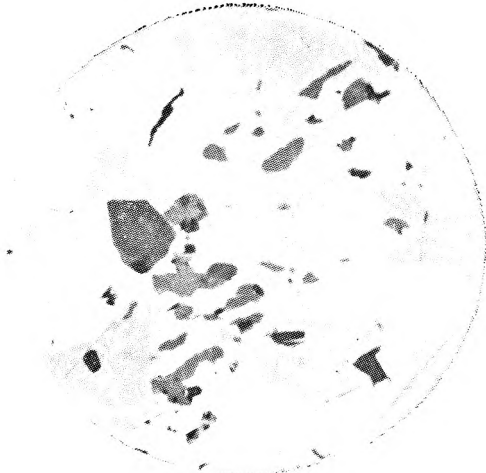


Fot. 5

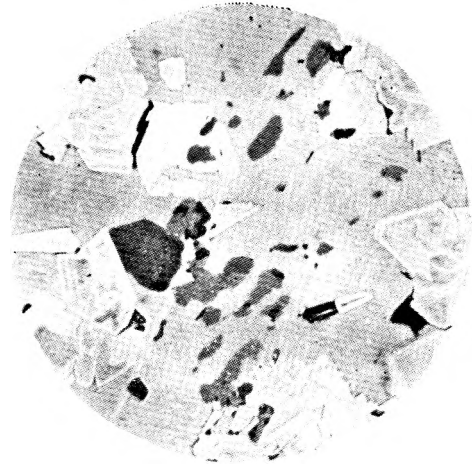
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA II  
PLANCHE II

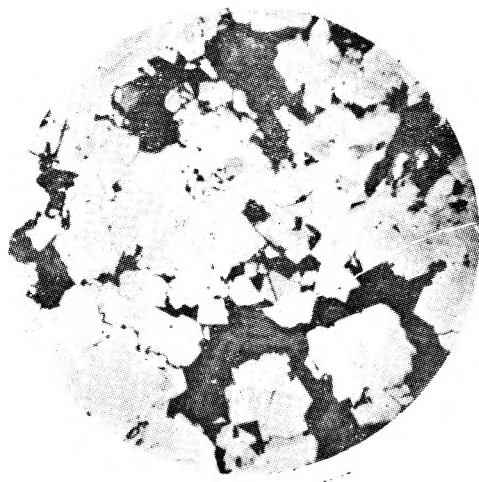
- Fot. 1. Kryształy magnetytu (jasnoszary), wśród sfalerytu (szary). Ciemnoszare — minerały nierudne. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Cristaux de magnétite cristalline (gris clair) entre la blende (gris). Gris sombre — gangue. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 2. Jak fot. 1. Po specjalnym polerowaniu widoczna zonalna budowa kryształów magnetytu  
Voir la phot. 1. Après le polissage spécial on voit la structure zonée des cristaux de magnétite
- Fot. 3. Kryształy magnetytu. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Cristaux de magnétite. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Magnetyt partiami zastępowany przez martyt. Wydzielenia igiełkowate — hematyt. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite remplacée localement par la martite. Aiguilles d'hématite. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 5. Magnetyt krystaliczny z chalkopirytem (białe kropki). Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 243$   
Magnétite cristalline avec la chalcopirite — points blancs. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 243
- Fot. 6. Magnetyt krystaliczny. Po specjalnym polerowaniu uwidoczniła się zonalna budowa kryształów. Białe kropki — chalkopiryt. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 243$   
Magnétite cristalline. Après le polissage spécial la structure zonée des cristaux est devenue visible. Points blancs — chalcopirite. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 243



Fot. 1



Fot. 2



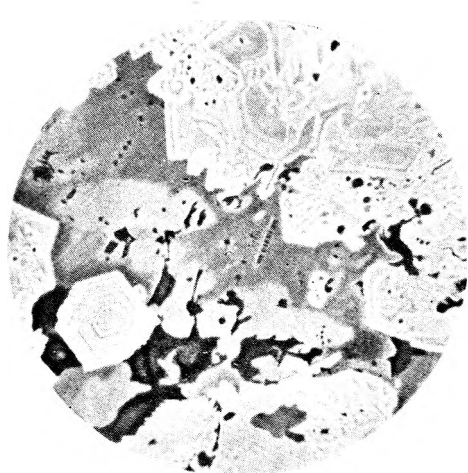
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



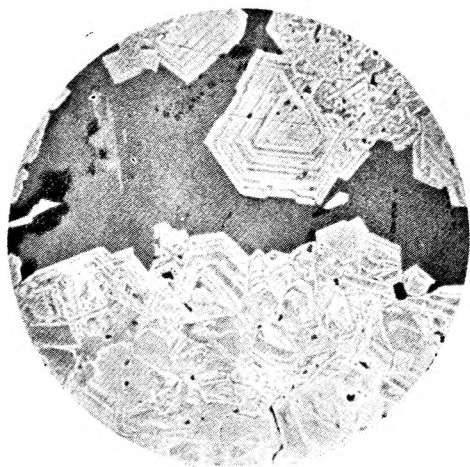
Fot. 6

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

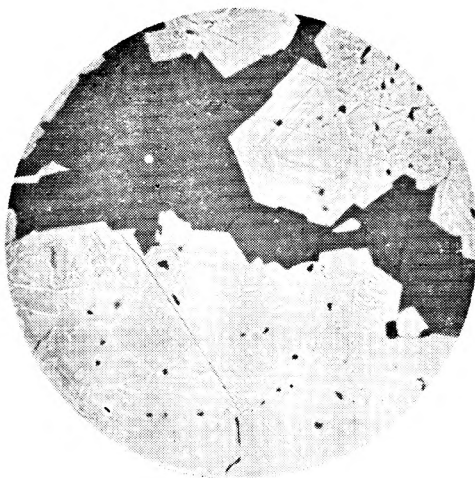


PLANSZA III  
PLANCHE III

- Fot. 1. Magnetyt krystaliczny poprzerastany minerałami nierudnymi. Miedzianka  
Światło odbite. Pow. ok. × 190  
Magnétite cristalline interpénétrée par la gangue. Miedzianka. Lumière  
réfléchie. × d'environ 190
- Fot. 2. Jak fot. 1. Po specjalnym polerowaniu uwidoczniła się zonalna budowa  
kryształów  
Voir la phot. 1. Après le polissage spécial la structure zonée des cristaux  
est devenue visible.
- Fot. 3. Magnetyt krystaliczny — *a* oraz muszkietowit — *b*. Białe — martyt. Hema-  
tyt — wydzielienia igielkowate. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok. × 190  
Magnétite cristalline — *a* et mousketovite — *b*. Blanc — martite. Héma-  
tite — formes en aiguilles. Miedzianka. Lumière réfléchie. × d'environ 190
- Fot. 4. Skupienia magnetytu. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok. × 50  
Agrégats de magnétite. Miedzianka. Lumière réfléchie. × d'environ 50
- Fot. 5. Skupienia magnetytu. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok. × 190  
Agrégats de magnétite. Miedzianka. Lumière réfléchie. × d'environ 190
- Fot. 6. Jak fot. 5. Po specjalnym polerowaniu uwidoczniła się wewnętrzna bu-  
dowa kryształów  
Voir la phot. 5. Après le polissage spécial la structure interne des cristaux  
est devenue visible



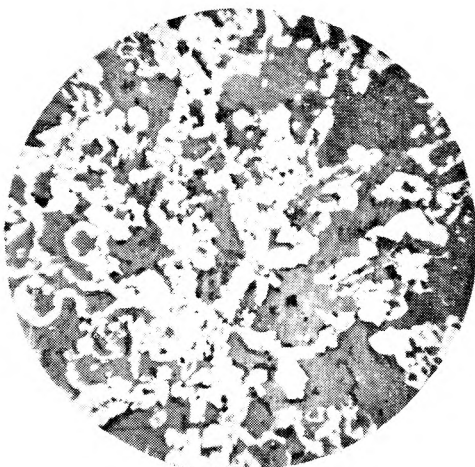
Fot. 1



Fot. 2



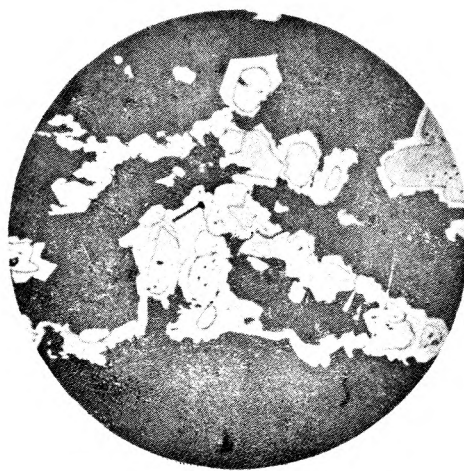
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

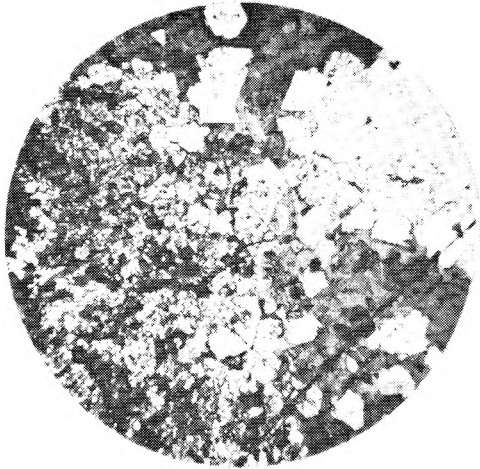


Fot. 6

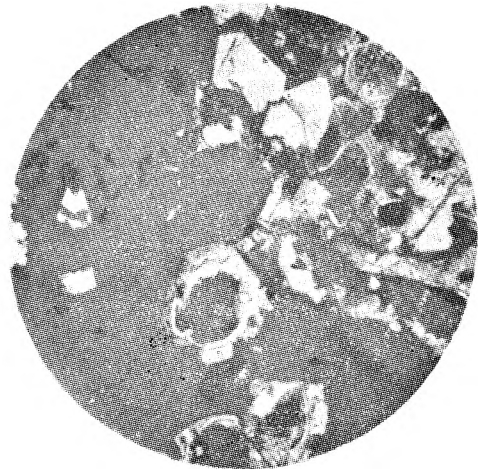
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA IV  
PLANCHE IV

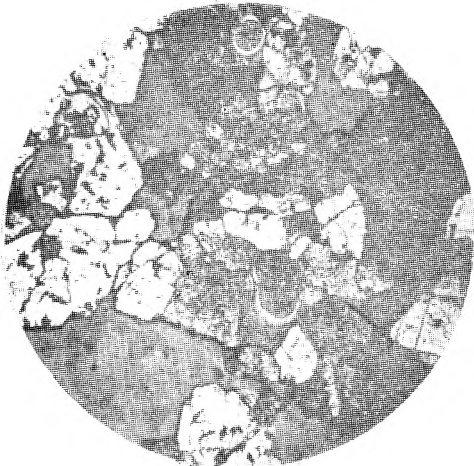
- Fot. 1. Magnetyt krystaliczny. Trawiony HCl. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite cristalline. Décapée par HCl. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 2. Magnetyt trawiony HCl z widoczną wewnętrzną budową kryształów. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite décapée par HCl. On voit la structure interne des cristaux. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 3. Magnetyt trawiony HCl z widoczną wewnętrzną budową kryształów. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite décapée par HCl. On voit la structure interne des cristaux. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 4. Magnetyt trawiony HCl. Miedzianka. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite décapée par HCl. Miedzianka. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 5. Magnetyt (czarny) zastępujący od brzegów minerały nierudne (jasne). Miedzianka. Światło przechodzące. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite (noir) remplaçant à partir des bords la gangue (clair). Miedzianka. Lumière transmise.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 6. Magnetyt (czarny) zastępujący minerały nierudne (jasne). Miedzianka. Światło przechodzące. Pow.  $\times 50$   
Magnétite (noir) remplaçant la gangue (clair). Miedzianka. Lumière transmise.  $\times 50$



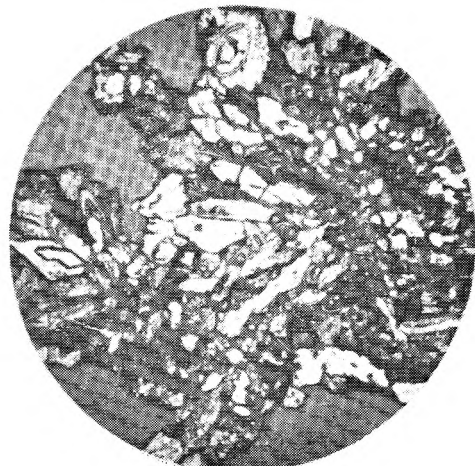
Fot. 1



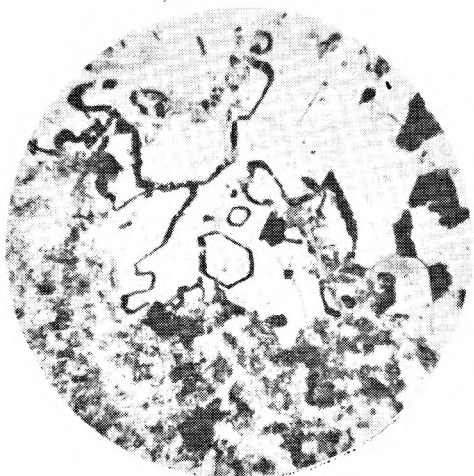
Fot. 2



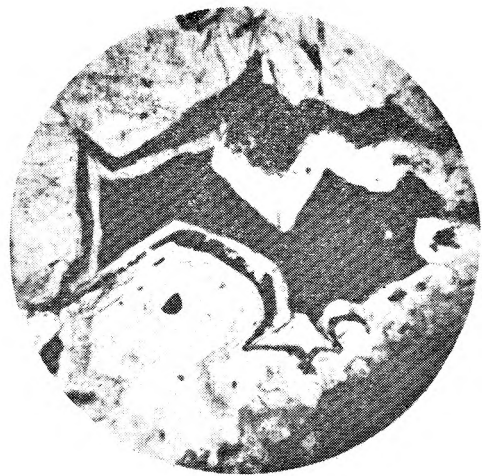
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

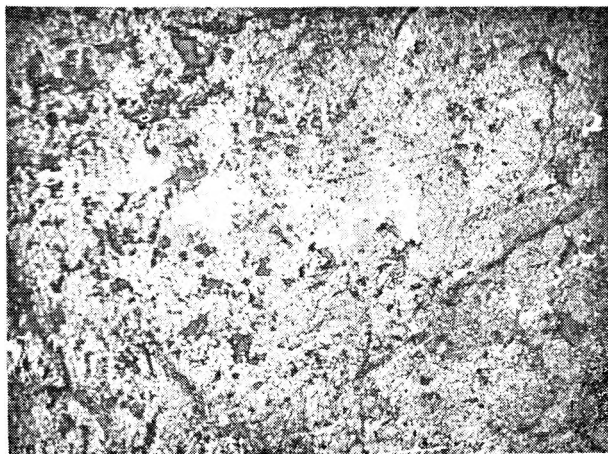


Fot. 6

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA V  
PLANCHE V

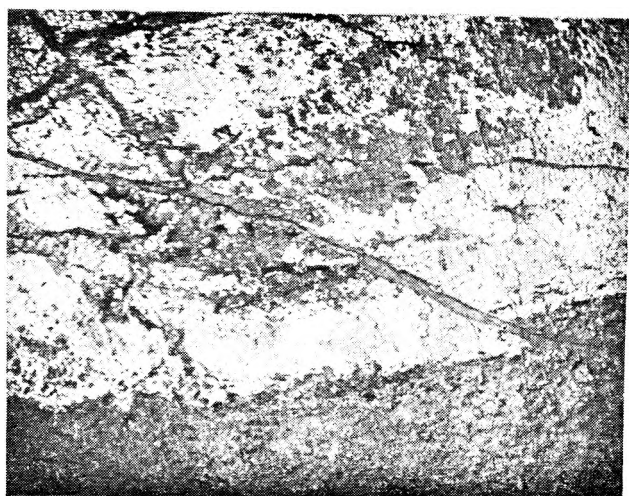
- Fot. 1. Skupienia magnetytu (jasnoszare) o teksturze zbitej. Piryt — biały. Minerale nierudne — ciemnoszare. Kowary. Swiatlo odbite. Pow. ok.  $\times 3$   
Agrégats de magnétite (gris clair) à structure compacte. Pyrite — blanc. Gangue — gris sombre. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 3
- Fot. 2. Magnetyt o teksturze warstewkowej (biały). Minerale nierudne — szare. Kowary. Swiatlo odbite. Pow. ok.  $\times 3$   
Magnétite à structure rubannée (blanc). Gangue — gris. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 3
- Fot. 3. Magnetyt (biały) z widoczną mikrotektoniką. Minerale nierudne — szare. Kowary. Swiatlo odbite. Pow. ok.  $\times 3$   
Magnétite (blanc) avec la microtectonique visible. Gangue — gris. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 3



Fot. 1



Fot. 2



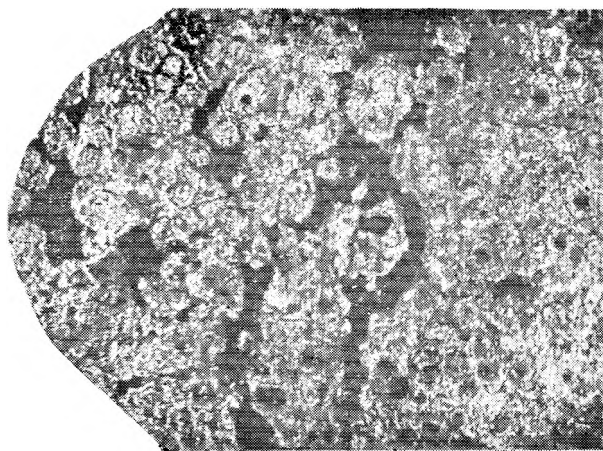
Fot. 3

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

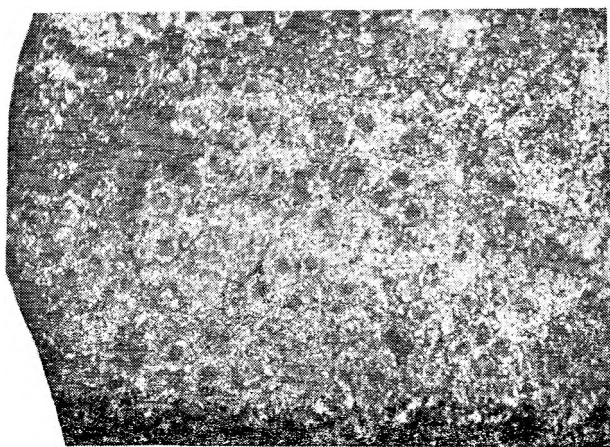
PLANSZA VI  
PLANCHE VI

- Fot. 1. Magnetyt o strukturze podobnej do oolitów. Trawiony HCl. Kowary. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 3$   
Magnétite à texture oolithiforme. Décapée par HCl. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 3
- Fot. 2. Magnetyt o strukturze podobnej do oolitów. Trawiony HCl. Kowary. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 3$   
Magnétite à texture oolithiforme. Décapée par HCl. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 3
- Fot. 3. Magnetyt o strukturze podobnej do oolitów. Trawiony HCl. Kowary. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 53$   
Magnétite à texture oolithiforme. Décapée par HCl. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 53

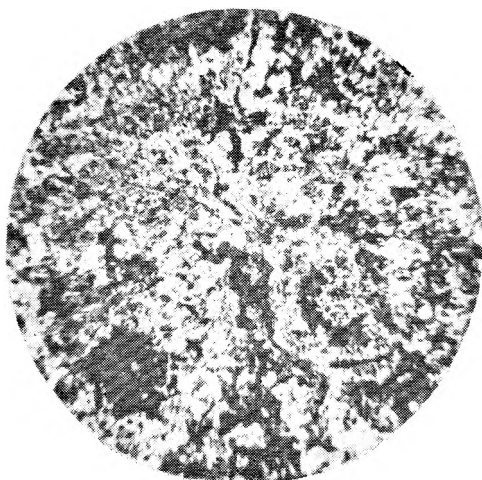




Fot. 1



Fot. 2

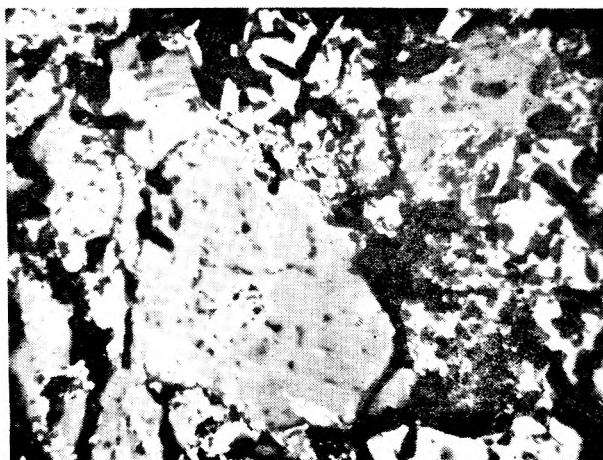


Fot. 3

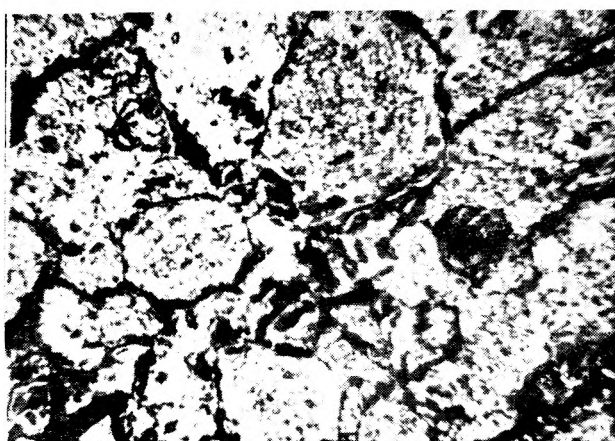
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA VII  
PLANCHE VII

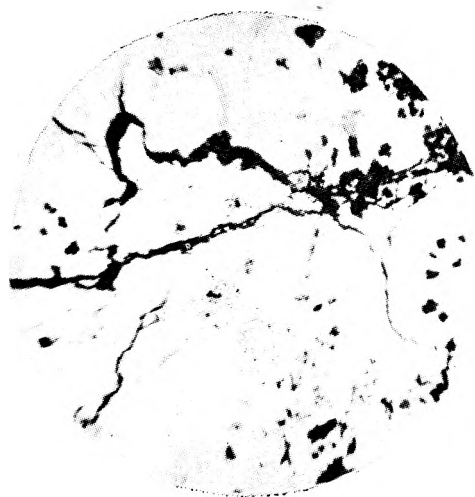
- Fot. 1. Magnetyt (szary) zastępowany od brzegów i szczelin martytem (biały). Minerale nierudne (czarne). Kowary. Swiatło odbite. Pow. ok.  $\times 342$   
Magnétite (gris) remplacée à partir de ses bords et fissures par la martite (blanc). Gangue (noir). Kowary Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 342
- Fot. 2. Martyt (biały) zastępujący magnetyt (szary). Minerale nierudne — czarne. Kowary Swiatło odbite. Pow. ok.  $\times 182$   
Martite (blanc) remplaçant la magnétite (gris). Gangue (noir). Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 182
- Fot. 3. Magnetyt lity. Kowary. Swiatło odbite. Pow. ok.  $\times 182$   
Magnétite compacte. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 182
- Fot. 4. Mikrofałd krystalicznego magnetytu (biały). Minerale nierudne — szare. Kowary. Swiatło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Microplissement de magnétite cristalline (blanc). Gangue — gris. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50



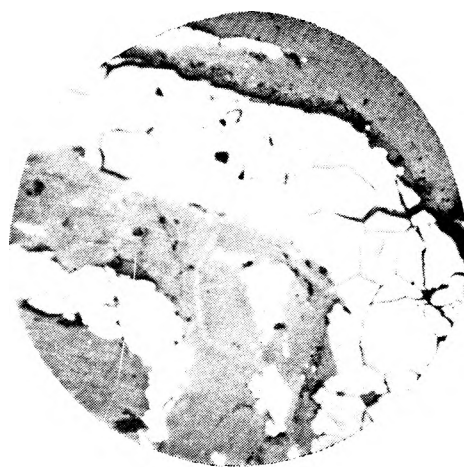
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

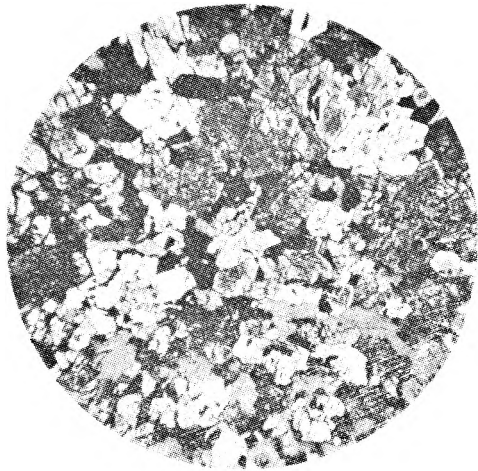


Fot. 4

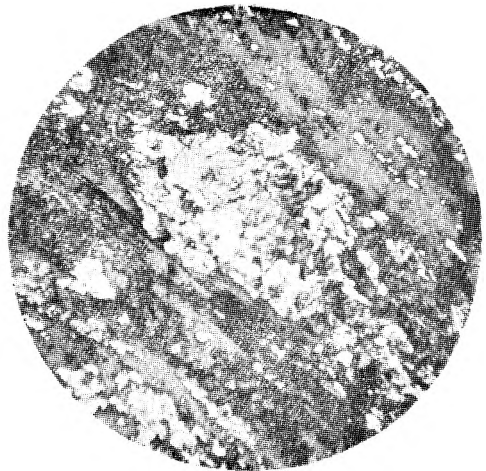
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA VIII  
PLANCHE VIII

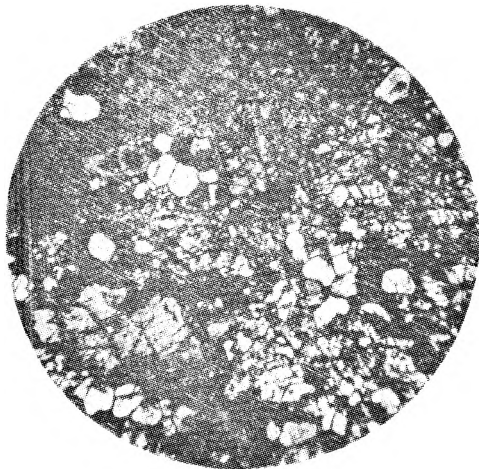
- Fot. 1. Magnetyt o strukturze średnio- i drobnokrystalicznej. Lekko trawiony HCl. Kowary. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite à texture medio- et microcristalline. Peu décapée par HCl. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 2. Magnetyt (biały) o teksturze warstewkowej. Wyraźnie krystaliczny zarówno w większych skupieniach, jak i drobnych wydzieleniach rozsianych w skale. Lekko trawiony HCl. Kowary. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite (blanc) à structure rubannée, nettement cristalline — aussi bien dans les agrégats plus grands que dans les formes petites, dispersées dans la roche. Peu décapée par HCl. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Magnetyt lity o strukturze drobnokrystalicznej. Miejscami widoczne większe ziarenka. Trawiony HCl. Kowary. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite compacte à texture microcristalline. On voit par endroits les grains plus grands. Décapée par HCl. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Magnetyt średniokrystaliczny. Trawiony HCl — fałszywe wzory trawienia. Kowary. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite à grain moyen, décapée par HCl — le dessin faux de décapage. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Magnetyt lity, średniokrystaliczny. Trawiony HCl. Kowary. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite compacte, à grain moyen. Décapée par HCl. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 6. Magnetyt krystaliczny (ciemnoszary). Przestrzenie między ziarnami zajmują wydzielenia siarczków (białe). Magnetyt trawiony HCl. Kowary. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite cristalline (gris sombre). Espaces intergranulaires sont occupés par les sulfures (blanc). Magnétite décapée par HCl. Kowary. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50



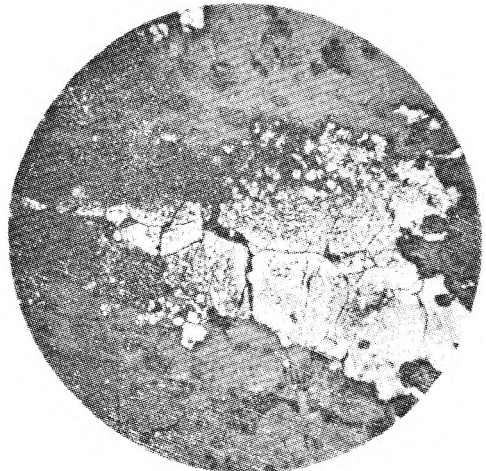
Fot. 1



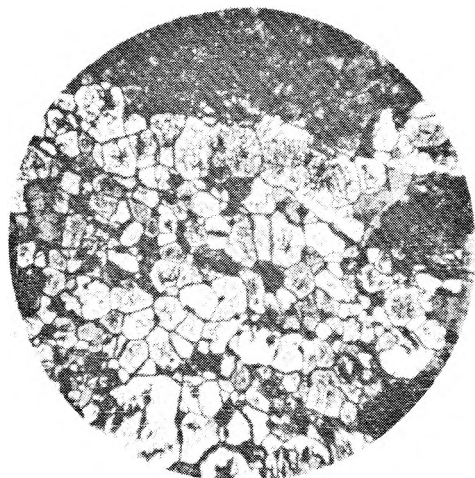
Fot. 2



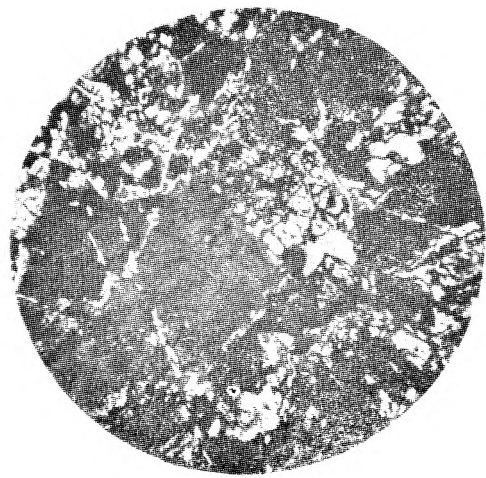
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

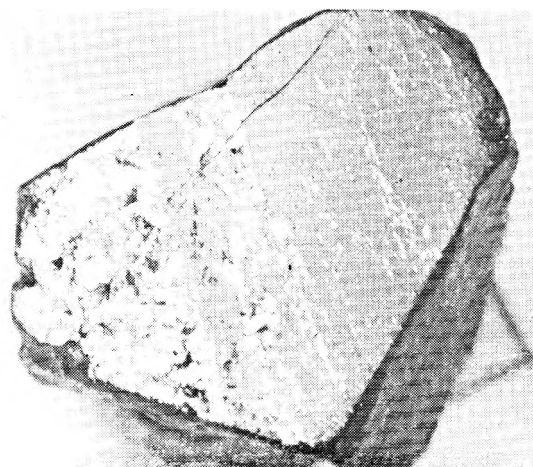


Fot. 6

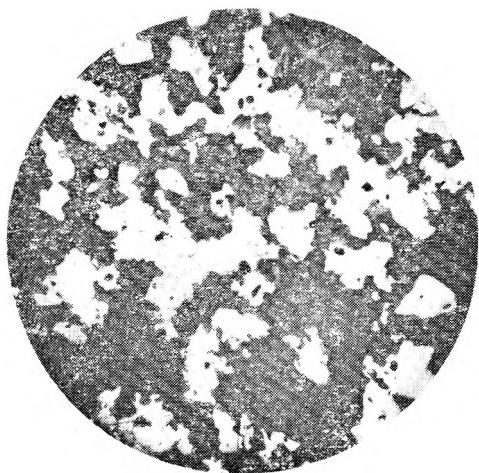
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA IX  
PLANCHE IX

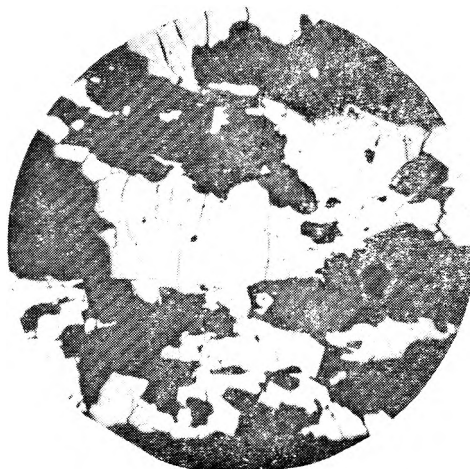
- Fot. 1. Pasemkowa ruda magnetytowa — biała. Smrći. Pow. ok.  $\times 2,3$   
Minerais rubanné à magnétite — blanc. Smrći.  $\times$  d'environ 2,3
- Fot. 2. Ziarna magnetytu korodowane przez minerały nierudne. Smrći. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Grains de magnétite corodés par la gangue. Smrći. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Ziarna magnetytu ułożone kierunkowo. Smrći. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Grains de magnétite orientés. Smrći. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Agregaty magnetytu. Smrći. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Agrégats de magnétite. Smrći. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Agregaty niejednorodnego magnetytu. W partiach środkowych magnetyt zgnieciony i pokruszony. Smrći. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Agrégats de magnétite hétérogène. Aux centres la magnétite est écrasée et broyée. Smrći. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50



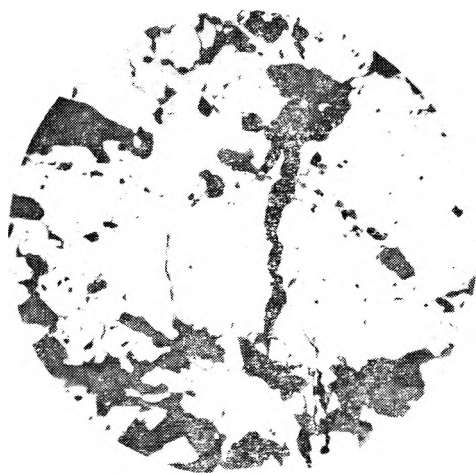
Fot. 1



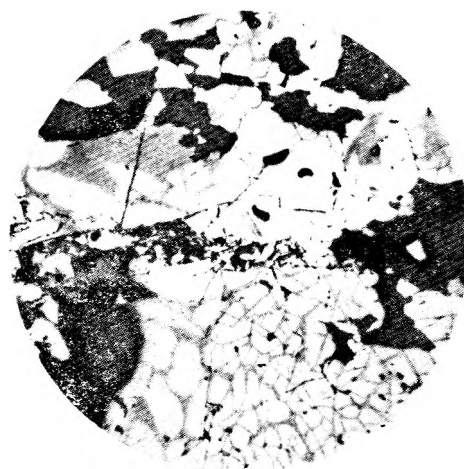
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



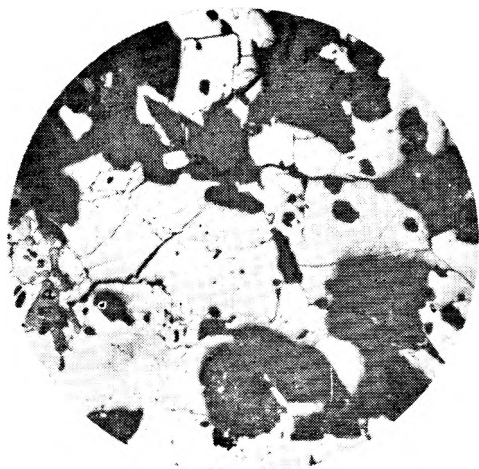
Fot. 5

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

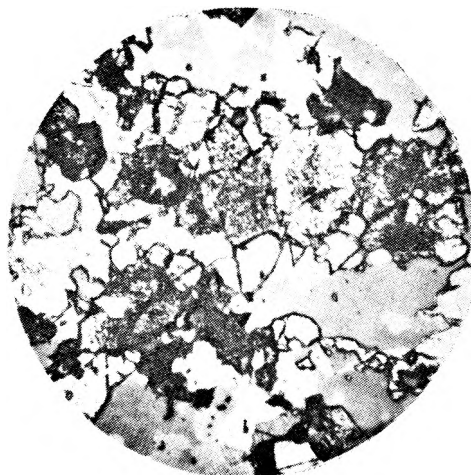


PLANSZA X  
PLANCHE X

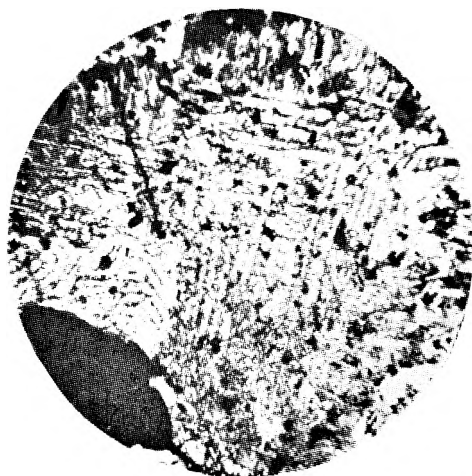
- Fot. 1. Skupienia magnetytu z reliktnami budowy zonalnej. Chalkopiryt — *a*. Smrći. Światło odbite. Pow. ok. 50  
Agrégats de magnétite avec les reliquats de la structure zonée. Chalcopyr-  
rite — *a*. Smrći. Lumière réfléchie. d'environ 50
- Fot. 2. Magnetyt różnokrystaliczny. Trawiony HCl. Smrći. Światło odbite. Pow.  
ok. × 190  
Magnétite hétérocristalline. Décapée par HCl. Smrći. Lumière réfléchie.  
d'environ 190
- Fot. 3. Metakryształ magnetytu. Trawiony HCl. Smrći. Światło odbite. Pow. ok. × 50  
Métacristal de magnétite. Décapée par HCl. Smrći. Lumière réfléchie.  
× d'environ 50
- Fot. 4. Ruda magnetytowa (szara) z siarczkami (jasnoszara). Ciemnoszara — mine-  
raly nierudne. Obři Dúl. Pow. ok. × 1.9  
Minérai à magnétite (gris) avec les sulfures (gris clair). Gris sombre —  
gangue. Obři Dúl. × d'environ 1.9
- Fot. 5. Magnetyt (jasnoszary) pocięty żyłkami mineralów nierudnych z siarczkami  
(białe). Obři Dúl. Światło odbite. Pow. ok. × 43  
Magnétite (gris clair) coupée par des veinules de gangue avec les sulfures  
(blanc). Obři Dúl. Lumière réfléchie. d'environ 43
- Fot. 6. Magnetyt partiami mechanicznie rozdrobiony. Białe — siarczki. Obři Dúl.  
Światło odbite. Pow. ok. × 43  
Magnétite, par endroits désagrégée mécaniquement. Blanc — sulfures. Obři  
Dúl. Lumière réfléchie. × d'environ 43



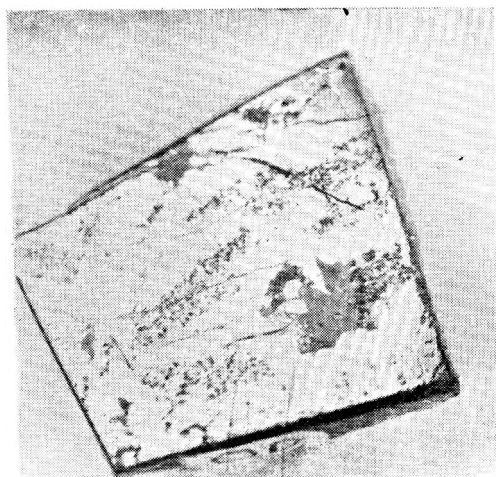
Fot. 1



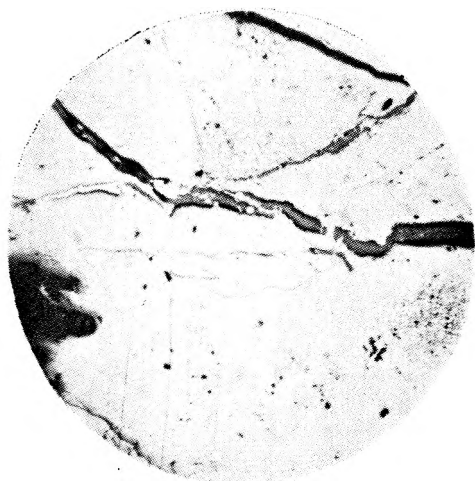
Fot. 2



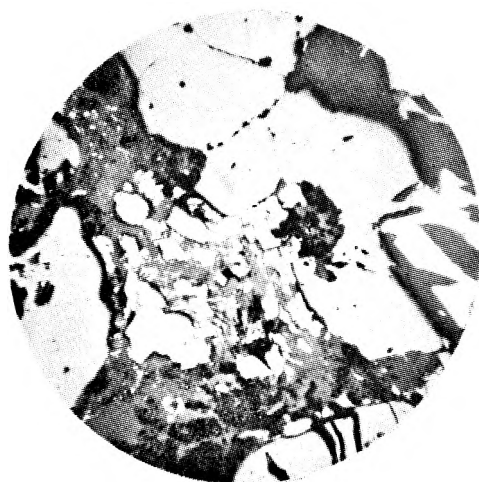
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

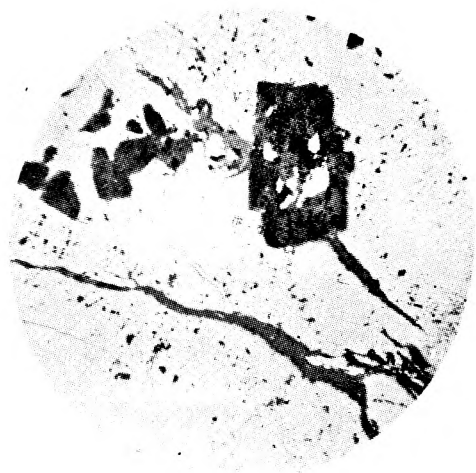


Fot. 6

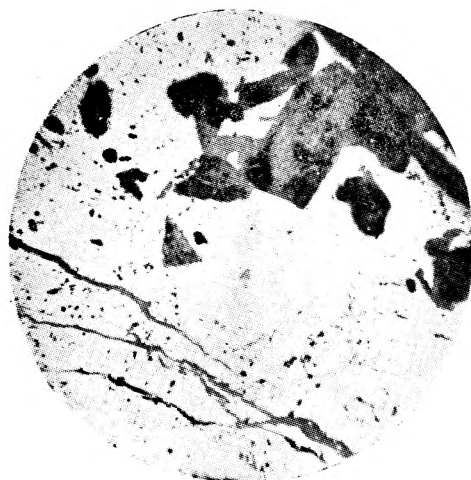
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XI  
PLANCHE XI

- Fot. 1. Skupienie magnetytu (szary). Białe — siarczki. Obři Dûl. Światło odbite.  
Pow. ok.  $\times 43$   
Association de magnétite (gris). Blanc — sulfures. Obři Dûl. Lumière réfléchie.  
 $\times$  d'environ 43
- Fot. 2. Magnetyt krystaliczny z zaznaczoną zonalną budową kryształów. Obři Dûl.  
Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnétite cristalline, avec la structure zonée des cristaux marquée. Obři  
Dûl. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 3. Skupienie magnetytu. W żyłce występują siarczki — białe, Obři Dûl. Światło  
odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Association de magnétite. Dans la veinule il y a des sulfures — blanc.  
Obři Dûl. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 4. Skupienie magnetytu z lokalną budową pasową. Białe — siarczki. Obři Dûl.  
Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Association de magnétite à structure zonée locale. Blanc sulfures. Obři Dûl.  
Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 5. Magnetyt — *a*, siarczki — *b*, kasyteryt — *c*. Obři Dûl. Światło odbite.  
Pow. ok.  $\times 43$   
Magnétite — *a*, sulfure — *b*, cassitérite — *c*. Obři Dûl. Lumière réfléchie.  
 $\times$  d'environ 43
- Fot. 6. Magnetyt z wyraźną zonalną budową kryształów. Trawiony HCl. Obři Dûl.  
Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnétite, structure zonée des cristaux bien marquée. Décapée par HCl.  
Obři Dûl. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43



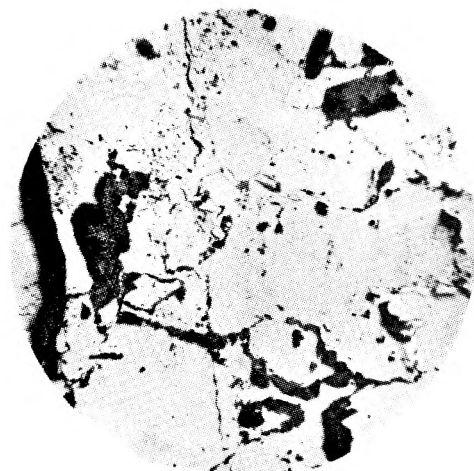
Fot. 1



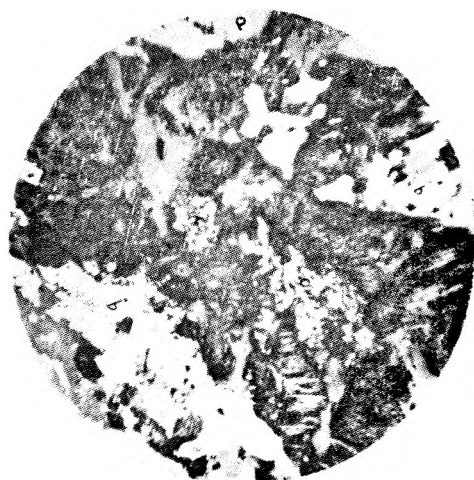
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

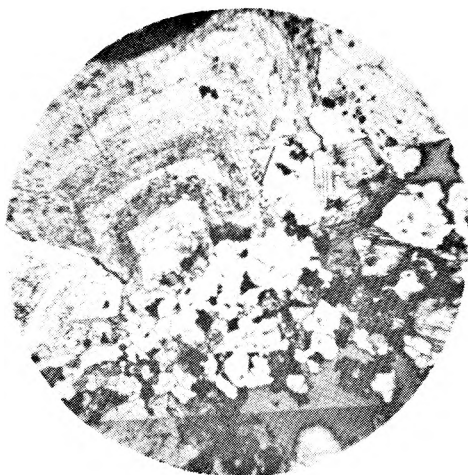


Fot. 6

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XII  
PLANCHE XII

- Fot. 1. Magnetyt różnokrystaliczny z pasową budową większych ziarn. Trawiony HCl. Obři Důl. Swiatło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnétite hétérocristalline. Décapée par HCl. Obři Důl. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 2. Magnetyt krystaliczny. Trawiony HCl. Obři Důl. Swiatło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnétite cristalline. Décapée par HCl. Obři Důl. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 3. Magnetyt krystaliczny. Trawiony HCl. Obři Důl. Swiatło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnétite cristalline. Décapée par HCl. Obři Důl. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 4. Ruda pasemkowa magnetytu (jasnoszary). Sztolnia pod Růžovým Vrchem. Swiatło odbite. Pow. ok.  $\times 1,7$   
Minerai rubanné à magnétite (gris clair). Galerie au-dessous de Růžový Vrch. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 1.7
- Fot. 5. Wydzielenie magnetytu w rudzie pasemkowej. Sztolnia pod Růžovým Vrchem. Swiatło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Association de magnétite dans le minerai rubanné. Galerie au-dessous de Růžový Vrch. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 6. Magnetyt różnokrystaliczny. Sztolnia pod Růžovým Vrchem. Swiatło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite hétérocristalline. Galerie au-dessous de Růžový Vrch. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50



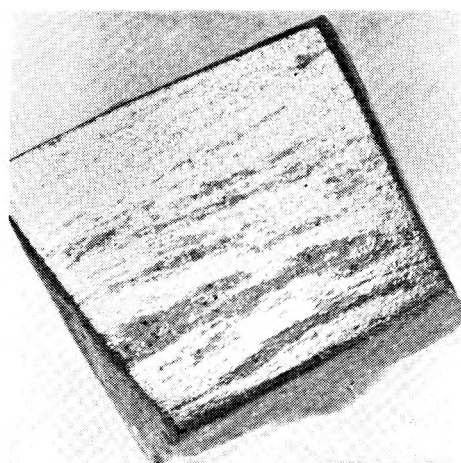
Fot. 1



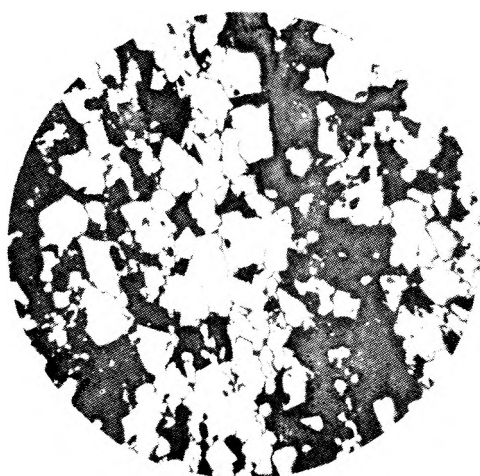
Fot. 2



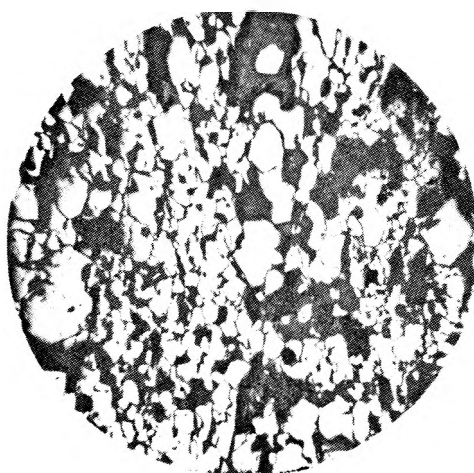
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



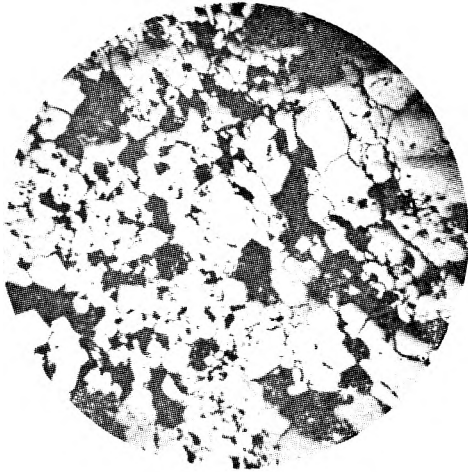
Fot. 6

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XIII  
PLANCHE XIII

- Fot. 1. Magnetyt różnokrystaliczny. Sztolnia pod Růžovym Vrchem. Światło odbite. Pow.  $\times 50$   
Magnétite hétérocristalline. Galerie au-dessous de Růžovy Vrch. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 2. Kierunkowe wydzielenie magnetytu. Sztolnia pod Růžovym Vrchem. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Agrégat de magnétite, orienté. Galerie au-dessous de Růžovy Vrch. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Skupienie magnetytu. W ziarnach magnetytu często występują minerały nierudne (jasnoszare — wydłużone), *a* — chalkopiryt. Sztolnia pod Růžovym Vrchem. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Association de magnétite. Dans les grains de magnétite on rencontre souvent inclusions de la gangue (gris clair — allongée); *a* — chalcopyrite. Galerie au-dessous de Růžovy Vrch. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 4. Wydzielenie magnetytu, *a* — piryt. Sztolnia pod Růžovym Vrchem. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Agrégat de magnétite; *a* — pyrite. Galerie au-dessous de Růžovy Vrch. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 5. Magnetyt różnokrystaliczny. Trawiony HCl. Sztolnia pod Růžovym Vrchem. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite hétérocristalline. Décapée par HCl. Galerie au-dessous de Růžovy Vrch. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 6. Magnetyt różnokrystaliczny. Trawiony HCl. Sztolnia pod Růžovym Vrchem. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite hétérocristalline. Décapée par HCl. Galerie au-dessous de Růžovy Vrch. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190

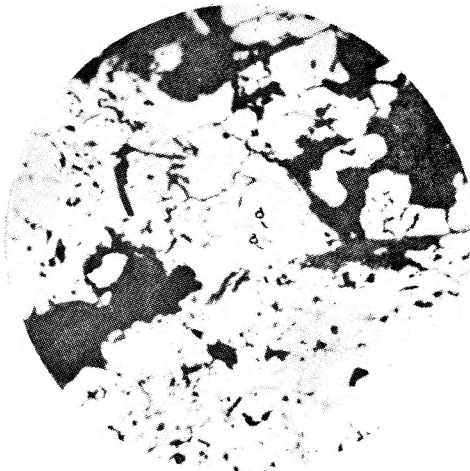




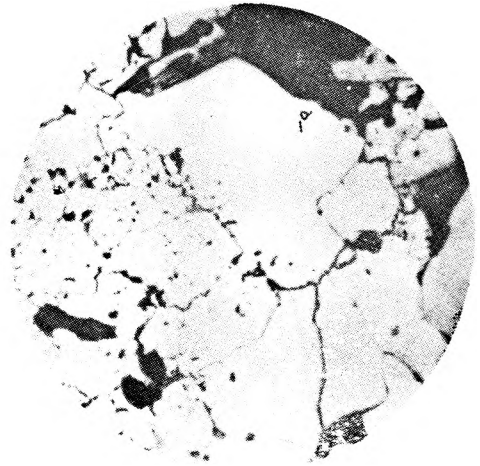
Fot. 1



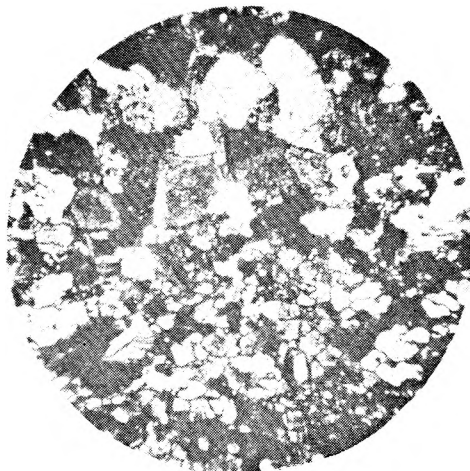
Fot. 2



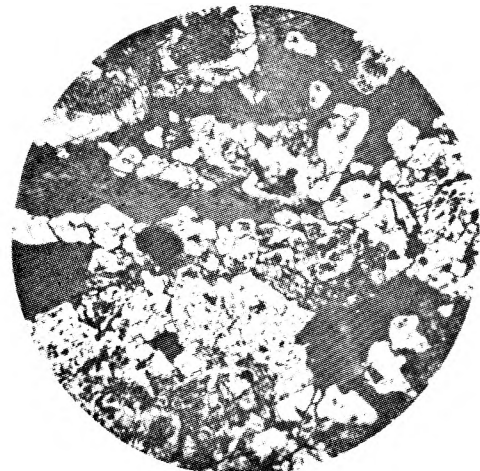
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

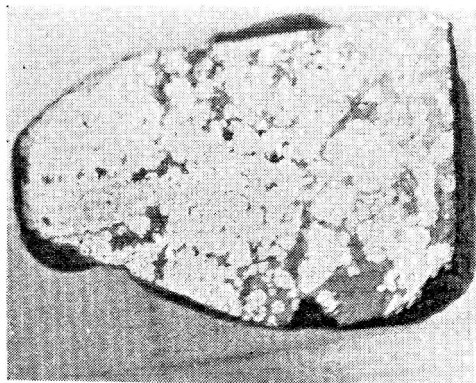


Fot. 6

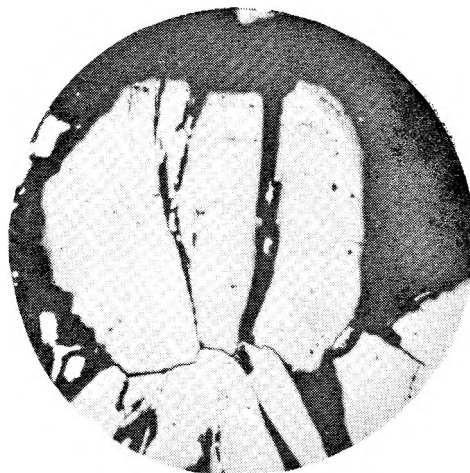
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisées des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XIV  
PLANCHE XIV

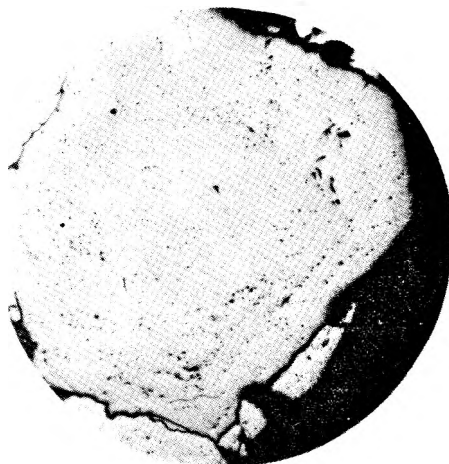
- Fot. 1. Skupienie magnetytu — szary. Sv. Peter. Pow. ok.  $\times 1,9$   
Association de magnétite — gris. Sv. Peter.  $\times$  d'environ 1,9
- Fot. 2. Magnetyt grubokrystaliczny, popękany. Widoczna zonalna budowa kryształów. Sv. Peter. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnétite macrocristalline, fissurée. On voit la structure zonée des cristaux. Sv. Peter. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 3. Kryształ magnetytu z widoczną zonalną budową. Sv. Peter. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Cristal de magnétite à structure zonée. Sv. Peter. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 4. Wydzielenie magnetytu. Sv. Peter. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Agrégat de magnétite. Sv. Peter. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 5. Magnetyt zonalny. Trawiony HCl. Sv. Peter. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnétite zonée. Décapée par HCl. Sv. Peter. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 6. Magnetyt zonalny. Trawiony HCl. Sv. Peter. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnétite zonée. Décapée par HCl. Sv. Peter. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43



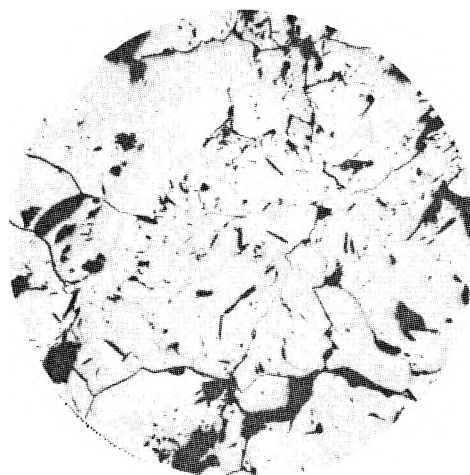
Fot. 1



Fot. 2



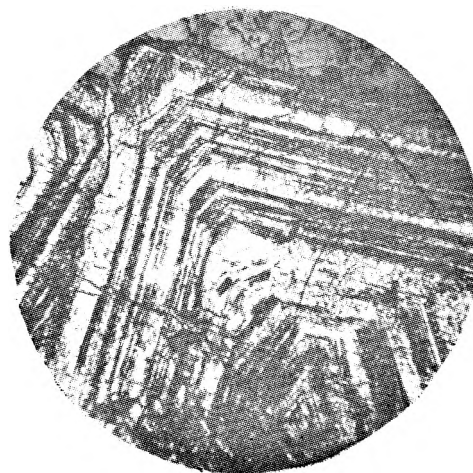
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

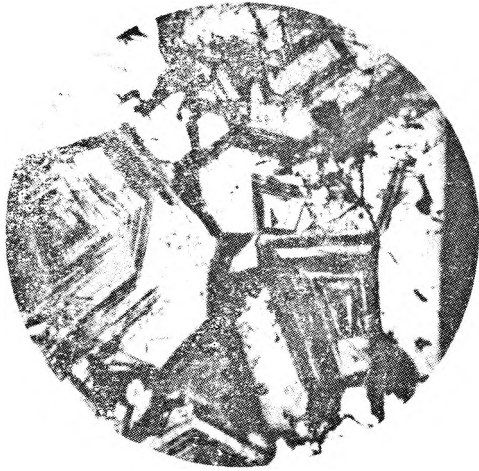


Fot. 6

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XV  
PLANCHE XV

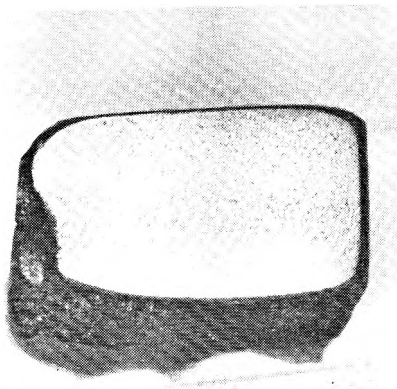
- Fot. 1. Magnetyt zonalny. Trawiony HCl. Sv. Peter. Swiatlo odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite zonee. Decapée par HCl. Sv. Peter. Lumière réfléchié.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 2. Ruda magnetytowa z widocznym metakrysztalem. Herlikovice. Pow. ok.  $\times 1,5$   
Minerai à magnétite, un métacristal de celle-ci. Herlikovice.  $\times$  d'environ 1,5
- Fot. 3. Magnetyt drobnoziarnisty. Herlikovice. Pow. ok.  $\times 1,4$   
Magnétite microgrenue. Herlikovice  $\times$  d'environ 1,4
- Fot. 4. Warstewkowa ruda magnetytu. Widoczne metakryształy. Herlikovice. Pow. ok.  $\times 1,3$   
Minerai rubané de magnétite. Metacristaux visibles. Herlikovice.  $\times$  d'environ 1,3
- Fot. 5 Ruda magnetytowa z metakryształami. Herlikovice. Pow. ok. 1,5  
Minerai à magnétite avec les métacristaux. Herlikovice.  $\times$  d'environ 1,5
- Fot. 6. Magnetyt różnokrystaliczny (jasnoszary) wśród minerałów nierudnych. Herlikovice. Swiatlo odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnétite hétérocristalline (gris clair) entre la gangue. Herlikovice. Lumière réfléchié.  $\times$  d'environ 43



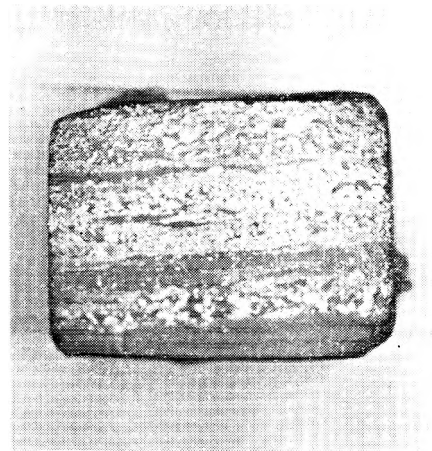
Fot. 1



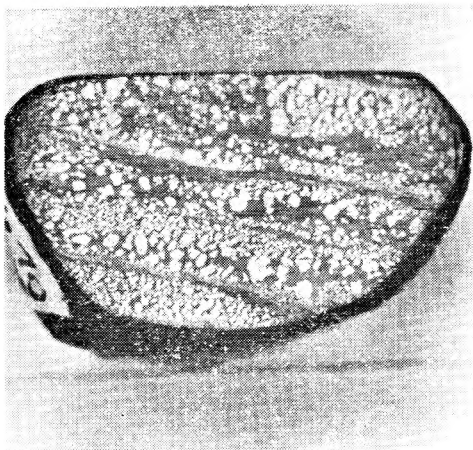
Fot. 2



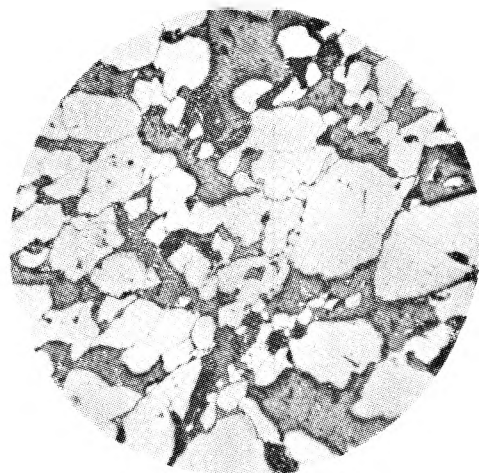
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



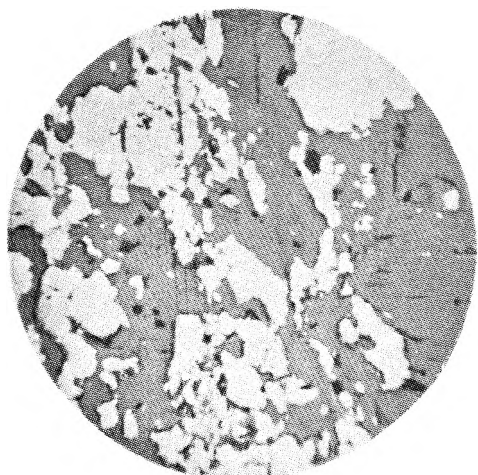
Fot. 6

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

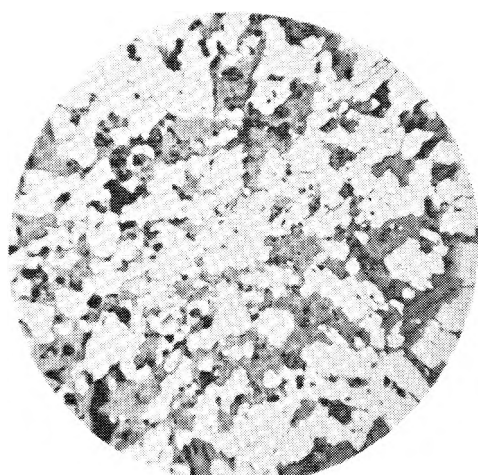
PLANSZA XVI  
PLANCHE XVI

- Fot. 1. Skupienie magnetytu (jasnoszary) wśród mineralów nierudnych, Herlikovice. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Association de magnétite (gris clair) parmi la gangue, Herlikovice. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 2. Struktura magnetytu, Herlikovice. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Texture de magnétite, Herlikovice. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 3. Magnetyt drobnokrystaliczny obok metakryształów, Herlikovice. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnétite microcristalline à côté des métacristaux, Herlikovice. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 4. Metakryształy magnetytu, Herlikovice. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Métacristaux de magnétite, Herlikovice. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 5. Chalkopiryt (biały) w metakryształu magnetytu, Herlikovice. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Chalcopyrite (blanc) dans un métacristal de magnétite, Herlikovice. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 6. Magnetyt drobnokrystaliczny. Trawiony HCl, Herlikovice. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite microcristalline. Décapée par HCl, Herlikovice. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50





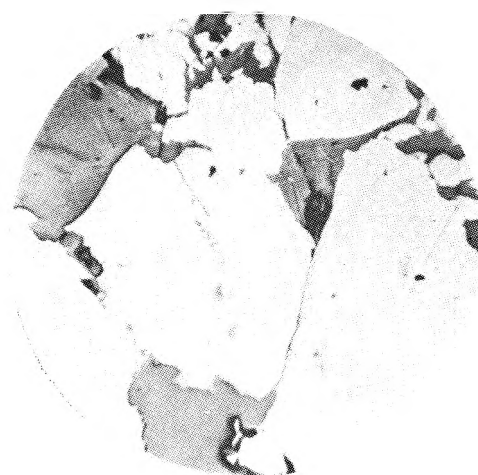
Fot. 1



Fot. 2



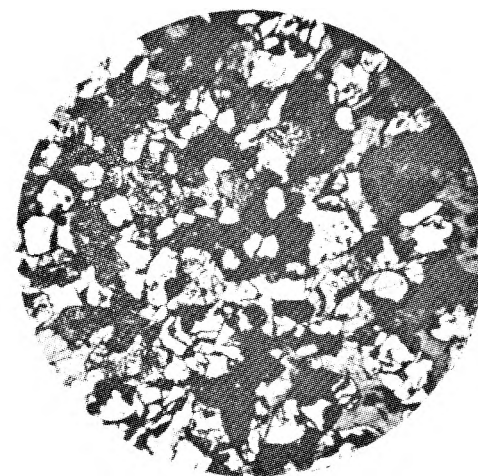
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



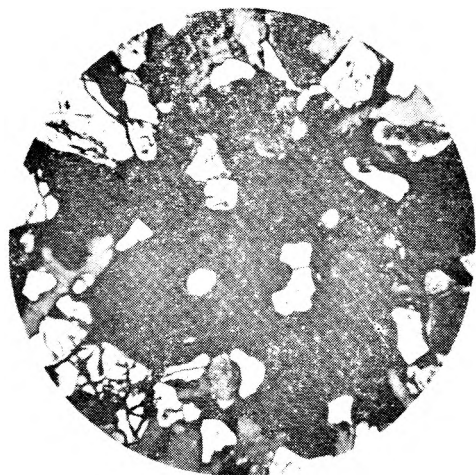
Fot. 6

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

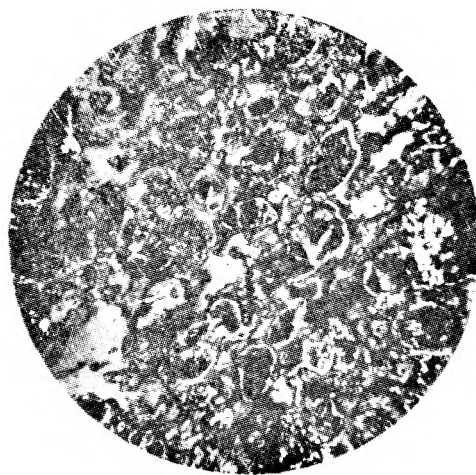


PLANSZA XVII  
PLANCHE XVII

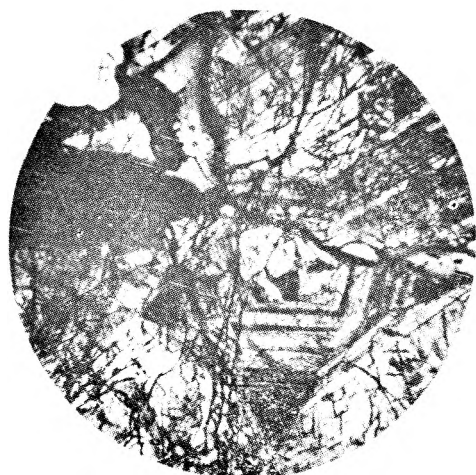
- Fot. 1. Magnetyt krystaliczny. Trawiony HCl. W większych kryształach widoczna zonalna budowa. Herlikovice. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite cristalline. Dans les cristaux plus grands on voit la structure zonée. Décapée par HCl. Herlikovice. Lumière réfléchié.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 2. Magnetyt drobnokrystaliczny. Trawiony HCl. Jasne otoczki — martyf. Herlikovice. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite microcristalline. Decapée par HCl. Bordures claires — martite. Herlikovice. Lumière réfléchié.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Metakryształy magnetytu z widoczną budową zonalną. Trawiony HCl. Herlikovice. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Métacristaux de magnétite à structure zonée. Decapée par HCl. Herlikovice.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Metakryształ magnetytu — budowa zonalna. W partiach środkowych — nieregularne, drobne wydzielenia chalkopirytu (biały). Magnetyt trawiony HCl. Herlikovice. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Métacristal de magnétite à structure zonée. Dans les parties centrales inclusions de chalcopirite (blanc) minces et irrégulières. Magnétite décapée par HCl. Herlikovice. Lumière réfléchié.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Warstewkowa ruda magnetytowa (jasnoszara). Verniřovice — Švagrov. Wielkość naturalna  
Mineral rubané à magnétite (gris clair). Verniřovice — Švagrov. Grandeur naturelle



Fot. 1



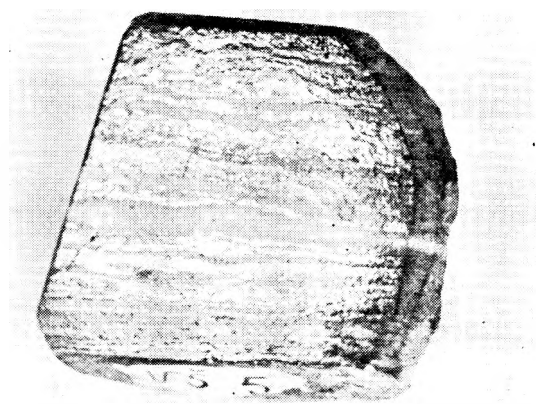
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

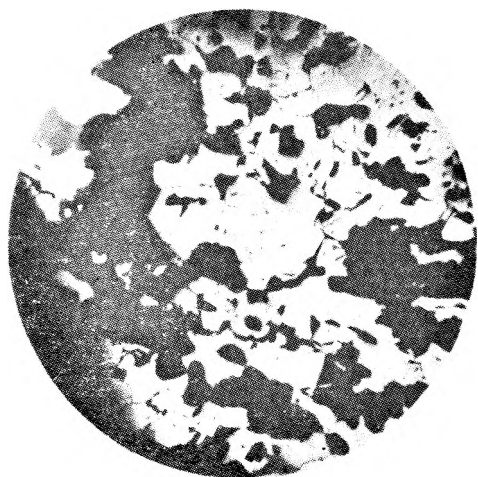


Fot. 5

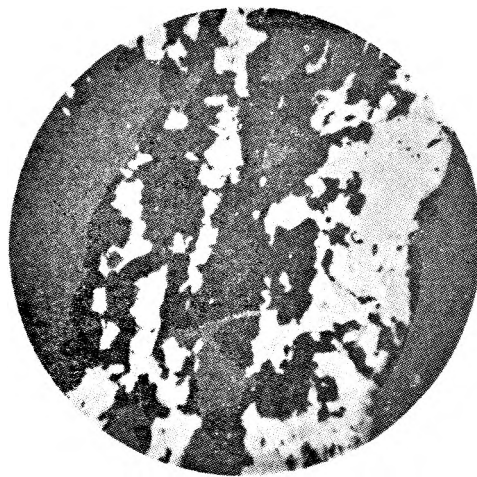
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XVIII  
PLANCHE XVIII

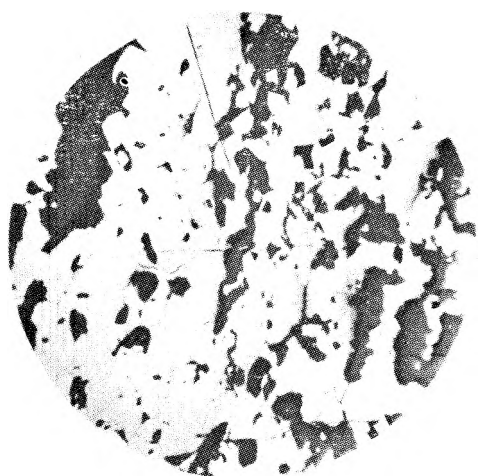
- Fot. 1. Struktura magnetytu. Verniřovice — řvagrov. řwiatło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Structure de magnetite. Verniřovice — řvagrov. Lumięre ręflęchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 2. Skupienia magnetytu w rudzie warstewkowej. Verniřovice — řvagrov. řwiatło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Associations de magnętite dans le minerai rubannę. Verniřovice — řvagrov. Lumięre ręflęchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 3. Magnetyt różnokrystaliczny w rudzie warstewkowej. Verniřovice — řvagrov. řwiatło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnętite hętęrocristalline dans le minerai rubannę. Verniřovice — řvagrov. Lumięre ręflęchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 4. Magnetyt. Od brzegów ziarn i szczelin zaznaczają się początki martytyzacji. Verniřovice — řvagrov. řwiatło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnętite. Á partir des bords des grains et des fissures, la martitisation commence. Verniřovice — řvagrov. Lumięre ręflęchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 5. Wydzielenie magnetytu z wyraźnymi jařniejszymi kreseczkami związanymi z martytyzacją rozwijającą się zgodnie z kierunkami łupliwośc. Verniřovice — řvagrov. řwiatło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Association de magnętite. Trainęes plus claires nettes, marquent la martitisation suivant les directions de clivage. Verniřovice — řvagrov. Lumięre ręflęchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 6. Magnetyt różnokrystaliczny. Trawiony HCl. Verniřovice — řvagrov. řwiatło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnętite hętęrocristalline. Dęcapęe par HCl. Verniřovice — řvagrov. Lumięre ręflęchie.  $\times$  d'environ 50



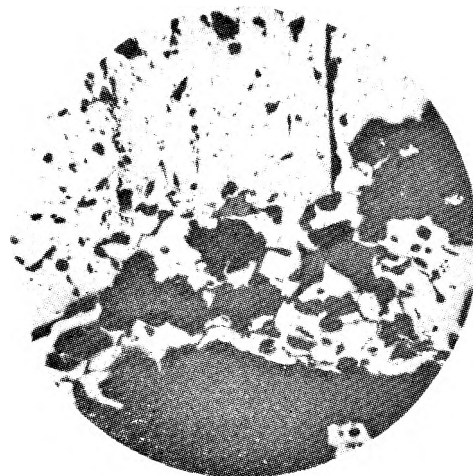
Fot. 1



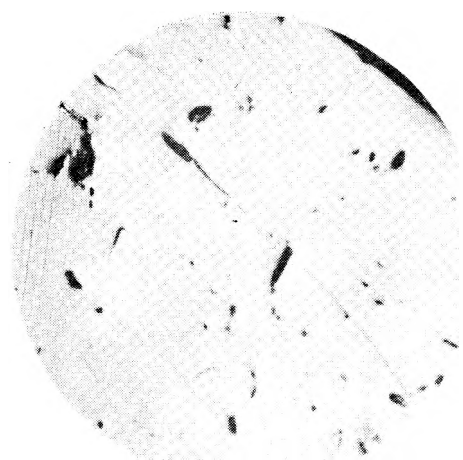
Fot. 2



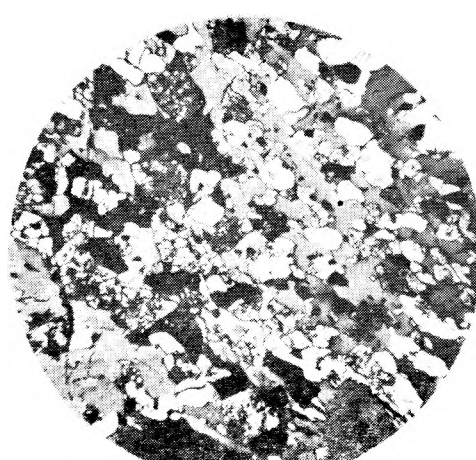
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

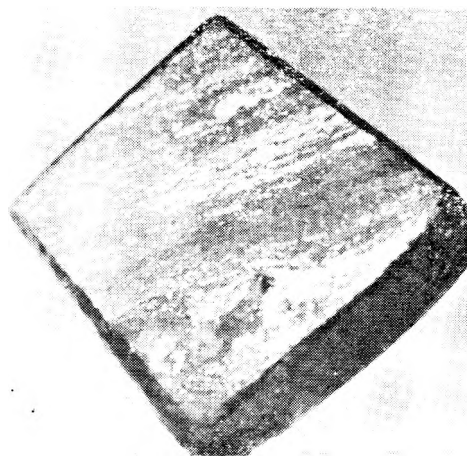
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XIX  
PLANCHE XIX

- Fot. 1. Magnetyt krystaliczny. Trawiony HCl — wyraźne wzory trawienia. Verniřovice — Svagrov. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite cristalline. Décapée par HCl — dessin net de décapage. Verniřovice — Svagrov. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 2. Warstewkowa ruda magnetytowa (jasna). Hranična. Pow. ok.  $\times 1,6$   
Minerai rubanně â magnétite (clair). Hranična.  $\times$  d'environ 1,6
- Fot. 3. Magnetyt krystaliczny. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite cristalline. Hranična. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Kierunkowe wydzielenie magnetytu. Hranična. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Agrégat orienté de magnétite. Hranična. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Kierunkowo spękany agregat magnetytu. Hranična. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Agrégat de magnétite fissuré de façon orientée. Hranična. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 6. Ruda magnetytowo-martytowa. Magnetyt — jasnoszary. Martyt — biały. Hranična. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Minerai â magnétite et martite. Magnétite — gris clair. Martite — blanc. Hranična. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50



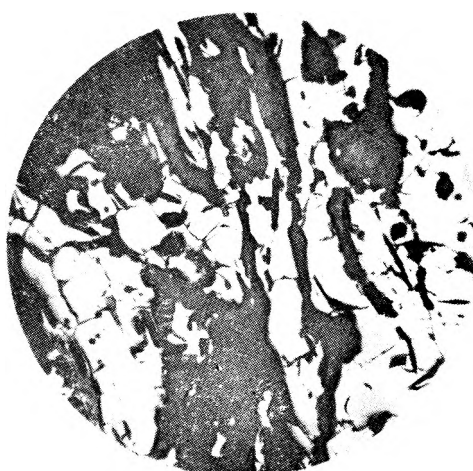
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



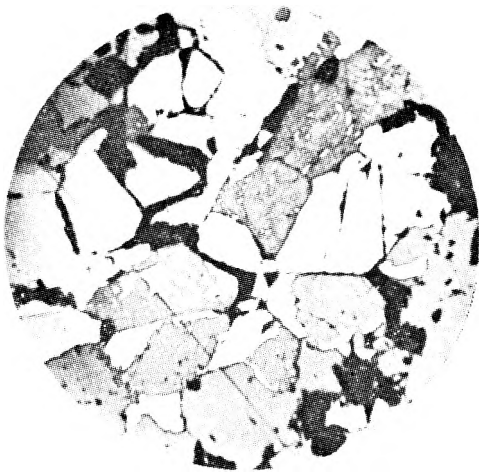
Fot. 6

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XX  
PLANCHE XX

- Fot. 1. Magnetyt (szary) wypierany przez martyt (jasnoszary). Hranična. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 43$   
Magnétite (gris) remplacée par la martite (gris clair). Hranična. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 43
- Fot. 2. Magnetyt (szary) wypierany przez martyt (jasnoszary). Hranična. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite (gris) remplacée par la martite (gris clair). Hranična. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 3. Magnetyt różnokrystaliczny. Trawiony HCl. Hranična. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite hétérocristalline. Décapée par HCl. Hranična. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Magnetyt krystaliczny. Kletno. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite cristalline. Kletno. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Warstewkowa ruda magnetytowa. Kletno. Pow. ok.  $\times 1,5$   
Minéral rubané à magnétite. Kletno.  $\times$  d'environ 1,5

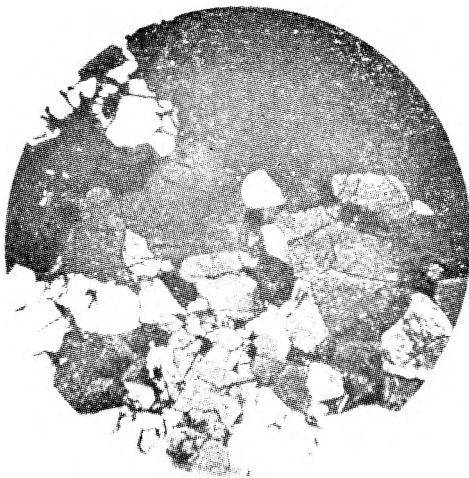




Fot. 1



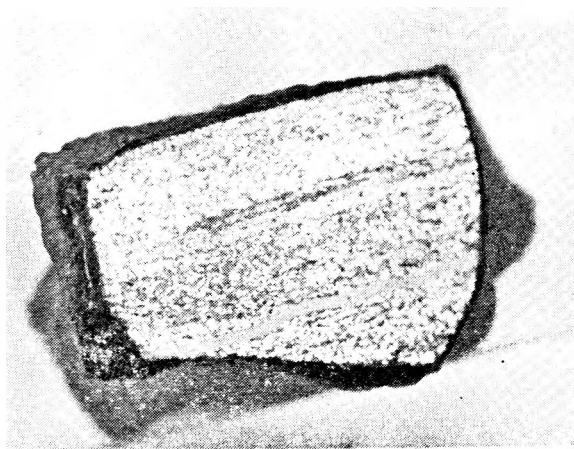
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

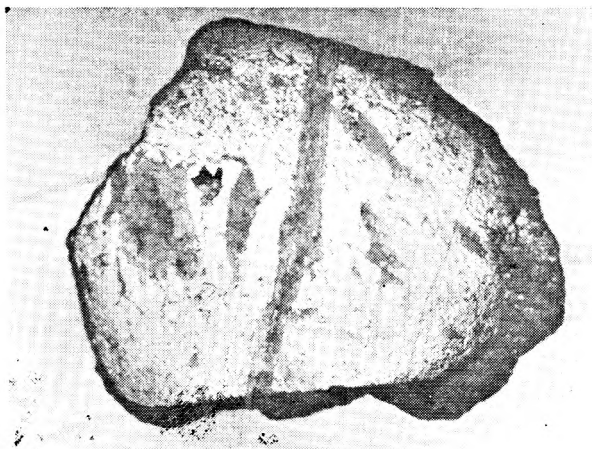


Fot. 5

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites metamorphisés des minerais de fer dans les Sudetes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXI  
PLANCHE XXI

- Fot. 1. Różnokrystaliczna ruda magnetytowa. Kletno. Pow. ok.  $\times 1,1$   
Minerai à magnétite hétérocristalline. Kletno.  $\times$  d'environ 1,1
- Fot. 2. Resztki magnetytu (szary) w martycie (biały). Kletno. Światło odbite.  
Pow. ok.  $\times 50$   
Reliquats de magnétite (gris) dans la martite (blanc). Kletno. Lumière  
réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Magnetyt. Kletno. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite. Kletno. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 4. Martyt (biały) wypierający krystaliczny magnetyt. Kletno. Światło odbite.  
Pow. ok.  $\times 50$   
Martite (blanc) remplaçant la magnétite cristalline. Kletno. Lumière  
réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Część fot. 4. Pow. ok.  $\times 190$   
Fragment de phot. 4.  $\times$  d'environ 190



Fot. 1



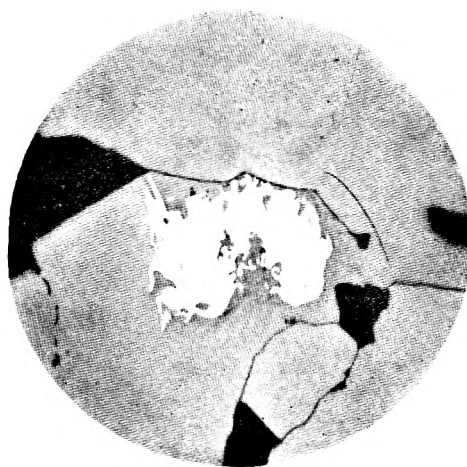
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

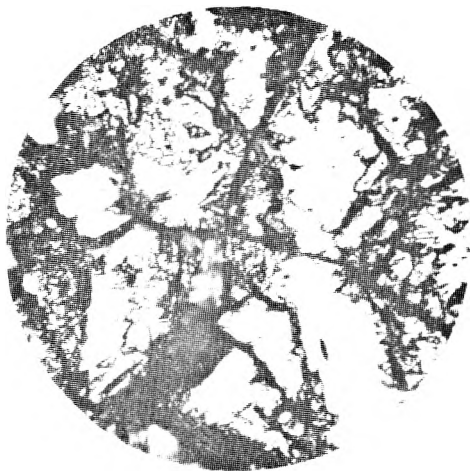


Fot. 5

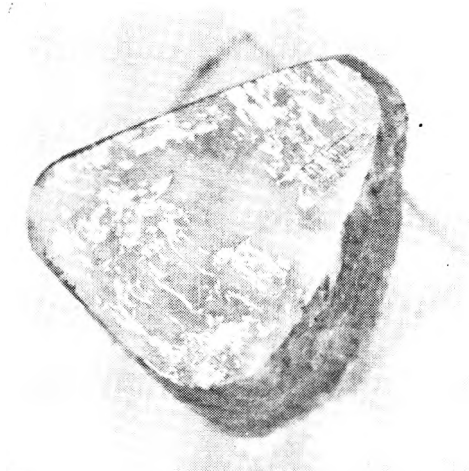
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXII  
PLANCHE XXII

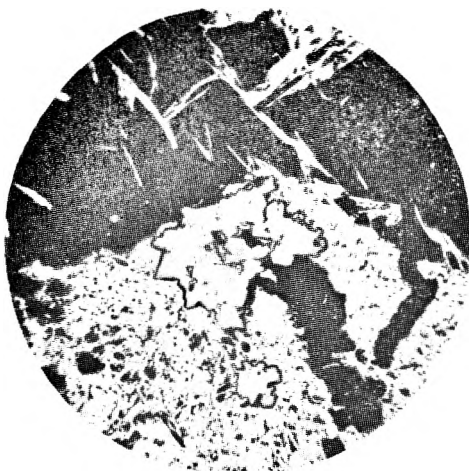
- Fot. 1. Magnetyt trawiony HCl — figury trawienia. Trawienie rozpoczyna się od pęknięć i brzegów kryształów. Kletno. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite décapée par HCl — figures de décapage. Decapage commence à partir des cassures et des bords des cristaux. Kletno. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 2. Wydzielenia magnetytu oraz igielkowatego hematytu. Sanikl koło Moravskeho Berouna. Pow. ok.  $\times 1.8$   
Associations de magnétite et d'hématite en aiguilles. Sanikl près de Mor. Beroun.  $\times$  d'environ 1.8
- Fot. 3. Magnetyt w agregacie martytowo-hematytowym. Sanikl koło Moravskeho Berouna. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite dans un agrégat de martite-hématite. Sanikl près de Mor. Beroun. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Magnetyt częściowo wyparty przez martyt — a. Martyt z hematytem — b. Sanikl koło Moravskeho Berouna. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Agrégat de magnétite remplacée en parties par la martite — a. Martite avec l'hématite — b. Sanikl près de Mor. Beroun. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Kryształy magnetytu (szary) partiami wyparte przez hematyt (biały). Sanikl koło Moravskeho Berouna. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Cristaux de magnétite (gris) remplacés partiellement par l'hématite (blanc). Sanikl près de Mor. Beroun. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 6. Magnetyt krystaliczny — trawiony HCl. Biały — martyt. Sanikl koło Moravskeho Berouna. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite cristalline — décapée par HCl. Blanc — martite. Sanikl près de Mor. Beroun. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190



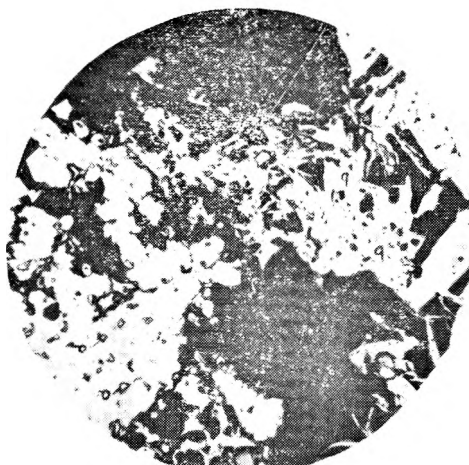
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

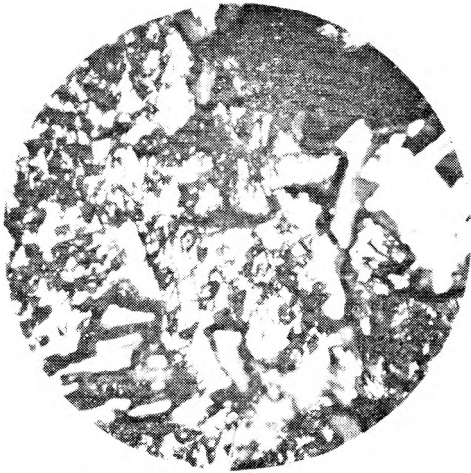


Fot. 6

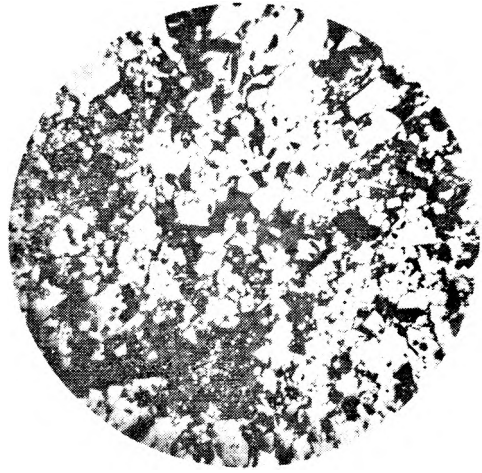
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXIII  
PLANCHE XXIII

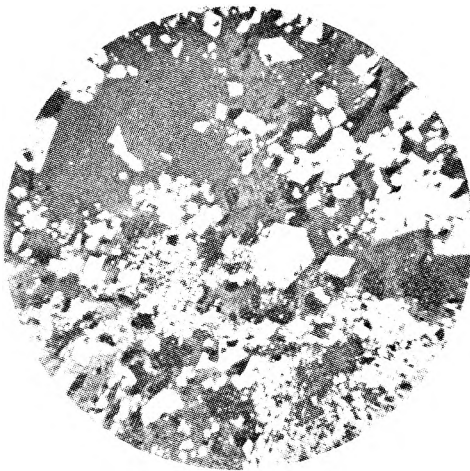
- Fot. 1. Magnetyt krystaliczny. Trawiony HCl. Sanikl koło Moravskeho Berouna. Światło odbite. Pow. ok.  $\times$  190
1. Magnétite cristalline. Décapée par HCl. Sanikl près de Mor. Beroun. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 2. Magnetyt różnokrystaliczny. Horni Benešov. Światło odbite. Pow. ok.  $\times$  50  
Magnétite hétérocristalline. Hor. Benešov. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Magnetyt różnokrystaliczny. Horni Benešov. Światło odbite. Pow. ok.  $\times$  50  
Magnétite hétérocristalline. Hor. Benešov. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Magnetyt krystaliczny. Trawiony HCl. Horni Benešov. Światło odbite. Pow. ok.  $\times$  50  
Magnétite cristalline. Décapée par HCl. Hor. Benešov. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Magnetyt krystaliczny. Trawiony HCl. Horni Benešov. Światło odbite. Pow. ok.  $\times$  190  
Magnétite cristalline. Décapée par HCl. Hor. Benešov. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 6. Magnetyt drobnokrystaliczny. Králova. Światło odbite. Pow. ok.  $\times$  50  
Magnétite hétérocristalline. Králova. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50



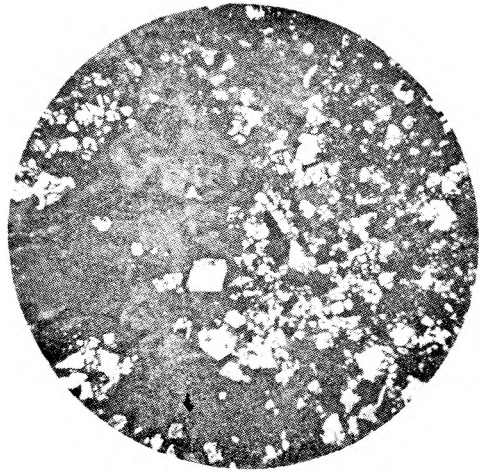
Fot. 1



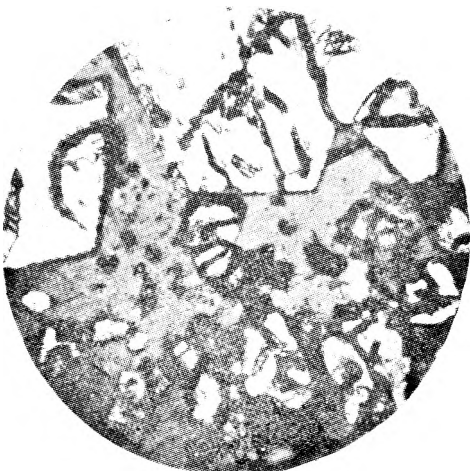
Fot. 2



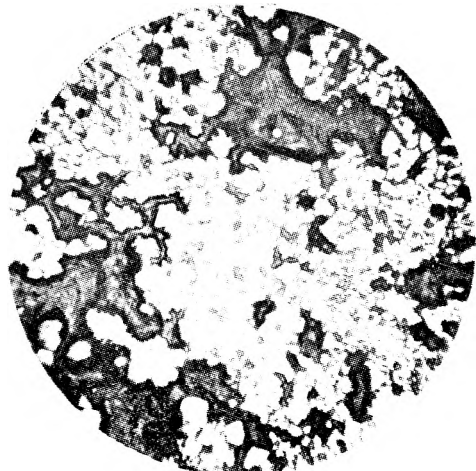
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



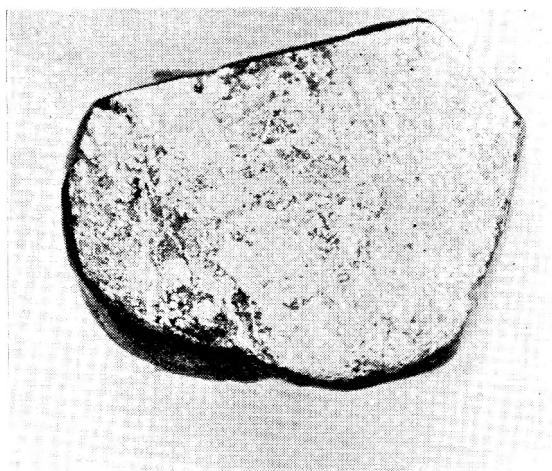
Fot. 6

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

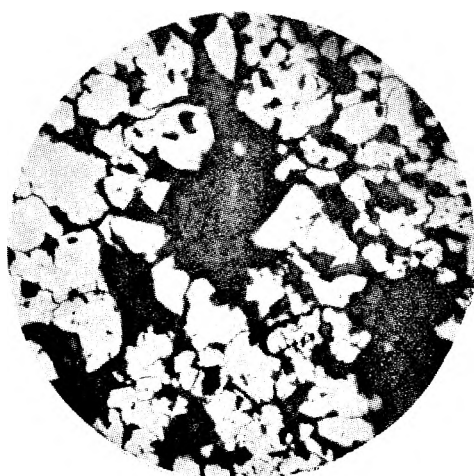


PLANSZA XXIV  
PLANCHE XXIV

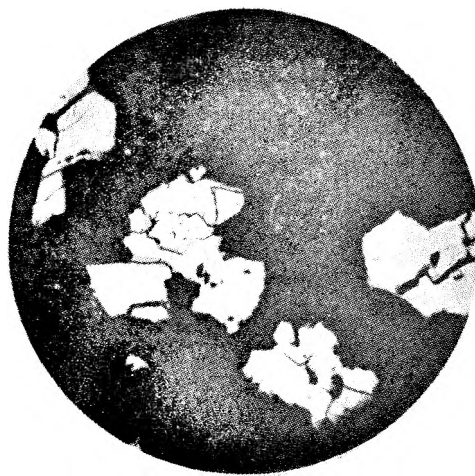
- Fot. 1. Różnokrystaliczna ruda magnetytowa. Králova. Pow. ok.  $\times 1.8$   
Minéral à magnétite hétérocrystalline. Králova.  $\times$  d'environ 1.8
- Fot. 2. Magnetyt krystaliczny wypierany przez martyt (biały). Králova. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnetite cristalline remplacée par la martite (blanc). Králova. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 3. Magnetyt krystaliczny wypierany przez martyt. Králova. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnetite cristalline remplacée par la martite. Králova. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 4. Magnetyt krystaliczny. Králova. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnetite cristalline. Králova. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Popękany magnetyt wypierany przez martyt (biały). Králova. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnetite crevassée remplacée par la martite (blanc). Králova. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190



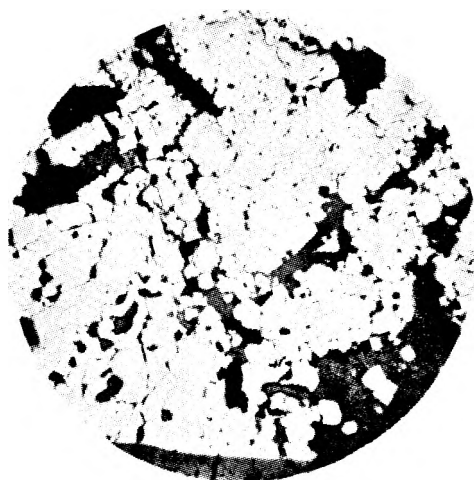
Fot. 1



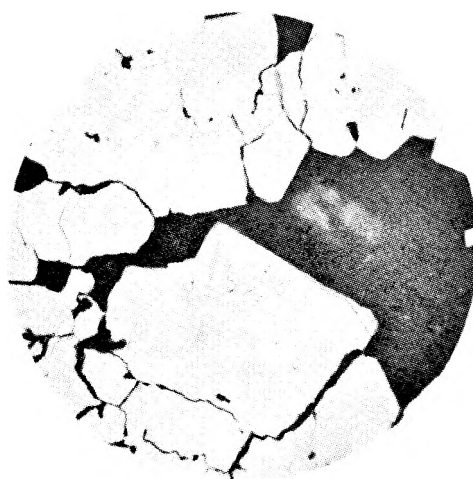
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

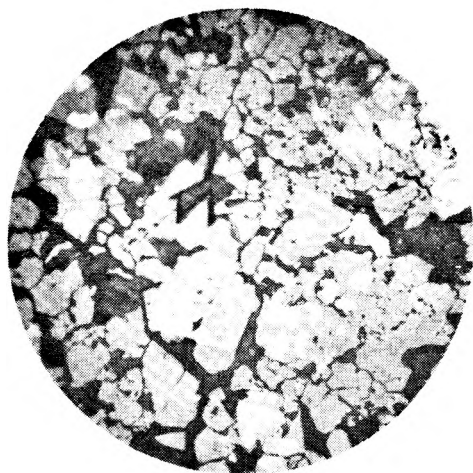


Fot. 5

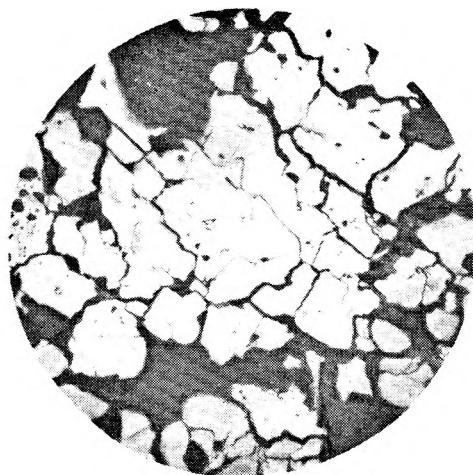
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXV  
PLANCHE XXV

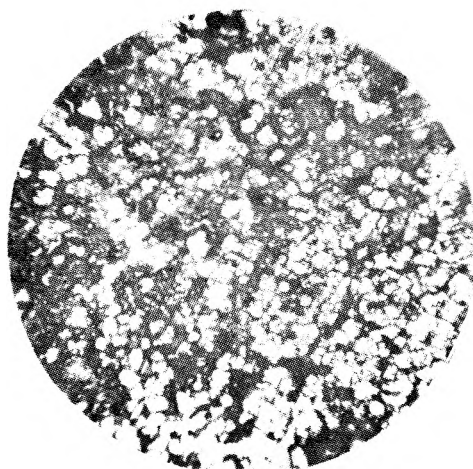
- Fot. 1. Magnetyt wypierany przez matryt. Králova. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite remplacée par la martite. Králova. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 2. Popękany magnetyt wypierany przez martyt. Králova. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite crévassée remplacée par la martite. Králova. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 3. Magnetyt. Trawiony HCl. Králova. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite. Décapée par HCl. Králova. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Magnetyt. Trawiony HCl. Králova. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite. Décapée par HCl. Králova. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 5. Kwarcyt żelazisty, magnetytowy. Krzywy Róg.  $\frac{3}{4}$  wielkości naturalnej.  
Quartzite ferrugineux à magnétite. Krivoi Rog.  $\frac{3}{4}$  de grandeur naturelle.



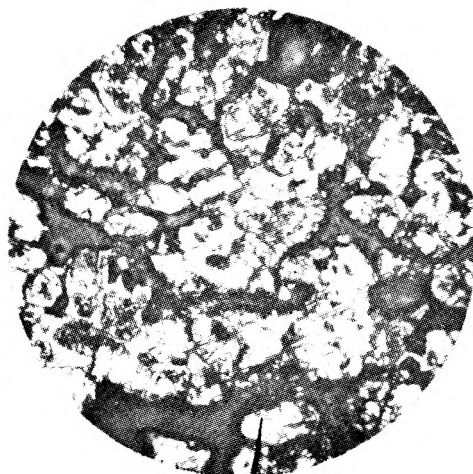
Fot. 1



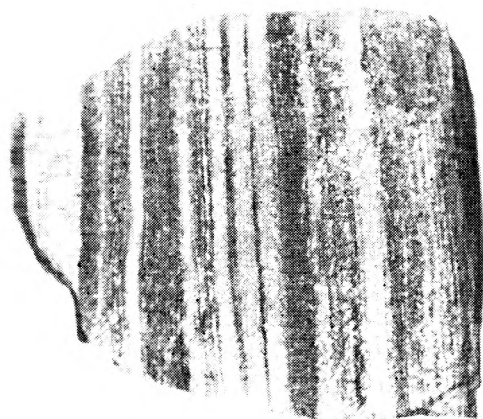
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

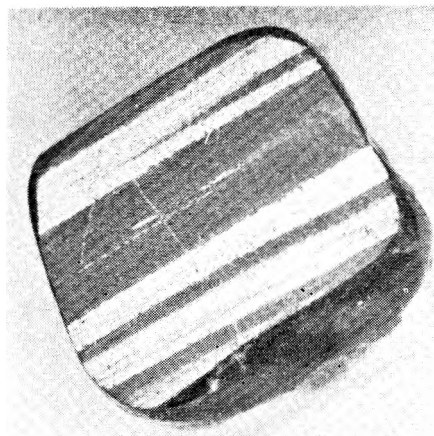


Fot. 5

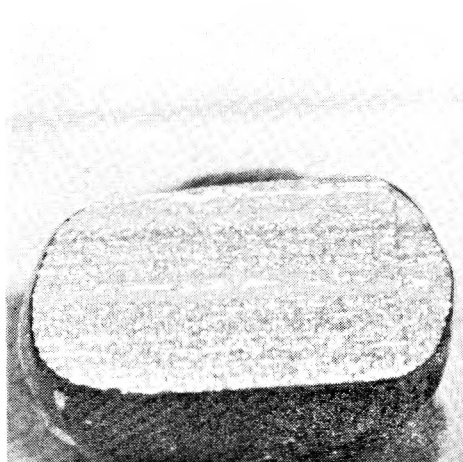
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXVI  
PLANCHE XXVI

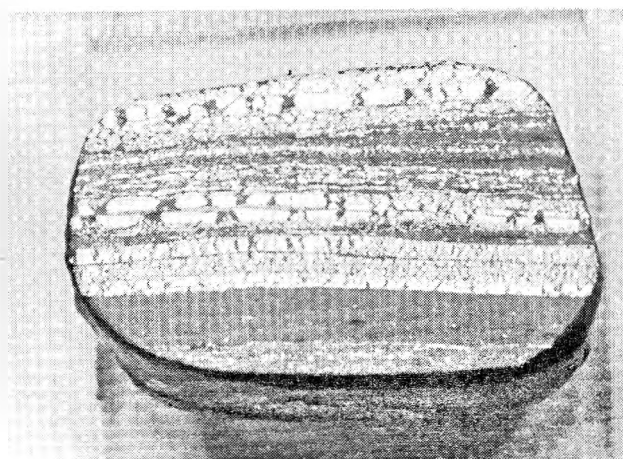
- Fot. 1. Warstewkowa ruda magnetytowo-hematytowo-martytowa (jasnoszara). Szare — kwarc z rozpylonym hematytem. Krzywy Róg. Pow. ok.  $\times 2,1$   
Minerai rubanné à magnétite, hématite et martite (gris clair). Gris — quartz à l'hématite dispersée. Krivoi Rog.  $\times$  d'environ 2,1
- Fot. 2. Drobnowarstewkowe wydzielenia magnetytowo-hematytowo-martytowe w kwarcytach żelazistych. Krzywy Róg. Pow. ok.  $\times 2,8$   
Associations microrubannées de magnétite, hématite et martite dans les quartzites ferrugineux. Krivoi Rog.  $\times$  d'environ 2,8
- Fot. 3. Warstewkowa ruda magnetytowo-hematytowo-martytowa. Szare — kwarc z rozpylonym hematytem. Krzywy Róg. Pow. ok.  $\times 2,8$   
Minerai rubanné à magnétite, hématite et martite. Gris — quartz à l'hématite dispersée. Krivoi Rog.  $\times$  d'environ 2,8
- Fot. 4. Warstewkowa ruda martytowo-hematytowa. Krzywy Róg. Pow. ok.  $\times 2,1$   
Minerai rubanné à martite et hématite. Krivoi Rog.  $\times$  d'environ 2,1



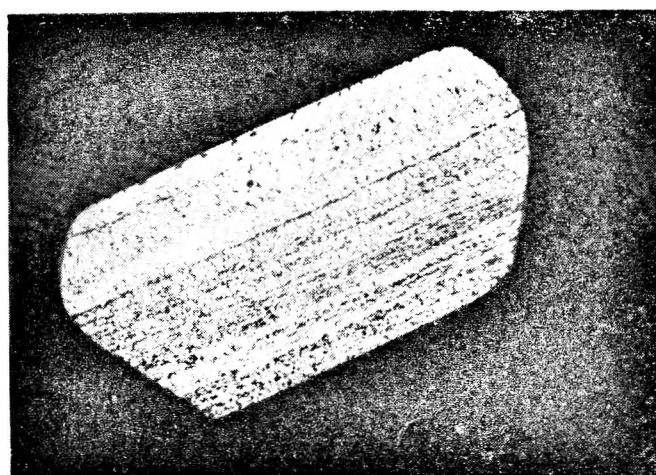
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



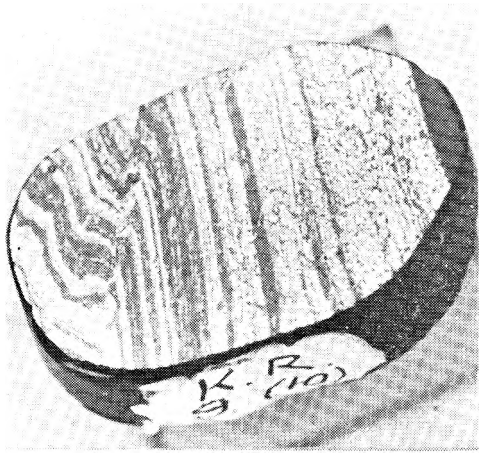
Fot. 4

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXVII  
PLANCHE XXVII

- Fot. 1. Kwarcyt żelazisty martytowo-hematytowy. Krzywy Róg. Pow. ok.  $\times 2.1$   
Quartzite ferrugineux à martite et hématite. Krivoï Rog.  $\times$  d'environ 2.1
- Fot. 2. Kwarcyt żelazisty magnetytowo-martytowo-hematytowy. Krzywy Róg.  
Pow. ok.  $\times 2$   
Quartzite ferrugineux à magnétite, martite et hématite. Krivoï Rog.  
 $\times$  d'environ 2
- Fot. 3. Kwarcyt żelazisty z martytem (szary) przechodzący w rudę martytową (jasnoszarą), z wyklinowującymi się w rudzie warstewkami kwarcytowymi. Krzywy Róg.  $\frac{3}{4}$  wielkości naturalnej  
Quartzite ferrugineux à martite (gris) passant en minerai à martite (gris clair) avec l'amincissement de la puissance des lits quartziteux. Krivoï Rog.  $\frac{3}{4}$  de grandeur naturelle
- Fot. 4. Ruda lita ze sfałdowanymi wydzieleniami martytu. Krzywy Róg. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Minerai compact avec les agrégats plissés de martite. Krivoï Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Kierunkowy hematyt z resztkami magnetytu (szare). Krzywy Róg. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Hématite orientée avec les restes de magnétite (gris). Krivoï Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50

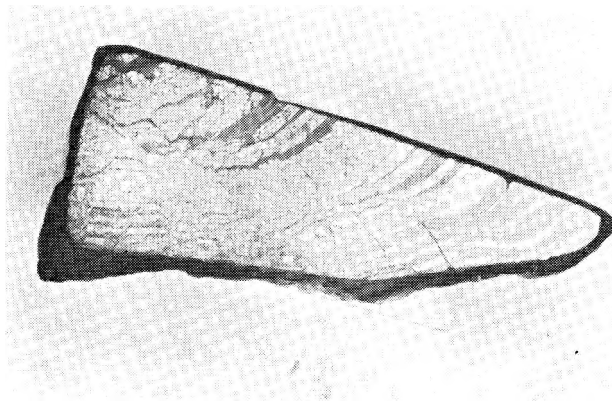




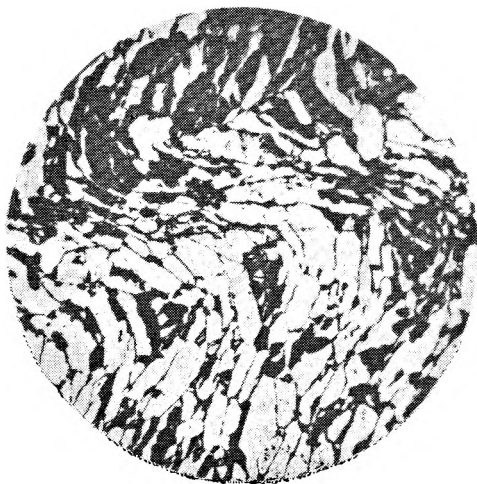
Fot. 1



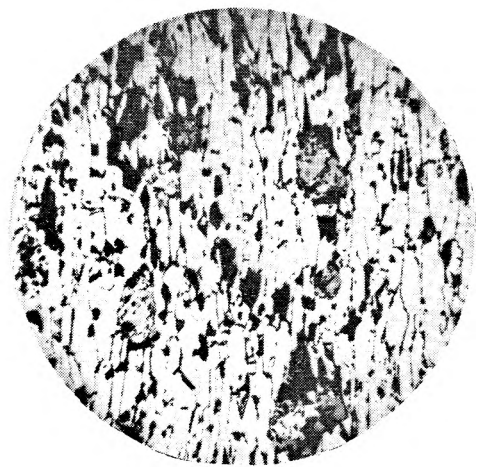
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

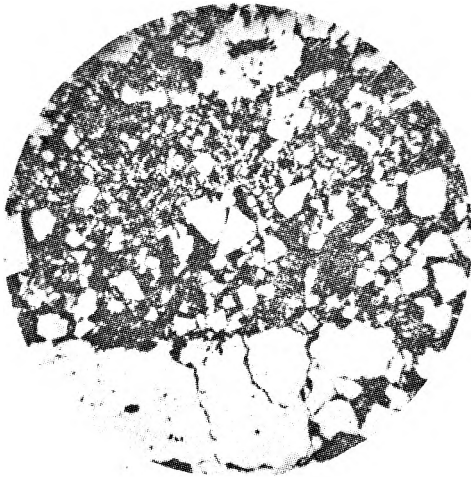


Fot. 5

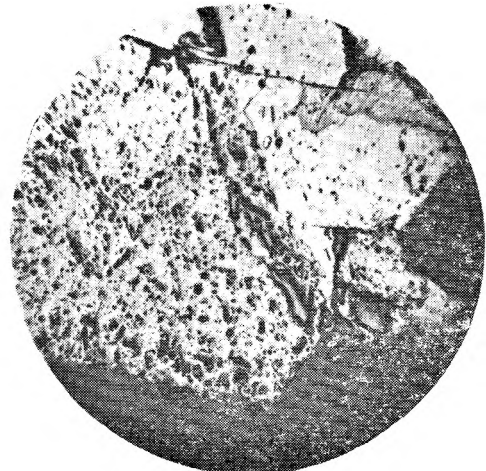
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXVIII  
PLANCHE XXVIII

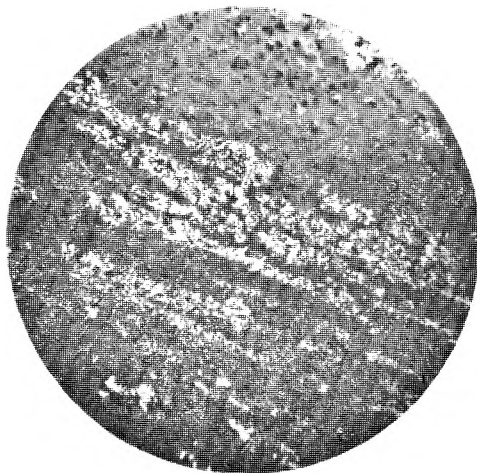
- Fot. 1. Skupienia martytu w kwarcycie żelazistym. Krzywy Róg. Światło odbite.  
Pow. ok.  $\times 50$   
Associations de martite dans le quartzite ferrugineux. Krivoi Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 2. Martyt (jasnoszary) z resztkami magnetytu (szary). Krzywy Róg. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Martite (gris clair) avec les restes de magnétite (gris). Krivoi Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Smugi magnetytowo-martytowe wśród mineralów nierudnych. Krzywy Róg. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Trainées de magnétite et martite parmi la gangue. Krivoi Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Resztki magnetytu (szary) w martycie (biały). Krzywy Róg. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Restes de magnétite (gris) dans la martite (blanc). Krivoi Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Resztki magnetytu w martycie. Wydzielenia igielkowate — hematyt. Krzywy Róg. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Restes de magnétite dans la martite. Formes en aiguilles — hématite. Krivoi Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 6. Smugi rudne z resztkami magnetytu w martycie. Krzywy Róg. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Trainées de minéral avec les restes de magnétite dans la martite. Krivoi Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50



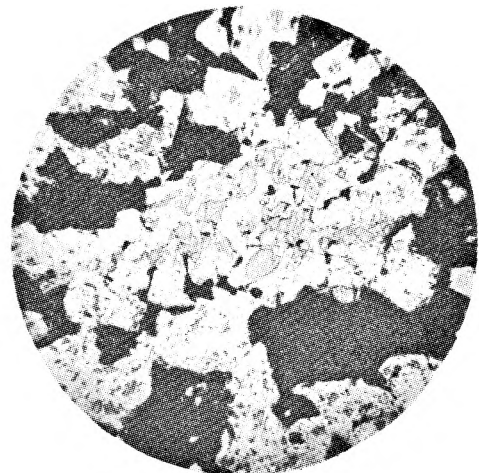
Fot. 1



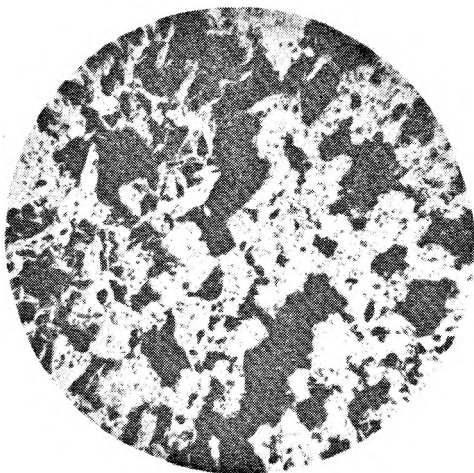
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

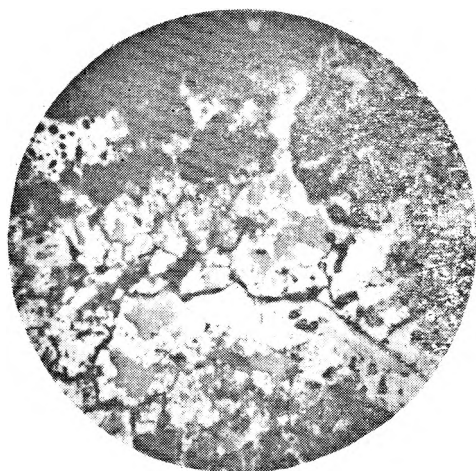


Fot. 6

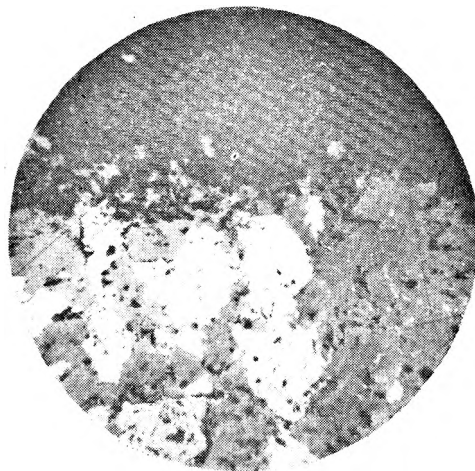
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXIX  
PLANCHE XXIX

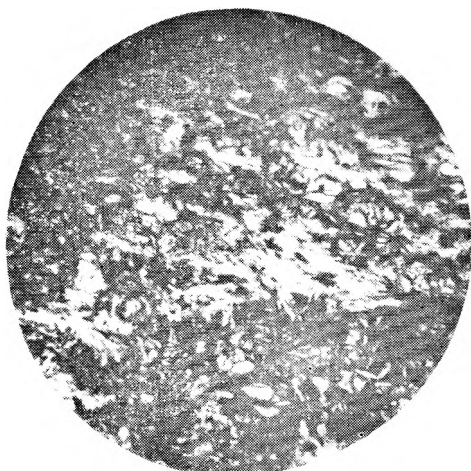
- Fot. 1. Resztki magnetytu (szary) w martycie (jasnoszary). Wzdłuż pęknięć i od brzegów ziarn wypieranie getytem (ciemnoszary). Krzywy Róg. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Restes de magnétite (gris) dans la martite (gris clair). Le long des crevasses et à partir des bords des grains ils sont remplacés par la goethite (gris sombre). Krivoï Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 2. Smuga rudna — resztki magnetytu w getycie. Czarne — minerały nierudne. Krzywy Róg. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Trainée de minerai — restes de magnétite dans la goethite. Noir — gangues. Krivoï Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Wydzielenia hematytu i martytu. Czarne — minerały nierudne. Krzywy Róg. Pow. ok.  $\times 190$   
Association d'hématite et de martite. Noir — gangue. Krivoï Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 4. Pasma rudne martytu z resztkami magnetytu. Widoczne wygięcie pasm rudnych związane z faldowaniem. Krzywy Róg. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Rubans de minerai à martite avec les restes de magnétite. On voit une courbure des rubans de minerai, causée par le plissement. Krivoï Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Resztki magnetytu w martycie. Krzywy Róg. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Restes de magnétite dans la martite. Krivoï Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 6. Magnetyt drobnokrystaliczny. Trawiony HCl. Krzywy Róg. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite microcristalline. Décapée par HCl. Krivoï Rog. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50



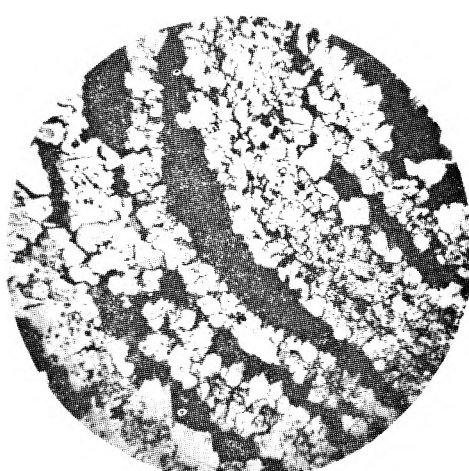
Fot. 1



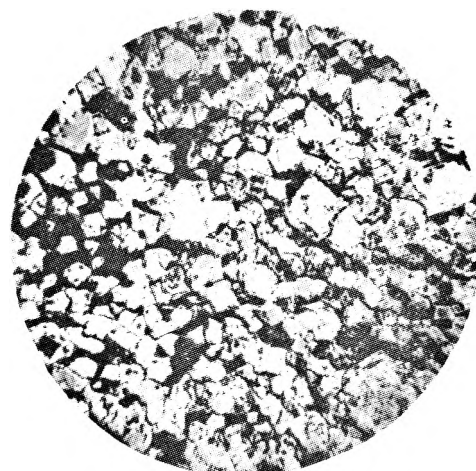
Fot. 2



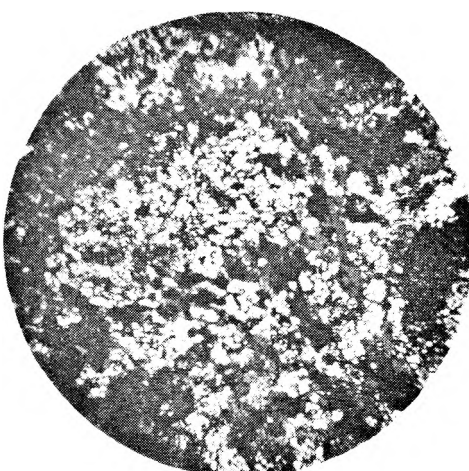
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

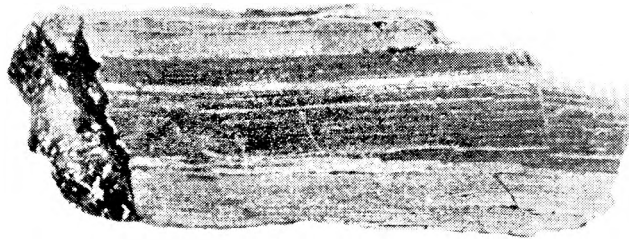
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXX  
PLANCHE XXX

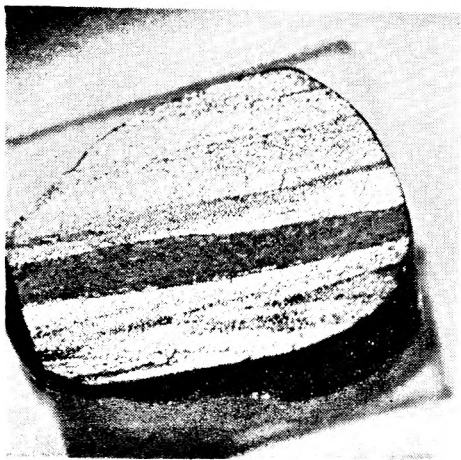
- Fot. 1. Ruda warstewkowa, Kwarecyt żelazisty, Kurska Anomalia Magnetyczna.  
0,6 wielkości naturalnej  
Minerai rubanné. Quartzite ferrugineux. Anomalie Magnétique de Koursk.  
0,6 de grandeur naturelle
- Fot. 2. Kwarecyt żelazisty, Kurska Anomalia Magnetyczna. # 1 wielkości naturalnej  
Quartzite ferrugineux. Anomalie Magnetique de Koursk. # 1 de grandeur  
naturelle
- Fot. 3. Warstewkowa ruča magnetytowo-martytowa, Kurska Anomalia Magnetyczna.  
Pow. ok.  $\times 1,8$   
Minerai rubanne de magnetite-martite. Anomalie Magnétique de Koursk.  
 $\times$  d'environ 1,8
- Fot. 4. Martyt z resztkami magnetytu, Kurska Anomalia Magnetyczna. Światło od-  
bite. Pow. ok.  $\times 50$   
Martite avec les restes de magnétite. Anomalie Magnétique de Koursk  
Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50



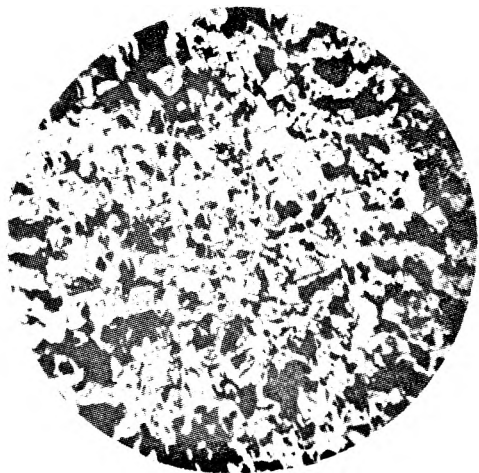
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



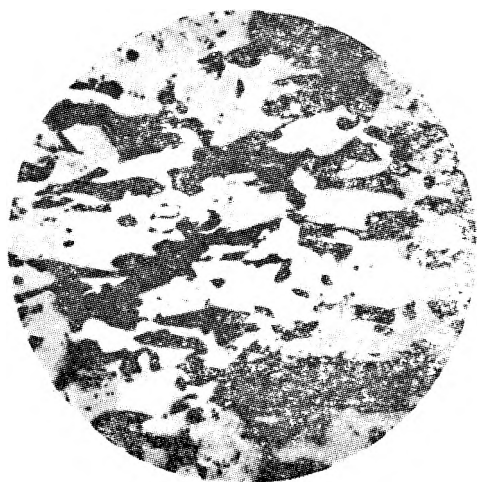
Fot. 4

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues



PLANSZA XXXI  
PLANCHE XXXI

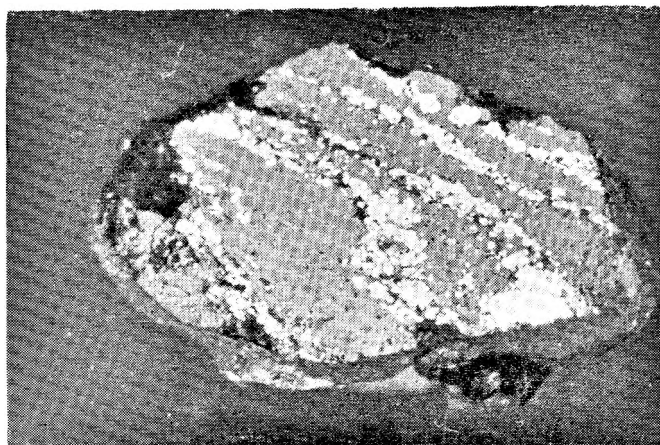
- Fot. 1. Martyt. Kurska Anomalia Magnetyczna. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Martite. Anomalie Magnétique de Kursk. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 2. Martyt z resztkami magnetytu. Kurska Anomalia Magnetyczna. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Martite avec les restes de magnétite. Anomalie Magnétique de Kursk. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 3. Kierunkowe skupienia magnetytu, lokalnie sfaldowane. Oleniegorsk. Pow. ok.  $\times 2,5$   
Agrégats orientés de magnétite, localement plissés. Oleniegorsk.  $\times$  d'environ 2,5
- Fot. 4. Magnetyt krystaliczny. Oleniegorsk. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite cristalline. Oleniegorsk. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Magnetyt krystaliczny, spękany. Oleniegorsk. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite cristalline crevassée. Oleniegorsk. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50



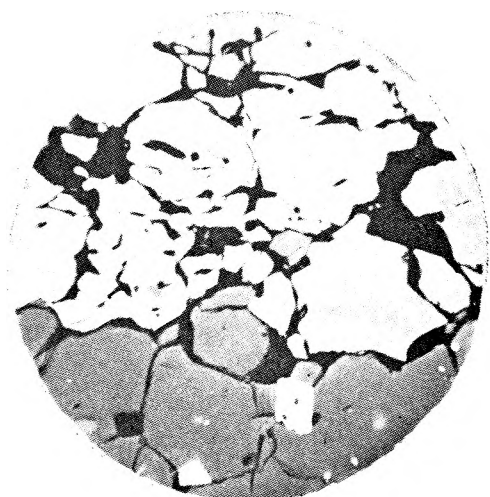
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

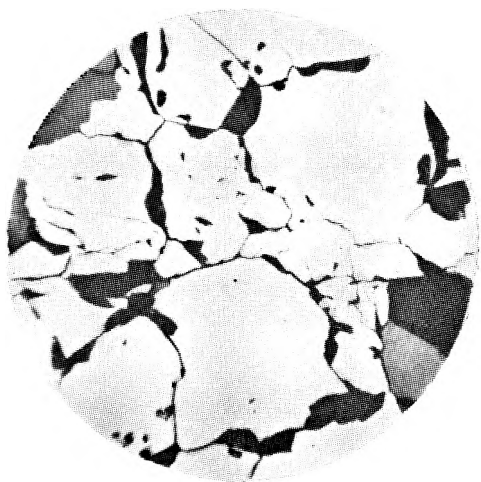


Fot. 5

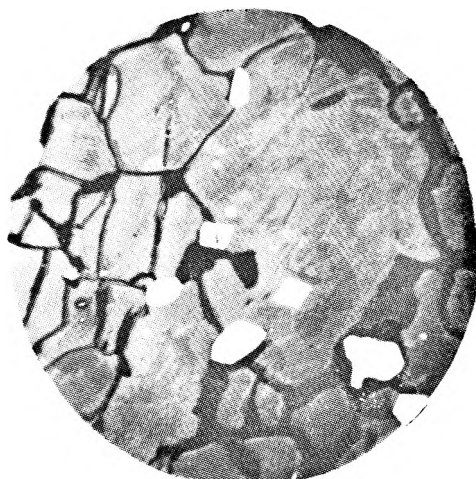
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXXII  
PLANCHE XXXII

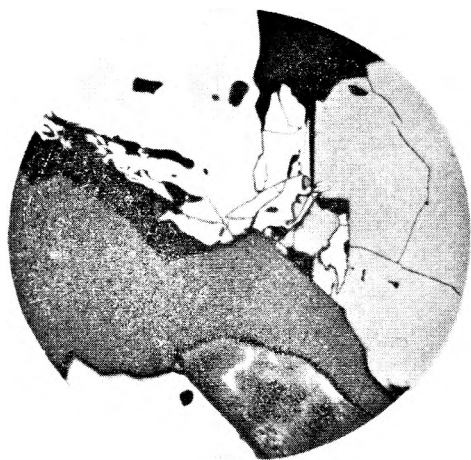
- Fot. 1. Magnetyt różnokrystaliczny. Oleniegorsk. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite hétérocrystalline. Oleniegorsk. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 2. Kryształy magnetytu wśród mineralów nierudnych. Oleniegorsk. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Cristaux idiomorphes de magnétite dans la gangue. Oleniegorsk. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Wypieranie magnetytu (szary) przez martyt (biały). Oleniegorsk. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Remplacement de magnétite (gris) par martite (blanc). Oleniegorsk. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 4. Ilmenit (szara smuga) w martycie. Czarne — szczeliny spękań. Oleniegorsk. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Ilménite (trainée grise) dans la martite. Noir — crevasses. Oleniegorsk. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 5. Resztki magnetytu (szary) w martycie (jasnoszary). W martycie widoczne smugi ilmenitu. Oleniegorsk. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Restes de magnétite (gris) dans la martite (gris clair). On voit les trainées d'ilménite dans la martite. Oleniegorsk. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 6. Magnetyt lekko trawiony HCl. Większe kryształy wytrawiły się zgodnie z kierunkami spękań. Oleniegorsk. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Magnétite peu décapée par HCl. Cristaux plus grands sont décapés conformément aux directions de clivage. Oleniegorsk. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50



Fot. 1



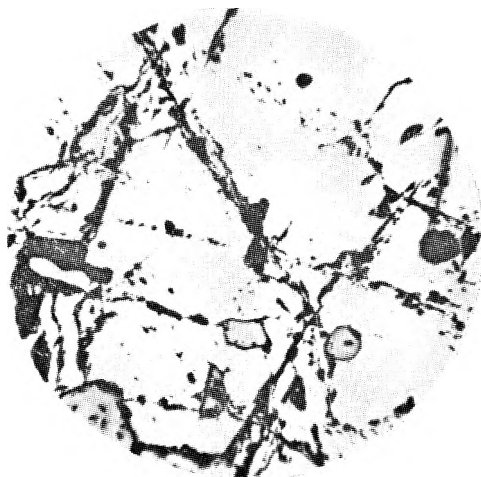
Fot. 2



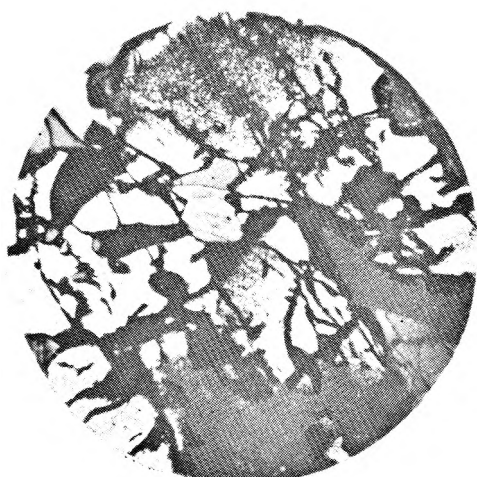
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

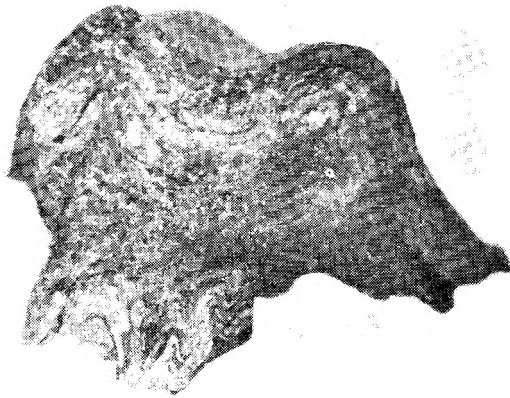


Fot. 6

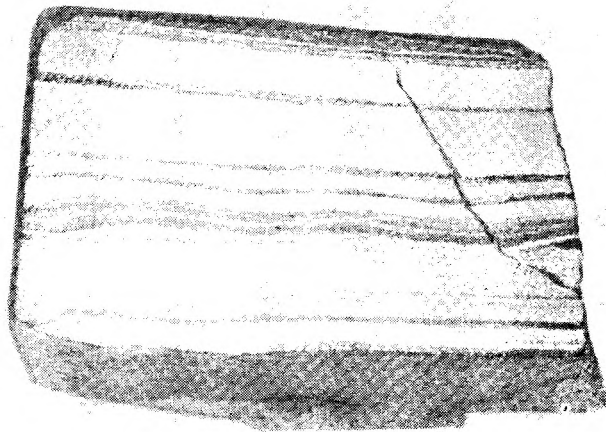
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gîtes métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXXIII  
PLANCHE XXXIII

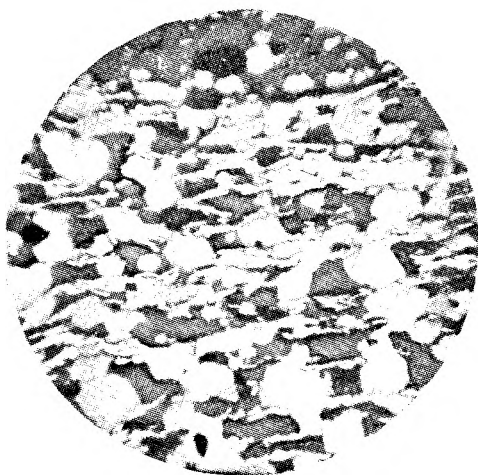
- Fot. 1. Kwarcyt żelazisty z widoczną mikrotektoniką. Jasne smugi zbudowane są z krzemionki, ciemne — z mineralów żelaza. Syda.  $\frac{3}{4}$  wielkości naturalnej  
Quartzite ferrugineux, sa microtectonique visible. Trainées claires sont composées de silice, sombres — de minéraux de fer. Syda.  $\frac{3}{4}$  de grandeur naturelle
- Fot. 2. Warstewkowe wydzielenia magnetytu i hematytu w kwarcyte żelazistym. Syda. Pow. ok.  $\times 2,5$   
Associations rubannées de magnétite et d'hématite dans la quartzite ferrugineux. Syda.  $\times$  d'environ 2,5
- Fot. 3. Równoległe kierunkowe wydzielenia magnetytu i hematytu w smugach rudnych. Syda. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Agrégats parallèles, orientés de magnétite et d'hématite dans les trainées de minerai. Syda. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Wydzielenia magnetytu (szary) i hematytu (jasnoszary). Wśród hematytu widoczne resztki nie zastąpionego magnetytu. Syda. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Associations parallèles, orientées de magnétite (gris) et d'hématite (gris clair). Parmi l'hématite on voit les restes de magnétite non remplacée. Syda. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



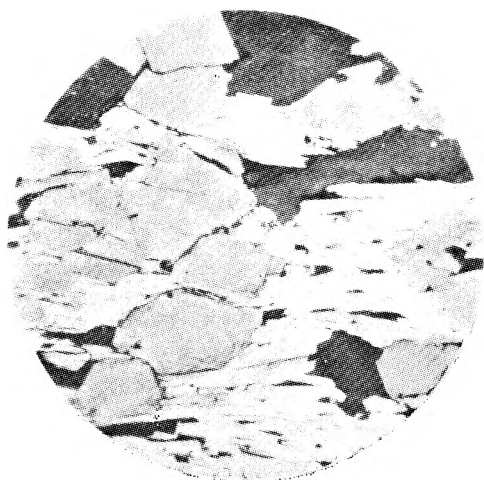
Fot. 4

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

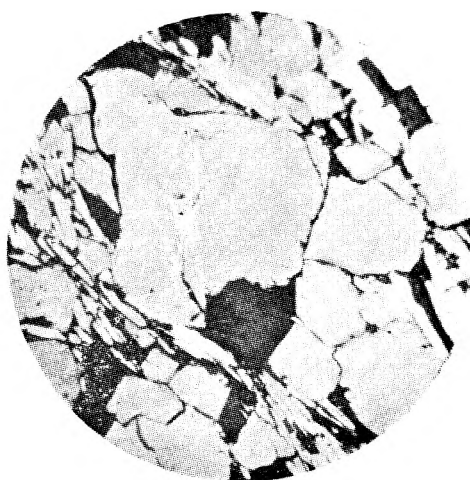
PLANSZA XXXIV  
PLANCHE XXXIV

- Fot. 1. Magnetyt (szary) oraz hematyt (jasnoszary). Od brzegów zgodnie z kierunkami lupliwości magnetyt zastępowany jest hematytem. Syda. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Magnétite (gris) et hématite (gris clair). Magnétite est remplacée par l'hématite à partir de bords, suivant les directions de clivage. Syda. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 2. Magnetyt (szary) z hematytem (jasnoszary). Syda. Światło odbite. Pow. ok. 190  
Magnétite (gris) et hématite (gris clair). Syda. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 3. Ruda magnetytowo-hematytowa. W polu nierudnym (ciemnoszare) występują wydłużone skupienia muszkietowitu. Syda. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Minerai à magnétite et hématite. Dans le champ de la gangue (gris sombre) il y a des formes allongées de mousketovite. Syda. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Wydzielenia muszkietowitu. Syda. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Agrégats de mousketovite. Syda. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 5. Wydzielenia hematytu (biały) w rudzie pasemkowej. Syda. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Agrégats d'hématite (blanc) dans le minerai rubané. Syda. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 6. Ruda magnetytowo-hematytowa. Magnetyt częściowo wytrawiony HCl. Hematyt tworzy wydzielenia blaszkowe. Syda. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Minerai à magnétite et hématite. Magnétite découpée en partie par HCl. Hématite forme les agrégats des lamines. Syda. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190

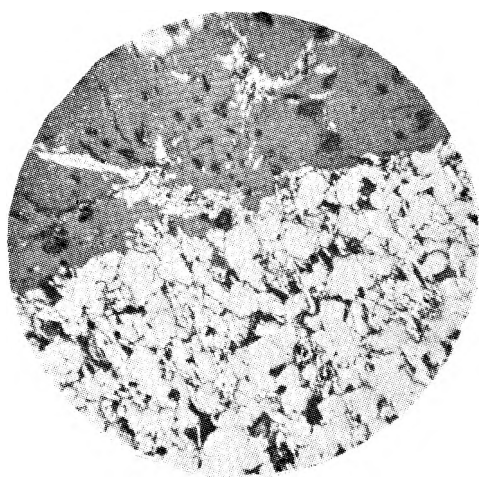




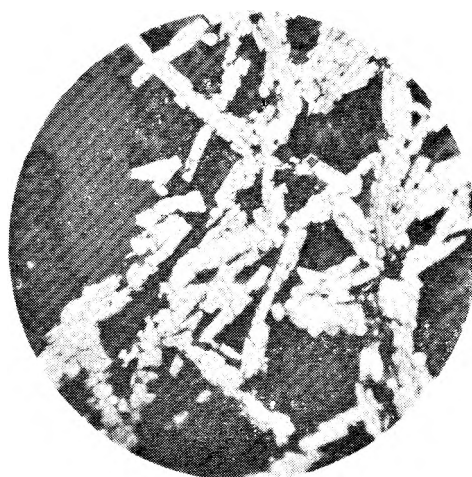
Fot. 1



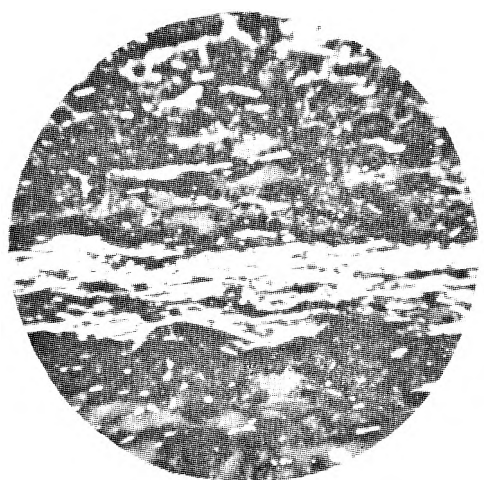
Fot. 2



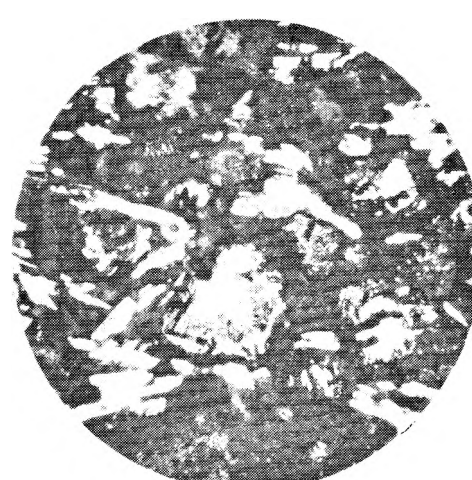
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

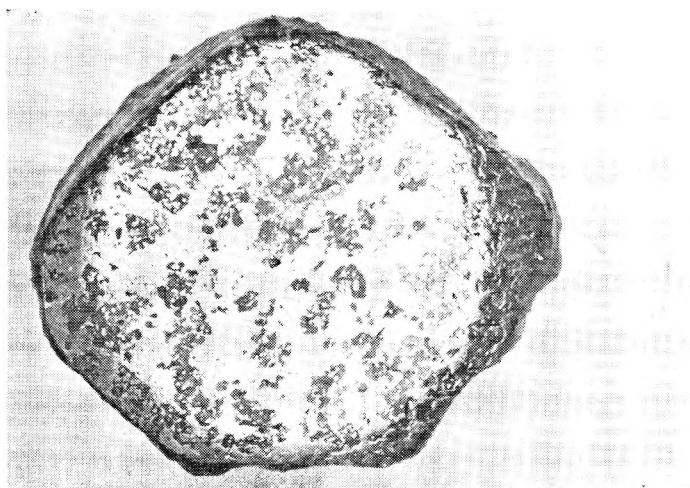


Fot. 6

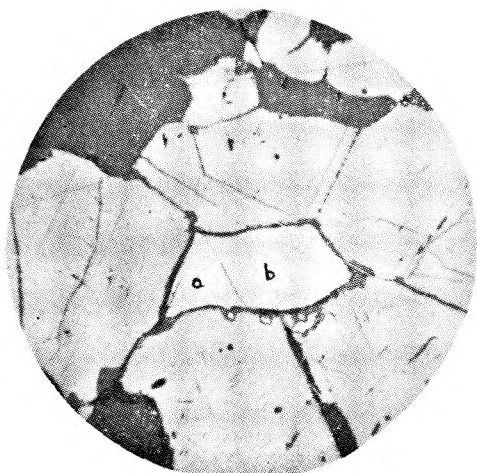
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXXV  
PLANCHE XXXV

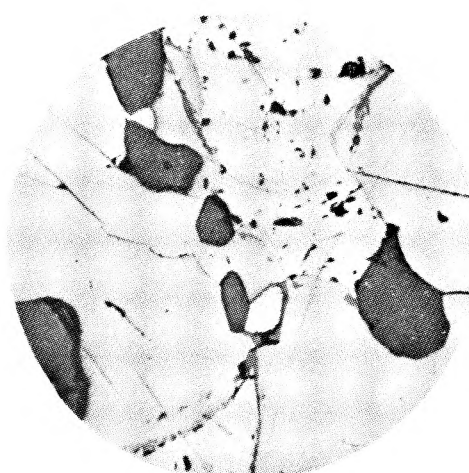
- Fot. 1. Bezkielkowa struktura mineralizacji magnetytowej (jasnoszarej) z siarcz-  
kami (białe kropki). Północno-wschodnia Polska. Pow. ok.  $\times 1,7$   
Texture désordonnée de la mineralisation à magnétite (gris clair) avec les  
sulfures (points blancs). Pologne du NE.  $\times$  d'environ 1,7
- Fot. 2. Wydzielenie pirotynu (a) i pentlandytu (b) wśród minerałów tytano-  
magnetytowych. Północno-wschodnia Polska. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Association de pyrrhotine (a) et de pentlandite (b) parmi les minerais  
titanomagnétiques. Pologne du NE. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Ilmenit — szary, tytanomagnetyt — jasnoszary, pirotyn — biały. Północno-  
-wschodnia Polska. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Ilménite — gris, titanomagnétite — gris clair, pyrrhotine blanc. Pologne  
du NE. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Tytanomagnetyt z igielkowymi wrostkami ilmenitu. Północno-wschodnia  
Polska. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
Titanomagnétite avec des inclusions aiguilliformes de l'ilménite. Pologne  
du NE. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 5. Tytanomagnetyt — z igielkowymi wrostkami ilmenitu. Północno-wschodnia  
Polska. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
Titanomagnétite avec les inclusions aiguilliformes de l'ilménite. Pologne  
du NE. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190



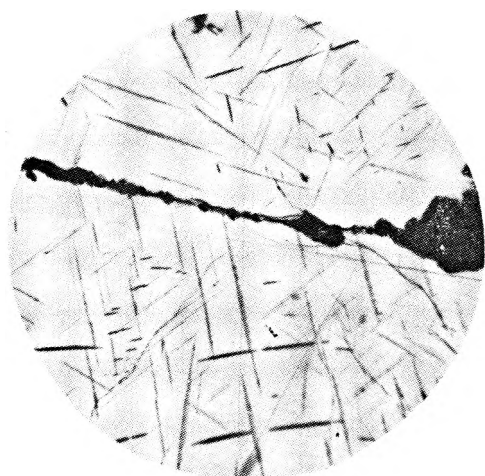
Fot. 1



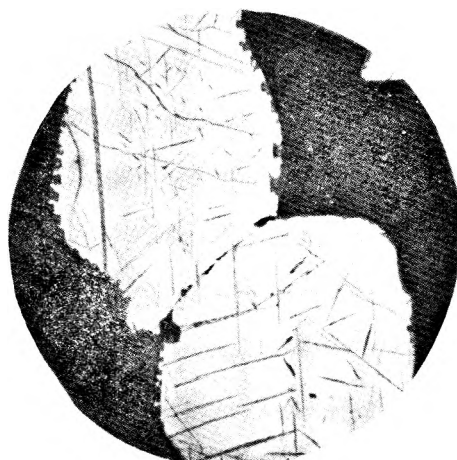
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



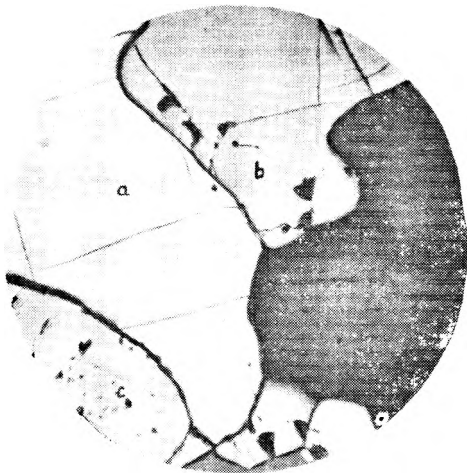
Fot. 5

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites metamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXXVI

PLANCHE XXXVI

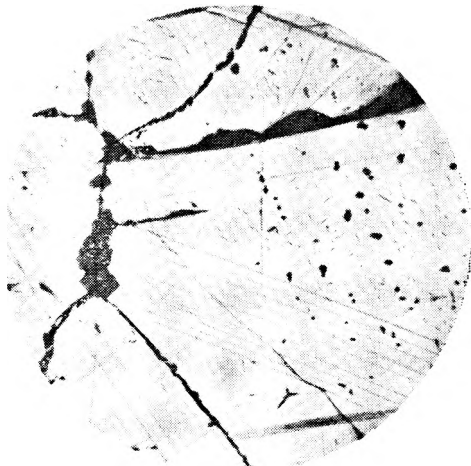
- Fot. 1. Pirotytyn (*a*) wśród ilmenitu (*b*) i tytanomagnetytu (*c*). W pirotytnie widoczne początkowe fazy zastępowania pentlandytem. Północno-wschodnia Polska. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
 Pyrrhotine (*a*) entre ilménite (*b*) et titanomagnétite (*c*). Dans la pyrrhotine on voit les phases initiales du remplacement par la pentlandite. Pologne du NE. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 2. Ilmenit (*a*) z obwódką reakcyjną spinelu na kontakcie z tytanomagnetytem (*b*), *c* — siarczki, ciemnoszare — minerały niekruszcowe. Północno-wschodnia Polska. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
 Ilménite (*a*) avec la bordure de réaction des spinelles au contact de la titanomagnétite (*b*), *c* — sulfures, gris sombre — gangues. Pologne du NE. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Tytanomagnetyt. Północno-wschodnia Polska. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 50$   
 Titanomagnétite. Pologne du NE. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 4. Ilmenit (*a*) w magnetycie (*b*) ze spinelami (*c*). Hematyt biały. Północno-wschodnia Polska. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
 Ilménite (*a*) dans la magnétite (*b*) avec les spinelles (*c*). Hématite — blanc. Pologne du NE. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 5. Pentlandyt z siatką wiolarytu. Ciemnoszary — pirotytyn. Północno-wschodnia Polska. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
 Pentlandite avec une maille de la violaritée. Pyrrhotine — gris sombre. Pologne du NE. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190
- Fot. 6. Pentlandyt z widoczną miejscami siatką wiolarytu wypierający pirotytyn. Północno-wschodnia Polska. Światło odbite. Pow. ok.  $\times 190$   
 Pentlandite avec une maille de la violaritée visible par endroits remplaçant la pyrrhotine. Pologne du NE. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190



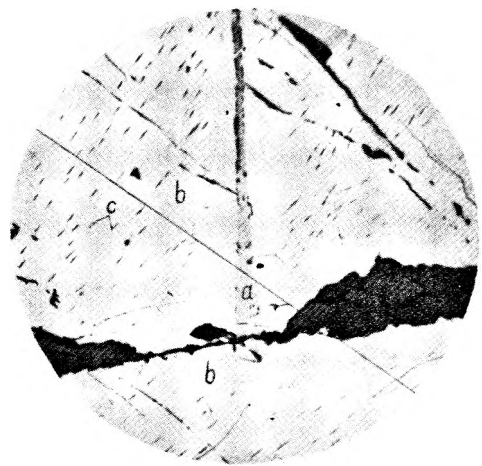
Fot. 1



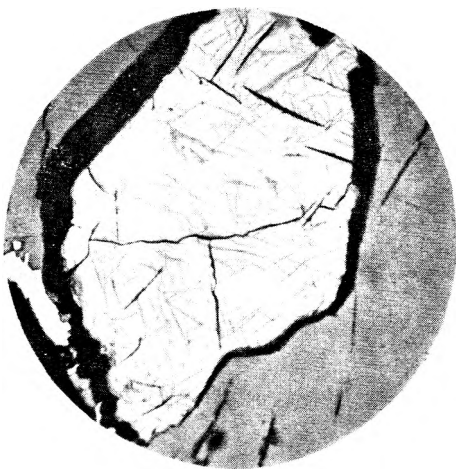
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

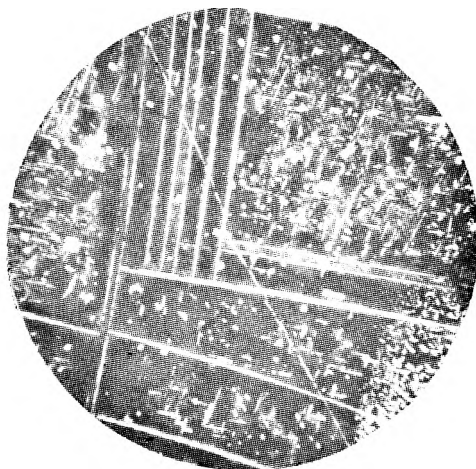


Fot. 6

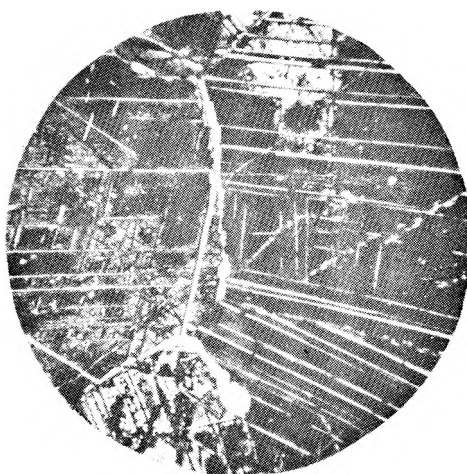
Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues

PLANSZA XXXVII  
PLANCHE XXXVII

- Fot. 1. Tytanomagnetyt trawiony HCl. Białe igły — ilmenit, Czarny — magnetyt. Północno-wschodnia Polska. Światło odbite. Pow. ok.  $\times$  50  
Titanomagnétite décapée par HCl. Inclusions irrégulières et allongées, (blanc) — ilménite, Noir — magnétite. Pologne du NE. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 2. Tytanomagnetyt — trawiony HCl. Białe nieregularne i igielkowate wrostki — ilmenit. Północno-wschodnia Polska. Światło odbite. Pow. ok.  $\times$  50  
Titanomagnétite — décapée par HCl. Pologne du NE, Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 50
- Fot. 3. Tytanomagnetyt — trawiony HCl. Północno-wschodnia Polska. Światło odbite. Pow. ok. 190  
Titanomagnétite — décapée par HCl. Pologne du NE. Lumière réfléchie.  $\times$  d'environ 190



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

Eugenia ZIMNOCH — Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu  
Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue  
de structure aux autres gisements analogues