

STANISŁAW JASKÓLSKI

ZŁOŻE ŁUPKÓW PIRYTONOŚNYCH W WIEŚCISZOWICACH¹ NA DOLNYM ŚLĄSKU I PRÓBA WYŚWIETLENIA JEGO GENEZY

(Tabl. I—IV i 3 fig.)

*On the origin of pyrite schists at Wieściszowice
(Lower Silesia)*

(Pl. I — IV and 3 figs.)

Treść. W łupkach krystalicznych wieku algoncko-staropaleozoicznego, tworzących suprakrustalną osłonę wokół granitu Karkonoszy na Dolnym Śląsku, występuje wąska strefa łupków serycytowo-chlorytowych impregnowanych pirytem w formie falbandu. Autor podaje mikroskopowe opisy łupków krystalicznych otaczających złoża i łupków ze strefy okruszczowania. Schlorytyzowane amfibolity, albitoidy i porfiroidy albitowe wraz z ich tufami, towarzyszące serii rudnej, okazały się złupkowanymi wylewami podmorskimi spilito-keratofirowymi.

Nad genezą złoża przeprowadzono dyskusję. Jest ono odpowiednikiem znanych złóż pirytowych na Uralu i na Kaukazie. Złoże należy do klasy złóż ekstruzywno-ekshalacyjno-osadowych i jest związane zgodnie z teorią J. A. Bilibina z początkowym magmatyzmem geosynklinalnym.

WSTĘP

Złoże pirytu w Wieściszowicach nie było dotychczas przedmiotem bardziej szczegółowego geologiczno-złożowego opracowania. Zwłaszcza geneza tego złoża przedstawia się zagadkowo w świetle ogólnikowych opisów i notatek. Dawniejsi geolodzy niemieccy, jak np. G. Berg (1913), W. E. Petraschek (1933) i inni sprawę upraszczali, przyjmując osadowe pochodzenie złoża, zostało ono następnie wtórnie przekrystalizowane pod wpływem metamorfozy regionalnej. Natomiast H. Schneiderhoehn (1958, str. 317) ma pod tym względem wątpliwości, skoro wyraża pogląd, że geneza złoża „jest mocno niejasna”. W powojennej polskiej literaturze można znaleźć pewne dane o złożu w artykułach R. Krajewskiego (1949), R. Nielubowicza i S. Jaskólskiego (1957), R. Nielubowicza (1958), wreszcie w zbiorowej pracy poświęconej surowcom metalicznym Polski (1960). S. Jaskólski (1961) przedstawia w tymczasowym komunikacie swoje poglądy na temat genezy złoża, które są w niniejszym artykule przedmiotem bardziej szczegółowych rozważań, głównie na podstawie jego pozycji geologicznej i studiów mikroskopowo-petrograficznych.

¹ Wieś Wieściszowice — Ronau w literaturze niemieckiej.

Badania nad złożem zostały wykonane wspólnie przez R. Nielubowicza i S. Jaskólskiego. Część pierwsza o treści geologiczno-górnicznej została opublikowana przez R. Nielubowicza (1958), część druga o treści geologiczno-petrograficznej jest przedmiotem niniejszego artykułu.

FORMA ZŁOŻA I JEGO POZYCJA GEOLOGICZNA

Wieś Wieściszowice (fig. 1) znajduje się w odległości około 4 km na południe od stacji kolejowej Marciszów na Dolnym Śląsku, leżącej na linii kolejowej Jelenia Góra — Wałbrzych. Łupki pirytonośne serycytowo-chlorytowe ciągną się na wschodnim zboczu Gór Łomnickich, poczynając od końca wsi, pasem wychodni około 200 m szerokim w kierunku południowym aż po Górę Szkarłatną, po czym stopniowo wyklinowują się i zanikają. W kierunku północnym pas łupków dochodzi wyraźnie do drogi Wieściszowice — Marciszów, a przypuszczalnie aż do drogi Marciszów — Miedzianka Dolnośląska — Janowice, co by odpowiadało w sumie długości około 5 km. Przypuszczenie o dalszym ciągu omawianej strefy idącej po linii szerzenia warstw wymagałoby potwierdzenia za pomocą wierceń.

Z dawnych robót górniczych pozostały trzy wyrobiska odkrywkowe, a mianowicie największe z nich to odkrywka „północna”, o wiele mniejsza odkrywka środkowa, tak zwana „Niebieskie Jezioro”, i odkrywka południowa zwana „Gustaw”. Odległość między najważniejszą odkrywką północną a odkrywką Niebieskie Jezioro wynosi 140 m; między tą ostatnią a odkrywką „Gustaw” 800 m. Teren wznosi się w kierunku południkowym. Tuż obok odkrywki północnej występują dwie hałdy, pokrywające nie wyeksploatowane części złoża.

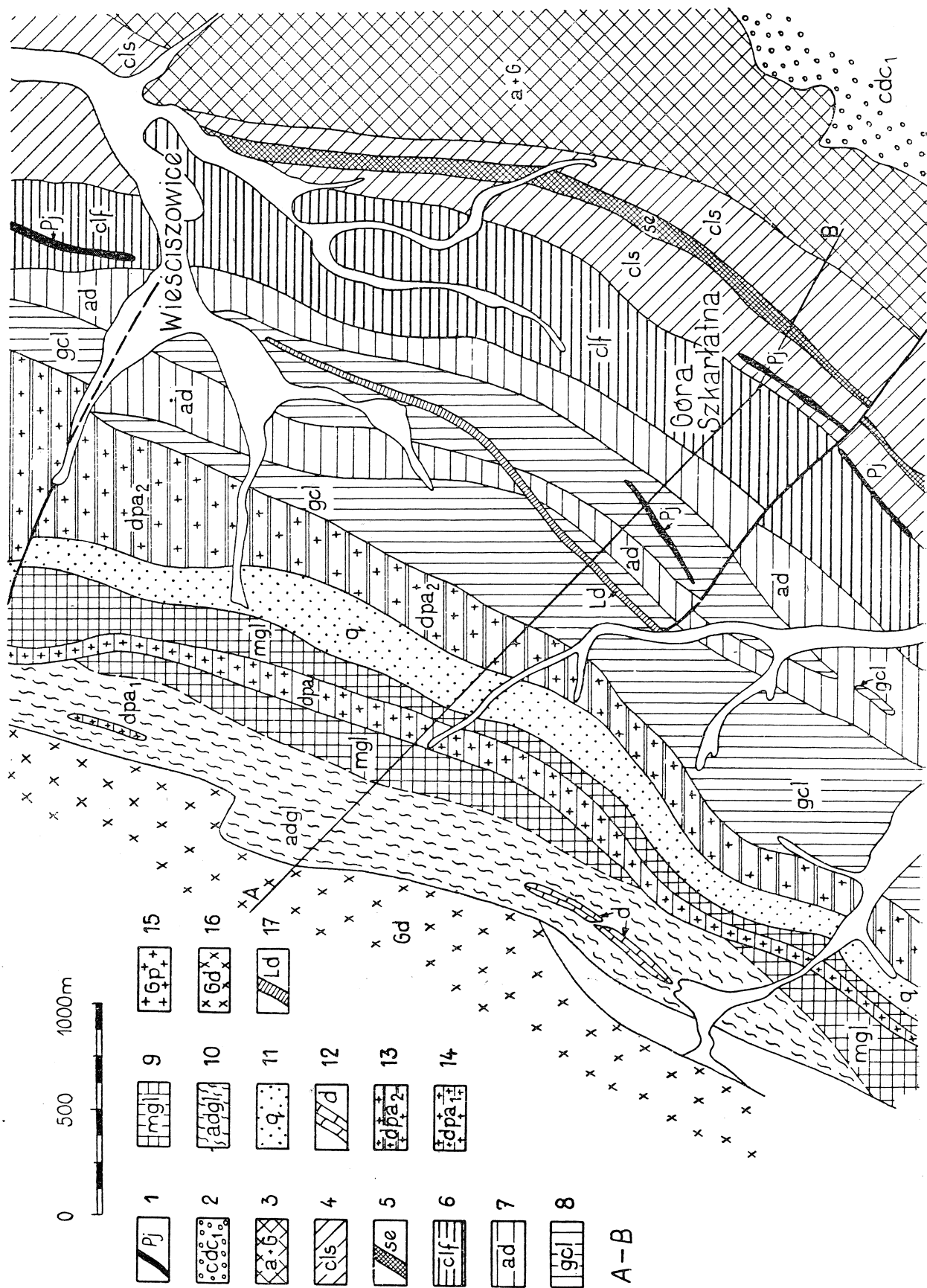
W latach 1953—1954 (R. Nielubowicz, 1958) odwiercono w złożu 22 otwory do średniej głębokości około 100 m, uszeregowane w kierunku poprzecznym do szerzenia warstw wzdłuż trzech linii wiertniczych I—I, II—II, III—III. Pierwsza linia wiertnicza (fig. 3) przecina najbogatszą część złoża, występującą pod hałdą wadliwie umieszczoną na samym złożu.

Właściwa seria złożowa składa się z bardzo licznych warstw i warstewek o miąższości od kilku do kilkudziesięciu cm, złożonych z różnorodnych odmian łupków kwarcowo-serycytowo-chlorytowych. Makroskopowo można wśród nich wyróżnić:

Fig. 1. Wycinek z mapy geologicznej G. Berga z r. 1940 okolic Wieściszowic. 1 — porfiry felzytowe; 2 — konglomerat kulmu; 3 — łupek amfibolitowy przewarstwiony gnejsem; 4 — drobnoziarnisty łupek chlorytowy; 5 — rudny łupek serycytowy; 6 — warstwowany łupek chlorytowy; 7 — zbity amfibolit; 8 — łupek kwarcowo-chlorytowy; 9 — łupek serycytowo-muskowitowy; 10 — łupek andaluzytowo-mikowy i hornfels andaluzytowy; 11 — łupek kwarcytowy; 12 — marmur dolomityczny; 13 — górny amfibolit diopsydowy; 14 — dolny amfibolit diopsydowy; 15 — granit z prakryształami skaleni; 16 — granit karkonoski; 17 Ld — lamprofir;

A — B — linia przekroju fig. 2

Fig. 1. Geological map showing the region of Wieściszowice after G. Berg 1940. 1 — felsitic porphyry; 2 — culm conglomerate; 3 — amphibolite schist interbedded with gneiss; 4 — fine-grained chlorite schist; 5 — ore bearing sericite schist; 6 — bedded chlorite schist; 7 — compact amphibolite; 8 — quartz-chlorite-schist; 9 — sericite-muscovite schist; 10 — andalusite mica schist and andalusite hornfels; 11 — quartzitic schist; 12 — dolomitic marble; 13 — upper diopside amphibolite; 14 — lower diopside amphibolite; 15 — granite with feldspar phenocrysts; 16 — granite of the Karkonosze Mountains; 17 Ld — lamprophyre; A — B — line of geological cross-section fig. 2



Łupki chlorytowo-serycytowe i serycytowo-chlorytowe, określone zależnie od stopnia rozkładu chlorytu, który przechodzi stopniowo w serycyt. Nie znaczy to, że cały serycyt jest wtórnym produktem rozkładu chlorytu. Jest natomiast faktem łatwym makroskopowo do stwierdzenia, że w miarę wzrostu okruszczowania siarczkami zielone łupki chlorytowe tracą swą pierwotną, charakterystycznie zieloną barwę i przechodzą stopniowo w szare łupki kwarcowo-serycytowe. Te ostatnie w miarę zjawienia się lamin kwarcowych przechodzą w odmiany trójskładnikowe w łupki chlorytowo-serycytowo-kwarcowe i na koniec w twarde, słabiej laminowane kwarcyty z zawartością kwarcu powyżej 50%.

Łupki serycytowe i kwarcowo-serycytowe są to skały miękkie, rozsypliwie, bardzo drobno laminowane, srebrzystoszare; w wielu przypadkach są one częścią składową bogatej rudy odbudowy.

Płonną serię stropową (fig. 3) tworzą właściwe łupki chlorytowe. Są to skały bardziej twarde, silnie uławiczone, zielonkawoszare lub ciemnozielone o pokroju fylitów. Są one przewarstwione afanitowymi kwarcytami lub trudnymi do makroskopowego zidentyfikowania słabo laminowanymi „zielencami”, najbardziej zagadkowymi z całej serii.

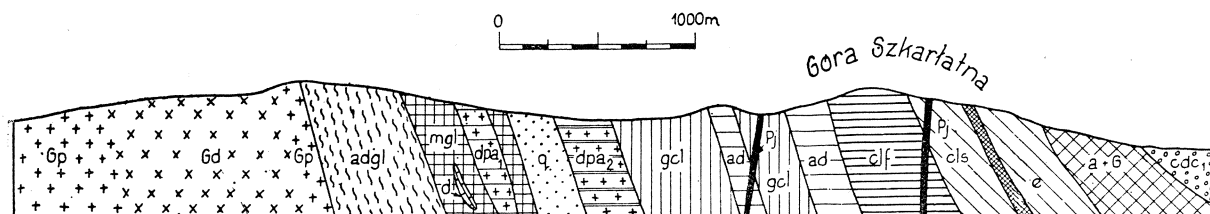


Fig. 2. Przekrój geologiczny A — B regionu Wieściszowice. Objaśnienia patrz fig. 1
Fig. 2. Geological cross-section A — B of the region of Wieściszowice. For explanation see fig. 1

Skały spągowe poniżej strefy okruszczowania tworzą łupki kwarcowe barwy kremowej. Są one bardziej twarde i słabiej laminowane. W stropie tych spagowych łupków, na pograniczu z właściwą serią złożową, występują czerwone zlepienie złożone z tychże łupków, zlepione spoiwem limonitowym. Zlepienie te przechodzą nawet we wkładki limonitowe, dochodzące do kilkudziesięciu cm miąższości. Niestety, niewiele możemy obecnie o tych skałach spagowych powiedzieć, ponieważ zostały one jako graniczny poziom złożowy przebite wierceniami zaledwie w kilku punktach, a zaplanowane głębokie wiercenie nie zostało przeprowadzone. Na razie można by przypuścić, że owe zlepienie hematytowe podłożowe to byłby charakterystyczny konglomerat graniczny, występujący na granicy dwóch odmiennych formacji, podobnie jak czerwone margle plamiste w dolnośląskich cechsztyńskich łupkach miedzionośnych. Sprawa będzie mogła być bliżej wyjaśniona dopiero po otwarciu złoża.

Skład mineralogiczny łupków jest tak zmienny, że wyróżnienie poszczególnych warstw i ławic wynotowanych na rdzeniach wiertniczych wymagałoby dużego rysunku o bardziej szczegółowej skali. W związku z bardzo stromym upadem łupków wiercenia były w takich odstępach względem siebie usytuowane, ażeby każdy odwiert przecinał inną część serii złożowej. Z trzech odwierconych linii wiertniczych, profil I—I przecina złożę w najszerszym jego miejscu i jest najbardziej pełny. Na innych liniach wiercen szerokość serii złożowej ulega stopniowemu zwężeniu.

Mineralizacja siarczkowa w postaci falbandu stopniowo zanika tak w stropowych łupkach chlorytowych, jak i w spągowych łupkach kwarcowych. Mineral kruszcowy to prawie wyłącznie piryt. Siarczki innych metali, głównie miedzi, występują jedynie śladowo. Piryt krystalizuje w łupkach w postaci rozproszonej i nie tworzy większych, zbitych i jednorodnych ciał rudnych. W miarę wzrostu okruszczowania łupku chlorytowego zjawia się jego charakterystyczne rozjaśnienie w związku z serycyzacją chlorytu. Podług G. Berga (1913) w wielkiej odkrywce północnej występują trzy strefy bogatego okruszczowania: „Liegendmittel”, „Schachtmittel” i „Hangendmittel” o miąższościach wahających się w granicach od 5 do 12 m i o zawartości siarki w granicach od 12 do 16%. Partie płonne pomiędzy tymi strefami wzbogacenia są grube na 5 do 22 m, a ilość w nich siarki wynosi około 5—6%. Pomiedzy wyżej wymienioną strefą spągową a środkową istnieje warstwa łupków amfibolowych schlorytyzowanych o trzymetrowej grubości i stanowiąca poziom przewodni.

Tak w skałach okruszczowanych, jak i w przyległych nie okruszczowanych występują liczne, nieregularne żyły i żyłki wtórnego, mlecznobiałego kwarcu, często stowarzyszonego z kwaśnymi skaleniami. Żyły te, biegnące zwykle poprzecznie do uławicenia, dochodzą miejscami do grubości nawet kilku m; można je obserwować na ścianach wielkiej odkrywki. W górnych częściach złoża do głębokości 50 m żyły te ulegają rozkładowi. Popękany kwarc jest pokryty żółtymi nalotami wodorotlenków żelaza, które koncentrowały się także w pustych przestrzeniach po rozłożonych skaleniach uległych procesowi kaolinizacji. Kaolin pod wpływem wód opadowych został przeniesiony w dół i ponownie osadzony w formie skupień gniazdowych.

Powyższe utwory żyłowe przecinające poprzecznie złoża są pospolite niemal w każdym metamorfikum i przynależą — zdaniem autora — do kategorii „suchych żył alpejskich”. Nie są one pochodzenia endohydrotermalnego, jak to dawniej powszechnie przyjmowano.

Pozycja geologiczna złoża przedstawia się w silnym skrócie następująco: (fig. 1) pirytonośne łupki chlorytowo-serycytowe tworzą tylko 200 m wkładkę w potężnej serii łupków krystalicznych, tworzących otokę wokół granitu Karkonoszy. Ciągnie się ona na badanym przez nas odcinku w formie pasa o szerokości około 4 km w kierunku południkowym, pomiędzy granitem Karkonoszy na zachodzie a szarogłazami kulmu niecki wewnętrzno-sudeckiej na wschodzie. Do granitu wieku późnowaryscyjskiego przylegają starsze skały metamorficzne, tworzące pokrywę suprakrustalną intruzji granitowej. Te łupki krystaliczne okrywały dawniej całkowicie jądro granitowe. Uległy one z czasem rozmyciu wskutek podnoszenia się bloku Karkonoszy, który został z kolei wymodelowany przez erozję. W rezultacie jądro granitowe zostało odsłonięte i występuje dziś na powierzchni na znacznych przestrzeniach. Skały serii suprakrustalnej tworzą kompleks złożony z całego szeregu rozmaitych łupków krystalicznych, głównie łyszczykowych, przewarstwionych gnejsami, amfibolitami, zmetamorfizowanymi skałami węglanowymi itp. Są także pokrywowe wtrącenia skał zasadowych (silsów) lub kwaśnych w różnym stopniu złupkowaconych i z relikdami struktur skał wylewnych w postaci zagadkowych „zielenców”.

Panuje pogląd (G. Berg, 1913, 1934, 1938, K. Smulikowski, 1957 i inni), że omawiana seria suprakrustalna wieku algoncko-staropaleozoicznego powstała z pierwotnych skał osadowych pelitowo-ilastych, piaskowców, arkoż, margli, szarowak itd., które uległy stosunkowo niegłębokiej metamorfozie regionalnej (epimetamorfozie). Sam poziom rudonośny

w Wieściszowicach stanowi tylko krótki okres w historii osadzania się tych prastarych osadów na dnie pierwotnej geosynkliny. Metamorfoza regionalna, zmieniając skład mineralogiczny pierwotnych osadów, zatarła zarazem i pierwotną budowę złoża, które przechodząc w pokładową formę „falbandu” zajmuje obecnie powien określony poziom stratygraficzny w łupkach krystalicznych.

Jak wiadomo, geneza skał kruszczowych typu falbandów, zalegających pokładowo wśród łupków krystalicznych jest w większości przypadków trudna do wytłumaczenia, co się odnosi także i do złoża pirytu w Wieściszowicach. Odpowiedź na pytanie, czy to złoże jest pochodzenia pierwotnie osadowego, czy magmowo-hydrotermalnego sensu stricto, czy też wtórnie regenerowanego i przemieszczonego pod wpływem metamorfizmu, wysuwa się na pierwszy plan w naszych badaniach. Jeśli to złoże było rezultatem segregacji pierwotnych osadów, powstałych na dnie prastarej geosynkliny, to nasuwa się z kolei pytanie, jaką rolę przy jego powstaniu odegrały skały magmowe zalegające wśród łupków krystalicznych, zwłaszcza gdy same są wolne od bezpośredniego okruszczowania. Jeśli skały magmowe złupkowaczone były przyczyną okruszczowania, toby należało ustalić, które spośród łupków krystalicznych osłony granitowej należą do kategorii „orto”, a które do kategorii „para”, a zwłaszcza trzeba by było bliżej zbadać „zieleńce”.

W celu uzyskania ogólnego obrazu procesów geologicznych, w związku z którymi powstało złoże pirytu w Wieściszowicach, możemy wykorzystać ważne dla nas litologiczne dane zaczerpnięte z prac polowych G. Berga (1938). W objaśnieniach do mapy „Kupferberg” 1 : 25 000 jest podany przez tegoż autora przekrój geologiczny (fig. 2) i ogólnikowa, głównie makroskopowa charakterystyka interesujących nas łupków krystalicznych na marginesie jego zdjęć terenowych.

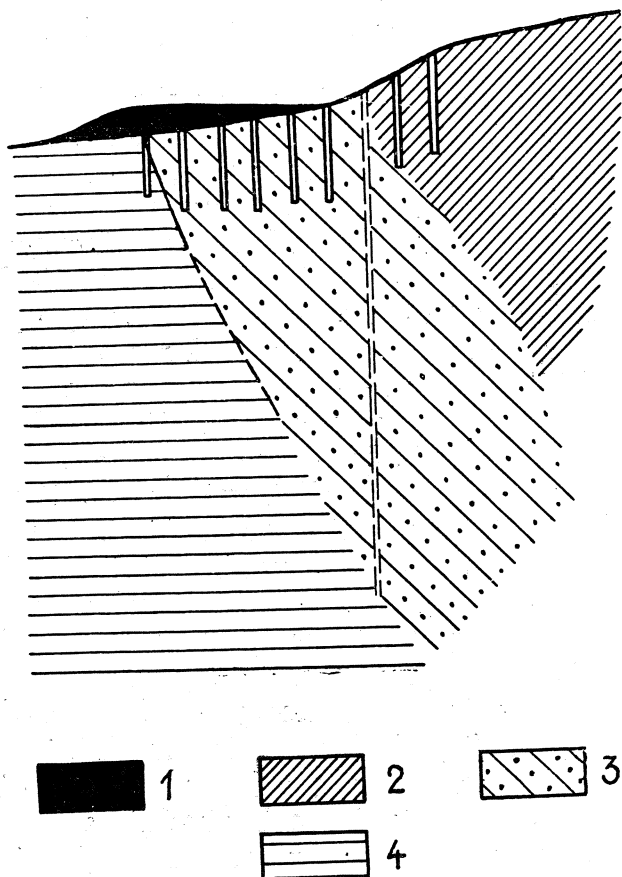


Fig. 3. Przekrój geologiczny wzdłuż I linii wiertniczej w Wieściszowicach. Wg R. Nielubowicza (1958). 1 — hałdy; 2 — warstwy stropowe; 3 — złoże łupków bogato zmineralizowanych; 4 — warstwy spągowe

Fig. 3. Geological cross-section along the first drilling line at Wieściszowice. (After R. Nielubowicz, 1958). 1 — dump heap; 2 — top beds; 3 — schist deposit richly mineralized; 4 — bottom beds

Jak wynika z pracy G. Berga i z obserwacji własnych mnóstwa płytek cienkich, łupki krystaliczne osłony granitu Karkonoszy występujące na naszym terenie, powstały w większości ze skał osadowych, fliszopodobnych (?), pelitowo-ilastych, w różnym stopniu zapiaszczonych, w mniejszym stopniu z osadów marglisto-wapiennych, także z bardziej gruboziarnistych szarowak, piaskowców, arkoż itp. wypełniających basen geosynklinalny.

Wymienionym skałom osadowym towarzyszą skały wulkaniczne w postaci płaskich wylewów oraz materiału tufowego. Orientacyjne podanie stosunku ilościowego w cyfrach skał magmowych do skał osadowych nie jest jeszcze obecnie możliwe.

BADANIA MIKROSKOPOWO-PETROGRAFICZNE OKRUSZCOWANIA SKAŁ PRZYLEGŁYCH

Studia petrograficzne przeprowadzone przez autora nad strefą siarczową i skałami przyległymi muszą mieć z natury rzeczy charakter wstępny, wymagający dalszego rozszerzenia po udostępnieniu złoża za pomocą robót górniczych. Autor dysponował jedynie całkowitymi rdzeniami z III linii otworów wiertniczych, użyczonych mu do wglądu przez Katedrę Chemii Politechniki Gdańskiej, niektórymi luźnymi okazami z odwiertów innych linii wierceń, wyróżnionych przez mgra inż. Nielubowicza jako typowe, i własnymi okazami zebranymi z odsłonień na powierzchni. Kilkaset okazów, wyróżniających się makroskopowo i zbadanych dokładniej pod mikroskopem, pozwoli nam z grubsza ustalić skład petrograficzny złoża i dać podstawy do dyskusji nad jego genezą.

OPIS NIEKTÓRYCH GŁÓWNYCH SKŁADNIKÓW MINERALNYCH ŁUPKÓW KRYSTALICZNYCH SERII ZŁOŻOWEJ

Łupki krystaliczne i zieleńce składają się z minerałów przeobrażonych; stąd nasuwają się trudności przy odtwarzaniu składu mineralnego skał pierwotnych.

Z tychże minerałów składają się liczne żyły i żyłki, przecinające „epigenetycznie” łupki krystaliczne. Powstały one w późniejszych etapach regionalnego metamorfizmu i pochodzą z tychże samych materiałów pierwotnych. O ile minerały łupków krystalicznych powstały przez blastezę w drodze metasomatozy, to minerały utworów żyłowych powstały z roztworów w otwartych szczelinach. Ogólna charakterystyka niektórych składników mineralnych łupków krystalicznych jest następująca:

Chloryt występuje w różnym nasileniu prawie we wszystkich skałach z wyjątkiem łupków kwarcowo-serycytowych. W wielu wypadkach występuje on w formie bardzo drobnych blaszek, utrudniających jego oznaczenie. Tworzy on dwie różne odmiany o odmiennym pleochroizmie: a) chloryt trawiastozielony o N_m około 1;62 — 1;63 i optycznie (—); jego osie wydłużenia są optycznie (+); b) chloryt wyblakły lub całkiem bezbarwny (często wskutek wtórnego procesu bauerytyzacji) o N_m około 1;60 — 1;61 i optycznie (+); jego osie wydłużenia są optycznie (—) i wykazują szare, anomalne barwy interferencyjne.

Ponieważ w miarę postępu rozkładu minerału w związku z okruszczowaniem zanika coraz bardziej jego pleochroizm, przeto jego cechy optyczne

są zmienne. Pierwsze z wymienionych chlorytów optycznie ujemne określamy jako diabantyty, a drugie należą do grupy prochlorytów. Najpospolitszymi są chloryty o wyraźnie zaznaczającym się pleochroizmie. Są one zwykle optycznie dodatnie, zawierają mały kąt osi optycznych (prawie jednoosiowe) i są słabo anizotropowe, o typowych barwach interferencyjnych subnormalnych. Są to zabarwienia fioletowe i niebieskawosine. W świetle spolaryzowanym w kierunku prostopadłym do płaszczyzny (001) są bezbarwne lub bladoniebieskawe, w kierunku zaś równoległym wyraźnie zielone. W tych chlorytach są częste relikty rozłożonych biotytów. Są to penniny. Ważny ten minerał czeka na szczegółowsze opracowanie, co wykracza już poza zakres niniejszego artykułu.

Aktynolit to najpospolitszy składnik amfibolitów i łupków amfibolitowych, przyległych do strefy złożowej. Wyróżnia się od hornblendy słabiej zaznaczonym pleochroizmem. Wektor a : prawie bezbarwny; b : zielonawo-żółty; c : jasnozielonkawy; schemat absorpcyjny $c > b > a$; optycznie (—). Współczynnik załamania światła: $n_{\gamma} = (\pm) 1 : 64$; $n_{\alpha} = (\pm) 1 : 62$. Kąt ściemniania światła mały w stosunku do hornblendy, wynosi około z do $n_{\gamma} = 14^{\circ}$.

Spośród plagioklazów najpospolitszy jest albit lub kwaśny oligoklaz. Ortoklasy są raczej wyjątkiem. W amfibolitach hornblendowych stosunkowo rzadki jest andezyn, natomiast w amfibolitach aktynolitowych dominuje albit, tak samo w łupkach chlorytowych wszelkich odmian, o ile występuje śladowo i o ile nadaje się do oznaczenia. Kilka przykładowych oznaczeń mikroskopowych wykazało zawartości anortytu w granicach 7 — 10%. Sądząc na podstawie reliefu należy przyjąć, że są także mniejsze ilości oligoklazu. Zwykle w stanie rozkładu ulegają skaleni stopniowo serycytyzacji i sylifikacji przechodząc w pseudomorfozy. Większe osobniki skaleni rozpadają się w drobnoziarniste skupienia pałeczkowatych albitów. W miarę postępowania złupkowacenia skały pierwotnej serycytyzacja skaleni staje się stopniowo całkowita. Nowa powstała forma pseudomorficzna wypełniona serycytem i kwarcem jest okonturowana charakterystycznymi ścianami reliktowymi po dawnym kryształach.

W skaleniach jest pełno wrostków blaszkowatego lub robakowatego chlorytu, kwarcu, aktynolitu, epidotu, tlenków żelaza, powodujących powstanie struktur przetakowych i różowe lub zielonkawokremowe ich zabarwienie. Wraz z kwarcem i chlorytem są skaleni składnikami żył i żyłek, przecinających obficie łupki chlorytowe. Zbliżniaczenia skaleni, zależne od rodzaju skały i stopnia jej metamorfizmu są różne, co wymaga studiów specjalnych. Obok bliźniaków albitowych i bliźniaków złożonych albitowo-karlsbadzkich trafiają się skały z osobnikami zrosłymi podług prawa karlsbadzkiego, bez polisyntetycznych wąskich zbliźniaczeń albitowych, co może spowodować mylne ich zaliczanie do ortoklazu. W skałach wylewnych przeobrażonych w zieleńce występują duże prakryształy idiomorficzne skaleni, czasem nawet słabo rozłożonych i nadających się do oznaczeń, lecz w różnym stopniu skataklazowanych i zgranulowanych, w związku z czym znikają one stopniowo w masie podstawowej, najczęściej kwarcowo-łyszczkowej.

Epidot jest to minerał bardzo rozpowszechniony, zwłaszcza w zieleńcach szeregu zasadowego (w schlorytyzowanych amfibolitach) bardziej sporadyczny w zieleńcach szeregu kwaśnego, jak np. w porfiroidach albitowych czy keratofirach, jeszcze rzadziej w łupkach chlorytowych, które są poprzecinane żyłkami złożonymi z tego minerału w przerostach z innymi minerałami tworzącymi późniejszą fazę mineralizacji.

Jego najczęstszą formą występowania są gniazdowe skupienia na rozłożonych minerałach, głównie amfibolach i biotytach a także i skaleniach. Takie cienkie żyłki i gniazda makroskopowo bezbarwne lub bladożółtawe są złożone z izometrycznych ziarn epidotu, wielkości ułamków mm, poprzerastanych aktynolitem, chlorytem, kwarcem i kalcytem.

Zbito-kryształiczny epidotowy agregat składa się z drobnych, słabo wydłużonych, laseczkowatych indywiduów, często zorientowanych wachlarzowato. Zwykle są one za małe dla uzyskania obrazów konoskopowych. Żywe barwy interferencyjne widoczne między nikolami skrzyżowanymi i wysokie współczynniki załamania światła zdradzają obecność nawet śladową tego minerału. Drobnokryształiczne skupienia ulegając dalszemu rozkładowi przechodzą w zbite masy izotropowe w świetle przechodzącym, a białoszare przy oświetleniu bocznym i bez wyraźnego pleochroizmu. Takie kryptokryształiczne agregaty są ładząco podobne do leukoksenu lub kryptokryształicznego tytanitu, anatazu lub rutylu. Powyższe nieoznaczalne produkty rozkładu także łatwo jest mylnie oznaczyć jako tufy, które w tych skałach są pospolite, a które wyglądają podobnie.

Epidoty najczęściej spotykane wykazują formę ziarnistą, nieco wydłużoną lub blaszkowatą. Łupliwość doskonała, biegnąca równolegle do osi wydłużenia i skrzyżowania z falistymi pęknięciami poprzecznymi, przypomina zoizyt. Kryształy są albo bezbarwne, albo o pleochroizmie bladożółtym, trudno dostrzegalnym. Pomiedzy nikolami skrzyżowanymi często występują niebieskie barwy subnormalne. Obraz optyczny dwuosiowy, o znaku (—). Płaszczyzna osi optycznych biegnie prostopadle do szczelin łupliwości. Kąt osi optycznych bardzo duży, bo zbliżony do 90° . Są to epidoty o małej zawartości żelaza odpowiedniki klino zoizytu.

Silnie zabarwiony epidot (pistacyt) jest o wiele rzadszy. Występuje on w grubszych żyłach kwarcowo-skaleniowych młodszej generacji. Tworzy on wolno narosłe kryształy lub skupienia radialne i łukowato-promieniste, skrytokryształiczne lub kolomorficzne na skaleniach i na kwarcu mlecznym.

Węglany to dalsze istotne składniki omawianych łupków kryształicznych, często żywo reagujących z kwasem solnym. Najczęściej jest to kalcyt. Jest on albo składnikiem pierwotnym, albo został przemieszczony i wtórnie osadzony w formie młodszych żył. W skałach pierwotnych tworzy on soczewkowato sprasowane enklawy wielkości około 0,05 mm do 0,5 mm. Zwłaszcza mało jeszcze rozeznane zieleńce są niekiedy silnie przepojone kalcytem, który stoi w pewnym paragenetycznym związku z minerałami grupy epidotowej. Te ostatnie i kalcyt powstały z minerałów femicznych i z zasadowych skaleni.

Serycyt (hydromiki, fengit) jest jednym z najpospolitszych składników nie tylko samych łupków kwarcowo-chlorytowo-serycytowych, lecz i wielu innych skał. Jak wiadomo, trudno jest wyróżnić tylko na drodze optycznej a bez badań chemicznych poszczególne odmiany muskowitów, określonych ogólnikowo mianem hydromik. Wobec drobnych wymiarów łusek i ich niejednorodności trudno otrzymać czysty materiał do analizy. Za jego niejednakowym składem chemicznym przemawia jego różnobarwność dostrzegalna makroskopowo. Serycyt posiada nie zawsze typowe zabarwienie srebrzystobiałe, lecz zdradza odcień żółtawozielony, żółtawoszary, szary, żółtawobiały itp. Muskowit, jako rezultat uwodnienia krzemianów w niskich temperaturach hydrotermalnych lub wietrzelinowych, przechodzi w hydromiki i wraz z kwarcem stanowi najstalszy, końcowy produkt epimetamorfozy regionalnej. Na niektórych okazach i w prepara-

tach zauważono przechodzenie stopniowe serycytu w skrytokrystaliczne, białe substancje gliniaste. O takich ugliwnieniach mas serycytowych (hydromik) wspominają i geolodzy radzieccy (Kończedannyje miestorożdienija Urała, 1950).

Niektóre białe łyszczyki dadzą się zaliczyć na podstawie cech optycznych do fengitu. Odróżniają się one od „serycytu” małym kątem osi optycznych i bardzo słabym jasnooliwkowym zabarwieniem. Nieznaczny, lecz wyraźny pleochroizm jest dostrzegalny nawet w drobnych łusczkach. Dwójłomność bardzo wysoka (waha się w dość szerokich granicach) oraz relief i współczynniki załamania przypominają muskowit.

Ortoklaz w przeciwieństwie do kwaśnych plagioklazów jest minerałem drugoplanowym. Natomiast jest on częstszym składnikiem amfibolitów i żyłek przecinających łupki krystaliczne i zdradza się swym różowym zabarwieniem.

Biotyt to minerał stosunkowo rzadki. Występuje on w amfibolitach aktynolitowych jako biotyt wtórny (po amfibolu, przy czym wraz z amfibolem ulega chlorytyzacji).

Spośród minerałów ekstensywnych, śladowych występuje apatyt i bardziej od niego pospolity, ciemnomiodowy, tetragonalny rutyl często w trudno oznaczalnych — ze względu na małe wymiary — skupieniach krystalicznych, nadto leukoksen, ilmenit, magnetyt, tytanit i różne tlenki żelaza.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA ŁUPKÓW KRYSTALICZNYCH SERII ZŁOŻOWEJ

1. Przekrój geologiczny wzdłuż linii wierceń III—III¹ (E. Nielubowicz 1958)

Przedmiotem naszych szczegółowych rozważań będą różne odmiany skał makroskopowo wybranych z odwiertów i wytypowanych jako charakterystyczne, idąc kolejno od: a) warstw stropowych przez b) poziom strefy okruszcowania aż do c) warstw spagowych.

a) Warstwy stropowe

Są to wyraźnie zielone łupki chlorytowe i kwarcowo-chlorytowe, drobnoblaszkowate (wymiary blaszek około 0,1 mm), wyraźnie uławicone. Zawierają one laminy kwarcu lub kalcytu. W wypadku gdy wymiary blaszkowatych minerałów spadają do 0,02 mm, skała przybiera strukturę zbitą, afanitową. Oto kilka przykładów odmian łupków krystalicznych ze strefy nadkładu.

Makroskopowo: łupek chlorytowy granoblastyczny, drobnoblaszkowaty, barwy zielonej, złożony z chlorytu, kwarcu i ze śladami pirytu.

Obraz mikroskopowy: tekstura uławicona, struktura lepidoblastyczna. Granoblasty kwarcu w różnym stopniu spłaszczone są otoczone powyginanymi blaszkami zielonego, pleochroitycznego chlorytu. Trafiają się większe, oczkowe granoblasty, złożone z małych okruchów zgranulowanego kwarcu; skaleni brak; występują gniazda kalcytu. Obok śladów

¹ Podobny przekrój przedstawia fig. 3.

pirytu (tabl. I, fig. 1) widać sznurkowate skupienia i pasemka substancji czarnej izotropowej w świetle przechodzącym, a w bocznym oświetleniu szarej. Są to pylaste substancje tufowe, bliżej nieoznaczalne. Koncentrują się one głównie w chlorycie lub tworzą wyraźne, gruzelkowate laminy, jak przedstawiono na zdjęciu. Ilościowy stosunek powyższych składników jest zmienny¹.

Makroskopowo: łupek chlorytowy, afanitowy, ciemnozielono-szary, z soczewkami kwarcu i kalcytu — śladowo impregnowany pirytem. Silna reakcja z HCl.

Obraz mikroskopowy: ulawicony, mozaikowy przerost kwarcu i chlorytu o wymiarach ziarn około kilku setnych mm. Stąd struktura afanitowa. Brak skaleni; chloryt słabo pleochroityczny. W masie podstawowej większe, od kilku mm do 1 cm, gniazda i sprasowane soczewki kalcytu zgranulowanego. Kalcyt, jako minerał późniejszej fazy krystalizacji wciska się w chloryt i rozkłada go. Blaszki chlorytu fluidalnie otaczają soczewki wapienne. Widocznie kalcyt jest rezultatem segregacji i granoblastezy zaszłej podczas procesu metamorfozy regionalnej, a pierwotne osady musiały mieć charakter marglisty.

Makroskopowo: soczystozielony łupek chlorytowy, drobnoblaszkowaty, słabo impregnowany ziarnami pirytu o ledwie dostrzegalnych wymiarach.

Obraz mikroskopowy: (tabl. I, fig. 3). Skała bardzo drobno ulawiconą (ziarna o wymiarach około 0,02 mm), składa się z warstewek prawie samego chlorytu (poła ciemne na zdjęciu) i długich kwarcowo-serycytowych wstęg, ilościowo na drugim planie. Z chwilą gdy zjawia się śladowy piryt, to zjawiają się w jego sąsiedztwie obfitsze ziarnka kwarcu, a chloryt przechodzi w serycyt.

Łupek chlorytowy z okruchami skał albitoidowych. Część takiego otoczaka, uchwyconego na zdjęciu (tabl. I, fig. 4) składa się z drobnolistewkowatych skupień różnokierunkowo zorientowanych albitowych skaleni, przerosłych ziarnami kalcytu. Takie wtórnie otoczone granoblasty, tkwiące w łupku chlorytowym (ciemne pola na zdjęciu), nadają mu strukturę oczkową. Tłumaczenie opisanego zjawiska wydaje się proste; okruchy albitofiru zostały na dnie środowiska wodnego zlepione pelitem wapienno-ilastym, po czym całość osadu uległa płytkiej epimetamorfozie.

Łupek chlorytowy pasemkowaty, nie okruszczowany, silnie burzący z HCl. Są to naprzemianległe zalegające warstewki wapienia i łupku kwarcowo-chlorytowego. Na zdjęciu (tabl. I, fig. 5) widać ciemne wstęgi chlorytowo-kwarcowe częściowo zmięte i pozwijane w spłaszczone formy kuliste rozmieszczone wśród lamin wapiennych. W łupku chlorytowym widać pod mikroskopem dużo materiału tufogenicznego. Nasuwa się wniosek podobny do podanego jak wyżej. Części utworzonego już i zmiętego łupku chlorytowego i jego spłaszczonych otoczaków zostały w środowisku wodnym zlepione później krystalizującym osadem wapiennym. Pierwotna skała osadowa musiała być złożona z części okruchowej i pelitowej i uległa słabej epimetamorfozie.

¹ W opisywanych łupkach krystalicznych drobno laminowanych jedna płytka cienka nie może podać wzajemnego stosunku ilościowego poszczególnych składników mineralnych ze względu na częstą zmienność składu poszczególnych warstewek.

b) Warstwy ze strefy okruszczowania

Okruszczowanie łupków chlorytowych zjawia się stopniowo. Makroskopowo są to łupki zmienne, bo o różnych wymiarach blaszek i o różnym zabarwieniu, od zielonego do jasnoszarego. Jest to wynikiem stopniowo postępującego rozkładu chlorytu, który ulegając procesowi wylugowania (bauerytyzacji) przechodzi w odmianę wyblakłą, słabo pleochroityczną. W miarę wzrostu okruszczowania łupku przez piryty i kwarc, chloryt przechodzi w serycyt. Taki słabo okruszczony łupek chlorytowy pobrany ze strefy przejściowej obserwowany w świetle odbitym jest przedstawiony na tabl. I, fig. 6. Wielki krystaloblast piryty (środek obrazu) narastając stopniowo rozchylał otaczającą masę złożoną z minerałów blaszkowatych i kwarcu. W miejscach wyklinowania się krystaloblastu, piryt jest zastąpiony przez kwarc, wreszcie kalcyt (minerał szary, o silnym ujemnym reliefie) w formie charakterystycznych „ogonów”. Ponieważ rosnący stopniowo rudny krystaloblast o dużej sile krystalizacji wywarł wpływ na laminację otaczającego go łupku, przeto musiał powstać równocześnie z metamorfozą pierwotnego materiału.

W głębszych partiach tegoż profilu występują łupki chlorytowe w różnym stopniu okruszczowane, zserycytizowane i zsylikowane.

Makroskopowo: laminowany łupek chlorytowo-serycytowy silnie impregnowany większymi kryształami piryty. Burzy wyraźnie z HCl.

Obraz mikroskopowy (tabl. II, fig. 1). W drobnej masie kwarcowo-chlorytowej wielkie kryształy kostkowe idiomorficznego piryty otoczone aureolą kwarcu włóknistego. Na zewnątrz obu tych minerałów na lewo widać precypitat kalcytu. Taki typ struktury, przypominającej porfiry, w skałach magmowych można by interpretować jako efekt krystalizacji zbiorowej (*Sammelkrystalization*), odbywającej się w różnych fazach dłuższego okresu mineralizacji.

W głębszych poziomach wzmaga się okruszczowanie. W miarę wzrostu pirytyzacji łupek przechodzi w sypką masę kwarcowo-serycytową, bez śladu chlorytu. Rdzeń wiertniczy przechodzi w kruchą masę (zasypówkę) rozpadającą się na proszek. Sześciiany piryty i krzaczaste skupienia laseczkowatego kwarcu są tak gęsto rozmieszczone obok siebie, że z łupku chlorytowego pozostały jedynie szczątki. Skała wykazuje bardzo kruchą konsystencję. Obraz innego okazu rudy (tabl. II, fig. 2) przedstawia brzeg wielkiego kryształu piryty z ogoniastym wydłużeniem, złożonym z 2 pasemek kwarcu włóknistego na brzegach i wstęgi kalcytu w pośrodku. Krystaloblast tkwi w masie kwarcowo-serycytovej. W powyższym przypadku jest widoczna kolejność krystalizacji poszczególnych elementów krystaloblastu. Najpierw łupek chlorytowy został wyparty przez krystaloblast kwarcowo-kalcytowy. Następnie oba te minerały, jak i sam łupek zostały przecięte przez piryty jego ostrymi ścianami. Ostańce pierwotnego łupku chlorytowego tkwią w samym piryty (czarne pole).

Makroskopowo: srebrzystozielonkawy łupek chlorytowo-serycytowy ze strefy okruszczowania z soczewkami pierwotnego kwarcu.

Obraz mikroskopowy (tabl. II, fig. 3): Serycyt tworzy wyraźne pseudomorfozy po dawnych blaszkach chlorytu. Obok piryty widać dużo rozsianych, nieprzeźroczystych, pylastych produktów rozkładu różnorodnego rodzaju, nie zawsze łatwych do dokładniejszego mikroskopowego zidentyfikacji.

kowania. Są to tlenki żelaza, leukoksen, materiał tufiasty, czarny w świetle przechodzącym, a popielatoszary w bocznym oświetleniu. Ten tufiasty materiał tworzy liczne warstewki i gniazda w ilości do kilku %, laminujące skałę. Stwierdzenie obecności tufów w samej serii rudnej to szczegóły ważny, rzucający pewne światło na genezę samego złoża.

Nieco odmienny charakter okruszczowania łupku przedstawia następny obraz mikroskopowy (tabl. II, fig. 4). Widać w skałe bardzo gęsto rozmieszczony piryty bez kwarcu i kalcytu. W masie podstawowej widać blaszkowate minerały i inne krzemiany wśród pustych szczelin.

c) Warstwy spagowe

Stopniowo zanika okruszczowanie i poziom łupków chlorytowych, a zjawiają się skały innego rodzaju.

Makroskopowo są to ciemnoszare, twarde, afanitowe łupki chlorytowo-wapienne, burzące z HCl, słabo laminowane i ze śladowym już tylko pirytem.

Obraz makroskopowy (tabl. II, fig. 5). Jest to okruchowa brekcja, złożona z rozkruszonych, krawędzistych ziarn kwarcu, kalcytu, z nie-licznych rozłożonych okruchów skaleni, rozsianych w drobnoziarnistej masie podstawowej. Ta ostatnia składa się z chlorytu, muskowitu (hydro-milk), kwarcu, epidotu, piryty, tlenków żelaza i nieoznaczalnych bliżej szarych produktów rozkładu. Epimetamorfoza została słabo zaznaczona. Skałę oznaczamy jako kataklazyt chlorytowo-kwarcowy. Podobnego typu łupki krystaliczne opisują H. Williams et al. (1957), (fig. 71 A) i określa je mianem kataklazytów. Podług tychże autorów pochodzą one z dawnych szarowak piaskowców i osadów tufogenicznych. Widocznie zachodzi jakiś związek pomiędzy wyraźną zmianą petrograficzną osadów pierwotnych spagowych a zjawieniem się okruszczowania. Niewiele mamy jeszcze danych o tej spagowej formacji, w której występują strefy tlenków żelaza, jak to podaliśmy już na str. 32.

d) Zieleńce ¹

Występują one w opisywanej przez nas serii rudnej i w skałach przyległych, jako różnej grubości wkładki, niezależnie od większych mas skalnych, wyróżnionych przez G. Berga (op. cit) na jego mapie. Można je podzielić na: zieleńce szeregu zasadowego i zieleńce szeregu kwaśnego.

Zieleńce szeregu zasadowego. Są to rozmaite skały w różnym stopniu warstwowane, o zmiennym składzie mineralnym, teksturze i strukturze. Ich zabarwienie jest zmienne, od zielonego o różnych odcieniach do czarnego. W terenie określa się je zwykle na podstawie makroskopowej jako amfibolity, amfibolity diopsydowe lub amfibolity w różnym stopniu schlorytyzowane. Jedne z tych utworów wyraźnie laminowane robią wrażenie skał „para”, inne o teksturze masywnej — skał „orto”. W niektórych wypadkach ocalałe pierwotne struktury reliktove łatwe do stwierdzenia pod mikroskopem dowodzą pochodzenia amfibolitów ze skał wylewnych zasadowych. Składają się one z większych „prakryształów” i z ma-

¹ Badania petrograficzne nad powyższymi skałami zapoczątkował w ostatnich czasach J. Ansilewski (1954) opisem keratofirów Gór Kaczawskich. Należałoby te badania dalej prowadzić pod kątem widzenia geologii złożowej.

sy podstawowej. Minerale femiczne przeważają ilościowo nad salicznymi. Główne minerały to: aktynolit i produkty jego rozkładu — chloryt, epidot i kalcyt, rzadziej diopsyd i hornblenda. Spośród skałeni najczęstszym jest albit, rzadszy oligoklaz lub andezyn i ogniwa bardziej zasadowe. Minerale akcesoryczne to kwarc i serycyt w różnych ilościach tudzież leukoksen. Pirokseny o ile są, to zwykle w stanie szczątkowym i przechodzą łatwo w chloryty, tak samo jak i amfibole; chloryty z kolei przechodzą w serycyt i kwarczec jako końcowy produkt rozkładu.

Ortoklasy występują jako prakryształy w mniejszej ilości i nie zawsze. Gruboziarnista masa podstawowa jest złożona z mozaiki kwarcu, drobnych lasek lub płytek albitu, epidotu, chlorytu i serycytu. W wypadku braku struktur reliktowych trudno jest bliżej coś powiedzieć o mineralogicznym składzie pierwotnym tych skał i czy powstały ze skał wylewnych, czy z ich tufów, czy ze skał piroklastycznych. Ogólną cechą tych skał jest zanik ortoklazów i zasadowych plagioklazów. Należałoby sądzić, że potas, o ile nie koncentrował się w serycycie, to uchodził wraz z roztworami, a wędrujące jony sodowe wypadały w formie albitu. Te albity jako prakryształy wśród kwarcu i serycytu tworzą albitofiry, inaczej porfiroidy albitowe. Wapń zwolniony z łatwo rozkładalnych zasadowych skałeni osadzał się w formie kalcytu, a wraz z jonami żelaza i jeszcze innymi składnikami w formie epidotu. Istotnie, najczęściej omawianego typu zielenice wyraźnie burzą z HCl. Duże ilości chlorytu także w wypadku braku aktynolitu mogą przemawiać za pochodzeniem ich ze skał zasadowych. Reliktowe struktury — o ile się zachowały — zdradzają istnienie skał wylewnych, a nie głębinyowych. Przewarstwiają one wraz z towarzyszącymi im tufami osady dawnego dna morskiego.

Zielenice szeregu kwaśnego, przez nas zauważone, występują jako wąskie wkładki wśród łupków chlorytowych. Są one barwy szarozielonej w zależności od zawartości chlorytu, wykazują inny cios i przełam niż zielenice ze serii amfibolitowej. W miarę postępu procesów złupkowacenia upodabniają się one tak do łupków chlorytowych, że ich endogeniczne pochodzenie może być dopiero w pewnych wypadkach rozpoznane pod mikroskopem. Posiadają one także struktury skał wylewnych. W naszych materiałach zostały wyróżnione następujące odmiany tych skał, oznaczonych jako porfiroidy:

- 1) Porfiroidy albitowo-kwarcowe w różnym stadium chlorytyzacji, serycytyzacji i sylikacji,
- 2) Porfiroidy albitowe lub porfirowe albitoidy z kwarcem drugoplanowym,
- 3) Porfiroidy kwarcowe z albitem drugoplanowym, zsylikowanym lub w inny sposób częściowo rozłożonym.

Zielenice w miarę postępującego rozkładu prakryształów, zanikających stopniowo w drobnoziarnistej masie podstawowej, przechodzą w łupki kwarcowo-serycytowo-chlorytowe. Przedstawiają one materiał różnorodny, zmieniający się w sąsiednich warstwach. Oto krótka charakterystyka kilku skał „zielenicowych” tego typu:

Próba została pobrana ze środka strefy mineralizacji w miejscu zaznaczającego się jej zubożenia w siarczki.

M a k r o s k o p o w o: słabo uławicona skała, bardzo twarda, jasnoszara o zielonkawym, zaledwie dostrzegalnym odcieniu i przełamie ostrokrawędzistym, strukturze afanitowej, burzy z HCl.

O b r a z m i k r o s k o p o w y: skała wylewna, o strukturze porfirowej (tabl. II, fig. 6). W mikroziarnistej masie podstawowej tkwią duże prakry-

szały, złożone z ilościowo przeważającego kwarcu i plagioklazów, wielkości $\pm 0,1$ mm. Kwarzec tworzą osobniki ksenomorficzne, o granicach ostrokrawędzistych, częściowo zatokowatych wskutek wtórnej resorpcji. W kwarcu są zachowane relikty masy podstawowej. Tak samo i szczeliny w kwarcu są wypełnione masą podstawową. Podobnie i skalenie w świeżym stanie uległy późniejszej resorpcji i częściowemu podziałowi. Częste są zbliżniaczenia albitowe a rzadko peryklinowe. Ich współczynnik załamania n_γ odpowiada współczynnikowi załamania balsamu kanadyjskiego, współczynnik załamania n_α jest nieco niższy. Są to zasadowe albity, stojące na pograniczu oligoklazu. Brak prakryształów innych minerałów. Substancja podstawowa to drobnoziarnista, ksenomorficzna mozaika kwarcowa, złożona z osobników wielkości około $\pm 0,01$ mm i ze śladami tylko blaszek wyblakłego chlorytu, tlenków żelaza, pirytu, hydromiku i skaleni. Idąc za geologami radzieckimi¹ określamy skałę powyższą, jako porfiroid albitowo-kwarcowy, inaczej albitofir kwarcowy.

Na podobnego typu kwaśne wulkanity natrafiono i w strefie nadkładu.

M a k r o s k o p o w o — skała jak wyżej.

O b r a z m i k r o s k o p o w y: (tabl. I, fig. 2) struktura porfirowa — tekstura bardzo słabo uławiconą. Prakryształy tworzą idiomorficzne skalenie i kwarzec w równych mniej więcej ilościach. Wymiary skaleni dochodzą do 1 mm długości, ziarna kwarcu są izometryczne i połowę mniejsze. Prakryształy ulegają kataklazie i pokawałkowaniu jak na zdjęciu. Szczeliny są wypełnione kwarcem nowej generacji albo masą podstawową złożoną głównie z drobnoziarnistego kwarcu i chlorytu. Widać często myrmekitowe przerosty kwarcu ze skaleniami. Te ostatnie ulegają nie tyle serycytyzacji co kaolinizacji, która zaczyna się od środka (centryfugalnie), a także i sylifikacji. Współczynnik załamania n_γ wynosi zgodnie z balsmem kanadyjskim 1,54, $n_\alpha < 1,54$, co odpowiada albitowi o składzie An_7 . Wskutek sylifikacji skaleni duże prakryształy rozpadają się i nikną w substancji podstawowej. Skała taka jest w stadium postępującego złupkowania. Jest to słabo zmetamorfizowana skała wylewna, podobna do uprzedniej, porfiroid albitowo-kwarcowy.

Podobnego typu zieleniec kwarcowo-albitofirowy stwierdzono w tymże otworze 9 m poniżej, na głębokości 58 m, o strukturze i składzie mineralicznym tym samym i z licznymi żyłkami kwarcu i kalcytu (dodatnia reakcja z HCl). Nie wykluczone, że to część spagowa tego samego pokładu.

Interesujący kontakt keratofiru (albitofiru) z łupkiem chlorytowym silnie okruszczonym jest uchwycony na tablicy III, fig. 2. Skała albitoidowa (część prawa obrazu) składa się z białych, wąskich laseczek skaleni i ze skąpej substancji podstawowej, złożonej z chlorytu (ciemne pola) drobnego kwarcu, izotropowego szkliwa, śladów serycytu i innych produktów rozkładu. Przylegający łupek chlorytowy jest silnie przetkany pirytem (czarna część obrazu). Linia graniczna pomiędzy skałą magmową a osadową jest nieostra. Widać wyraźnie relikty albitofiru w pirytowej rudzie (ciemne pole), która to ruda metasomatyzuje albitofir. Należałoby sądzić, że materiał mechaniczno-chemiczny, osadowy strącał się pierwotnie z roztworu tuż w najbliższym sąsiedztwie magmowca i następnie został uruchomiony podczas metamorfozy regionalnej już po wykrystalizowaniu skały wybuchowej, skoro jej relikty widać w łupku z pirytem.

¹ Kołczedannyje miestorożdienija Urała (1950).

Śladów tego typu skał wylewnych jest w badanych profilach więcej w różnym stanie transformacji pod wpływem metamorfozy. Z obu wyżej opisanych skał wylewnych, wybranych przykładowo zostały wykonane rozbiory chemiczne I i II podane na tabeli 1.

Tabela 1

Analizy chemiczne keratofirów z Wieściszowic, z Nowej Zelandii i z USA

	Analiza I % wag.	Analiza II % wag.	Analiza III % wag.	Analiza IV % wag.
SiO ₂	72,20	78,58	75,10	75,04
TiO ₂	0,22	0,31	0,22	0,10
Al ₂ O ₃	12,87	11,85	12,84	13,39
Fe ₂ O ₃	1,20	0,56	0,70	1,61
FeO	2,59	3,95	1,36	0,37
MnO	0,03	0,03	0,04	0,05
CaO	1,00	1,42	0,32	0,40
MgO	1,20	0,90	0,30	0,18
K ₂ O	ślad	ślad	2,39	0,83
Na ₂ O	5,80	4,77	5,12	6,36
—H ₂ O	0,10	0,23	0,27	0,24
Strata praż.	1,25	1,66	0,95	1,07
S	1,32	0,64	—	—
Rozszta	—	—	0,21	0,18
	100,28 % wag.	99,90 % wag.	99,82 % wag.	99,82 % wag.

Analiza I. Porfiroid albitowo-kwarcowy z Wieściszowic (keratofir). Otwór nr 30, głębokość 100 m. Analitik: D. Kęsa.

Analiza II. Porfiroid albitowo-kwarcowy z Wieściszowic (keratofir), otwór nr 4, głębokość 49 m. Analitik: jw.

Analiza III. Kwarcowy keratofir, wyspa Great King, N. Zelandia (Turner F. J. i Verhoogen, 1960, str. 262).

Analiza IV. Kwarcowy keratofir, wschodni Oregon, USA, (cyt. jw.).

Jak z analiz nr 1 i 2 wynika, skały powyższe mają oryginalny skład chemiczny. Zwraca uwagę wielka ilość krzemionki, a zwłaszcza sodu, prawie brak potasu, wyraźny niedomiar Fe, Ti, Co i Mg oraz w nieco mniejszym stopniu Al. Ich pozycja geologiczna, a więc zaleganie wśród skał osadowych w formie cienkich pokryw na dnie geosynkliny, struktury porfiroblastyczne i ich główne składniki mineralne (kwarczec, albit, chloryt i serycyt) pozwalają zaliczyć je do keratofirów kwarcowych, należących do szeregu kwaśnego asocjacji spilito-keratofirowej.

Dla porównania przytoczono obok analizy dwóch keratofirów (mianowicie z USA i z Nowej Zelandii) o podobnym i bardzo charakterystycznym składzie. Większa zawartość krzemionki, a mniejsza tytanu, żelaza, wapnia i magnezu odróżnia je od bardziej zasadowych spilitów.

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY WZDŁUŻ LINII I—I (fig. 3)

M a k r o s k o p o w o: silnie laminowane, jasnoszare o srebrzystym odcieniu łupki kwarcowo-serycytowe, bogato impregnowane pirytem, ze strefy okruszcowania.

Obrazy mikroskopowe (tabl. III, fig. 1 i 3) przedstawiają wielkie idiomorficzne krystaloblasty, tkwiące w masie podstawowej. Krystaloblasty, których wycinki są uchwycone na zdjęciach, są to falisto powyginane soczewki kwarcowe z pirytem w pośrodku jako ośrodkiem krystalizacji. Są one uszeregowane zgodnie z laminacją łupku i mają formę soczewkowatą. Masa podstawowa to bardzo drobna mozaika kwarcowa (od 0,02 mm do 0,06 mm), drugoplanowy sercyt w postaci gniazd i poprzerywanych warstewek, na koniec nieliczne relikty wyblakłego, rozłożonego chlorytu. Piryty wraz z kwarcem jako minerały twardsze opierały się ciśnieniu, dając strukturę „oczkową”. Idiomorficzny piryty jest otoczony „włóknistym” kwarcem, który tworzy tak zwane „ogony” („chwosty” geologów uralskich) w miejscach wyklinowywania się soczewek, gdzie był spadek ciśnienia. Piryty albo przecina otaczający go włóknisty kwarc i otaczający łupek ostrymi ścianami (tabl. III, fig. 1), albo, jak to jest zwykle, rozszerza warstewki otaczającego go łupku (tabl. I, fig. 6). Widocznie krystaloblastezy piryty i kwarcu musiała zachodzić jeszcze podczas transformacji pierwotnego osadu, skoro laminy łupku obejmują łukowato gotowy już krystaloblast. Piryty jako minerał „twardy” nie uległ soczewkowatemu spłaszczeniu jak towarzyszący mu włóknisty kwarc. Oba ziarna piryty na tabl. III, fig. 1 zawierają relikty skały otaczającej, ocalone od resorpcji, w formie drobnych inkluzji. Są także liczne kryształy piryty nie stowarzyszone z kwarcem. O analogicznej paragenezie piryty z kalcytem wspominaliśmy już uprzednio.

Opisana powyżej krystaloblastezy minerałów kruszcowych w łupkach krystalicznych jest zjawiskiem często napotykanym i wielokrotnie opisywanym przez różnych autorów, jednakowoż powstanie takich form mineralizacji przedstawia się jeszcze bardzo zagadkowo. Znane są powszechnie centymetrowej wielkości sześciiany piryty wżerające się w łupki chlorytowe i amfibolity w złożu Sulitjelma pod Trondheimem w Norwegii. W literaturze światowej poddają rozważaniom tego rodzaju struktury: W. A. Zawarickij, w zbiorowej pracy Kołczedannyye miestorożdżeniya Urała, fig. 15 (1950), H. Ramberg (1952), Ramdohr P. (1953), H. Williams et al. (1957) fig. 74, A. G. Bietiechtin (1958), F. J. Turner, J. Yerhoogen (1960). W pracy N. A. Elisiejewa (1959) na ryc. 215 a i b są przedstawione obrazy mikroskopowe porfiroblastów magnetyty z pirytem i kwarcem w łupkach krystalicznych zupełnie podobne swą formą do porfiroblastów pirytowych z Wieściszowic. Struktury takie są rezultatem migracji pierwiastków pod wpływem deformacji plastycznej agregatów krystalicznych w warunkach kierunkowego ciśnienia (prawo Rickego). Substancja kryształu rozpuszczona w miejscach zwiększonego ciśnienia i o wyższym poziomie swobodnej energii przechodzi w mobilizat, osadzający się w miejscach zmniejszonego ciśnienia i o niższym poziomie swobodnej energii. Miejsca takie występują na zakończeniach pryzmatycznych lub blaszkowatych kryształów. W rezultacie kryształy wzrastają w kierunku prostopadłym do kierunkowego ciśnienia. Anizotropia wzrostu kryształów w różnych kierunkach jest jedną z przyczyn kierunkowej orientacji wydłużonych kryształów danego minerału w sprasowanym łupku.

Minerały można podzielić na: stresowe¹, jak np. miki, amfibole, cyanit, sylimanit itd. i na — antystresowe albo inaczej na minerały o małej lub

¹ Inaczej — poddające się jednokierunkowemu ciśnieniu.

dużej sile krystalizacji. Piryty z Wieściszowic jako minerał antystresowy, kruchy i o dużej sile krystalizacji utworzył krystalizaty nie spłaszczone i silnie popękane. Bardziej plastyczny i stresowy minerał kwarczec lub kalcyt dawały mobilizaty w formie ogonów, przy czym oba minerały rozrastały się kosztem otoczenia w półplastycznym środowisku. Według T. N. Szadłun (vide A. G. Bietiechtin, 1958, ryc. 296) podobne porfiroblasty magnetytowo-kwarcowe występują w rudach z Krzywego Rogu i innych. Omawiane porfiroblasty charakteryzują późniejsze stadia metamorfizmu nałożone na regionalny metamorfizm fazy wcześniejszej, w której powstały łupki strefy złożowej. Takie rudy są zwykle poprzecinane licznymi żyłkami typu alpejskiego, będące mobilizatami jeszcze późniejszej fazy krystalizacji (tamże fig. 293). Same porfiroblasty ulegają obrotowi pod wpływem przesuwania się względem siebie lamin łupkowych, dając znane struktury „S” w terminologii S a n d e r a. Takim esowatym strukturom towarzyszą w silnie sfilityzowanych łupkach chlorytowo-serycytowo-kwarcowych wąskie laminy kwarcowe, kwarcowo-skalenkowe lub kwarcowo-łyszczkowe, biegnące zgodnie z uławiceniem łupku. Jest to inna forma krystalizacji mobilizatu, powstałego pod wpływem dyferencjacji metamorficznej. Lokalna warstwowa koncentracja oddzielnych minerałów powstała podczas dyfuzji krążących roztworów, wędrujących drogami minimalnego oporu.

Relikty skał otaczających zachowane śladowo w kryształach pirytu (tabl. III, fig. 1) dowodzą, że rudna mineralizacja złoża to hydrotermalno-metasomatyczny proces, któremu podległy łupki chlorytowe, proces związany z migracją substancji rudnej w już uformowanych łupkach.

Niektóre spośród łupków chlorytowo-serycytowych są w pewnej części tufogenicznego pochodzenia, przy czym nie wyróżniają się one niczym makroskopowo od innych podobnych łupków.

Makroskopowo taka skała przedstawia drobnoziarnisty łupek chlorytowo-serycytowy, impregnowany siarczkami.

O b r a z m i k r o s k o p o w y (tabl. III, fig. 4) jest przez to ciekawy, że w łupku widać liczną substancję tufową popielatoszara, nieprzeźroczystą w oświetleniu bocznym. Tworzy ona pylaste skupienia, głównie w szczelinach chlorytu, lub w formach gniazdowych. W środku znajdują się duże czarne idiomorficzne kryształy pirytu i biały kwarczec.

OKAZY ZERRANE NA POWIERZCHNI Z POŁUDNIOWEJ ŚCIANY WIELKIEJ ODKRYWKI

Spośród wielkiej liczby zbadanych okazów zwrócimy uwagę tylko na kilka łupków krystalicznych, odmiennych od opisywanych dotychczasowo.

M a k r o s k o p o w o: ł u p e k s r e b r z y s t o b i a ł y, pobrany z odległości około 15 m od zachodniego brzegu ściany południowej odkrywki jak wyżej, nie wyróżnia się niczym szczególnym od innych tego typu pospolitych łupków.

O b r a z m i k r o s k o p o w y (tabl. III, fig. 5) przedstawia masę serycytową z większymi ziarnami kwarcu, pirytu i okruchowymi szczątkami substancji ilastej, zabarwionej na brązowo od tlenków żelaza. W niej czarne, nieprzeźroczyste szczątki węgla i ślady tufów. Kształt tych szczątków węglistych zdradza obecność pierwotnych organizmów roślinnych wśród osadów ilastych. Węgiel nie uległ grafityzacji wskutek słabo jeszcze zaawansowanej epimetamorfozy.

Inny okaz, pobrany z odległości kilku m na E na tejże ścianie odkrywki, przedstawia pod mikroskopem (tabl. III, fig. 6) łupkę kwarcowo-serycytową, bardzo drobnoblaszkowatą, z nielicznymi ośrodkami krystalizacji kwarcowo-pyrytowymi, przypominającymi struktury oolitowe. Taki krystaloblast kształtu kulistego składa się z pirytu w jego środku, stanowiącego załazek krystalizacji. Wokół istnieje owalna aureola kwarcu, o budowie współśrodkowo-promienistej. Konkrecja jest tylko słabo spłaszczona soczewkowato, co jest raczej wyjątkiem. Widocznie moment krystalizacji siarczково-kwarcowej zachodził już po konsolidacji łupku krystalicznego i jego sprasowaniu.

Inna forma takiego pyrytowo-kwarcowego krystaloblastu jest uchwycona na tabl. 3, fig. 4. Mały kryształ pirytu leży poza otoką kwarcową w łupku, a kryształ duży ekscentrycznie w stosunku do tejże otoki. Jak z przytoczonych przykładów wynika budowa oczek pyrytowych w łupkach jest różna. W samym łupku widać mnóstwo izotropowej proszkowej substancji złożonej głównie z tufów i z innych produktów rozkładu.

Zielenie skaleniowo-chlorytowe, zbite, ciemno zabarwione wychodzą dobrze odsłonięte na powierzchnię jako kilkumetrowej grubości warstwa łatwa do odszukania na wschodnim rogu południowej ściany wielkiej odkrywki. Jest to najprawdopodobniej przewodni poziom, określony przez G. Berga (1913) jako amfibolitowy, występujący pomiędzy strefą okruszczowania spagową a środkową. Makroskopowo skała ciemnoszara, o strukturze zbitej, robi wrażenie słabo laminowanego, o zmiennym składzie mineralnym, schlorytyzowanego amfibolitu.

W obrazie mikroskopowym okazuje się, że to nie jest schlorytyzowany amfibolit, lecz skała wylewna o strukturze porfiroblastycznej (tabl. IV, fig. 1). Substancja podstawowa lepidoblastyczna, tekstura słabo uławiconą, w wyniku kierunkowo zorientowanych blaszek chlorytu w masie podstawowej. Osie wydłużenia prakryształów skaleni są niezgodnie zorientowane w stosunku do kierunku laminacji masy podstawowej. Wymiary skaleni dochodzą do 1 mm długości. Mniejsze i mniej liczne są prakryształy kwarcu. Na jednym ze skaleni zmierzono kąt ściemniania światła n_a do $M = 12^\circ$ przy współczynniku załamania światła niższym od balsamu kanadyjskiego. Wskazuje to na albit o zawartości 7% An. Zależnie od ilości chlorytu w masie podstawowej zieleniec przechodzi w odmiany jaśniejsze, o mniejszej ilości chlorytu i o strukturze oczkowej i w odmiany ciemne, bardziej afanitowe.

Jest to ciemnozielona skała wylewna, którą określamy jako albitoidowy porfiroid kwarcowo-chlorytowy, odpowiednik spilitów, facji spilito-keratofirowej. Ze względu na wielkie ilości chlorytu jest to odmiana złupkowanej, wylewnej skały, bardziej zasadowej niż skały keratofirowe, uprzednio opisane.

BADANIA RUD W ŚWIETLE ODBITYM

Główny minerał rudny to piryt. Jest on bardzo rozpowszechniony w ilościach śladowych, które stopniowo przechodzą w większe koncentracje do kilkunastu i więcej %. W naszych niekompletnych materiałach nie zauważono większych, gniazdowych, czy pokładowych, jednorodnych mas pirytu, który zawsze występuje tylko rozproszony w przerostach z krzemianami. Obok pirytu wyróżniono jako minerał sporadyczny chalkopiryt i o wiele mniej liczną galenę, na koniec blendę cynkową jako wrostki

w ilościach śladowych, dostrzegalnych tylko pod silnymi powiększeniami. Zwraca uwagę brak markazytu i związków arsenowych, np. pospolitego arsenopiryty. Piryty wraz z kwarcem i kalcytem jest osadzony w kwarco-serycytowych produktach rozkładu łupków chlorytowych.

Strefa okruszcowania, pomimo to, że została zbadana w licznych preparatach, nie przedstawia wielkiego urozmaicenia pod względem swego składu mineralnego. Charakterystyka niektórych typowych okazów rud zebranych z różnych poziomów przedstawia się następująco:

Często w podstawowej masie mlecznego kwarcu widać popękane idioblasty piryty. Dopiero pod silnym powiększeniem są dostrzegalne w piryty emulsoidy chalkopiryty. Rzadka w tym złożu galena tworzy także odosobnione kryształy. W galenie widać małe inkluzje kwarcu, a w kwarcowej masie podstawowej krzemiany o silnym reliefie. W szczelinę piryty wciska się galena.

Na obrazie tabl. IV, fig. 2 widać wielki kryształ piryty odróżniający się lekko porowatą powierzchnią (na prawo) od śnieżnobiałej galeny, lepiej odpolerowanej. Masa podstawowa to kwarciec. Osobno wśród kwarcu występują przylegające do piryty skupienia kubicznych kryształów galeny. Szczeliny w piryty są wypełnione kwarcem i chalkopirytem. Jest to rzadsza forma występowania chalkopiryty. Zwykle tworzy on tylko drobne skupienia w samym piryty w formie emulsoidalnych (amebowatych) struktur odmieszania. Inne stowarzyszenie chalkopiryty z pirytem w kwarcu jest przedstawione na tablicy IV, fig. 3. W tym wypadku chalkopiryty nie tworzy ani emulsoidalnych inkluzji w piryty, ani nie wypełnia szczelin w tym mineralu, lecz tworzy odrębne przerosty z kwarcem w najbliższym sąsiedztwie piryty.

Obraz tabl. IV, fig. 4 przedstawia zakreślony kołem chalkopiryty amebowatej formy w wyjątkowych wymiarach (0,7 mm), występujący jako odosobniony agregat krystaliczny wśród kwarcu mlecznego; na lewo bardziej porowaty piryty. Zachodzi brak jakichkolwiek innych minerałów kruszcowych.

Na obrazie tabl. IV, fig. 5 przedstawiony jest piryty po jego wytrawieniu nadmanganianem potasu z kwasem siarkowym. Rytmiczne wstęgowania na kryształach dowodzą, że pierwotna struktura piryty była metakoloidalna i że dopiero pod wpływem metamorfozy uległa późniejszemu przekształtowaniu.

Nieco odmienny obraz piryty wytrawionego wraz z chalkopirytem i sfaleritem przedstawia tablica IV, fig. 6. Budowa kryształu w postaci spłaszczonej kostki jest niejednorodna, smugowata i porowata, co dowodzi, że pierwotny mobilizat był w formie żelu.

Jak z przytoczonych przykładów wynika, skład mineralogiczny rudy z Wieściszowic jest bardzo prosty, co jest cechą charakterystyczną tego złoża. Nie wykluczone, że w przyszłości, po górniczym udostępnieniu złoża, ilość minerałów kruszcowych nieco się powiększy, lecz w każdym razie będą to minerały nieliczne i tylko w ilościach śladowych. Należałoby się spodziewać jedynie pewnych bogatszych stref z mineralizacją miedziową, skoro miedź swego czasu była eksploatowana jako produkt uboczny. O ześpolu śladowych metali w badanych pirytyach informują przytoczone analizy (tabela 2).

Jak z tych analiz na pierwiastki śladowe wynika, badane piryty wyróżniają się małą stosunkowo zawartością tych pierwiastków. Jedynie As i Cu występuje w poważniejszych ilościach, w nieco mniejszych Mn, Co i Ni. Zwraca uwagę brak V, Mo i Tl. Zn i Pb mogą pochodzić od zanieczyszczeń,

Tabela 2

Analizy spektralne pirytów z Wieściszowic

Symbol pierwiastka	Analiza I Otwór 32 głęb. 26 m	Analiza II Otwór 12 głęb. 21 m	Analiza III Otwór 28 głęb. 93 m	Analiza IV Otwór 17 głęb. 77 m	Analiza V Otwór 10 głęb. 46,7 m	Analiza VI Otwór 18 głęb. 60 m	Analiza VII — — —
Fe	×	×	×	×	×	×	×
Ag	—	—	—	—	—	—	śl
As	+	śl	++	śl	+	+	śl
Cd	—	—	—	—	—	—	śl
Cc	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	śl
Cr	—	—	—	—	—	—	?
V	—	—	—	—	—	—	
Cu	+++	++	+++	++	++	++	+++ (+)
Ga	—	—	—	—	—	—	śl
Mn	śl	(+)	śl	śl	śl	+	+
Mo	—	—	—	—	—	—	
Ni	+	++	+	+	+	+	
Pb	+	śl	śl	śl	śl	+	
Sb	—	—	—	—	—	—	
Sn	—	—	—	—	—	—	
Zn	śl	śl	śl	śl	śl	śl	

Analizy I—VI wykonał M. Szecówka; analizę VII C. Harańczyk.

Oznaczenia: × — pierwiastek podstawowy

śl — pierwiastek śladowy

(+) — linia osłabiona

+ — ilość pierwiastka wykrywalna

++ — ilość pierwiastka większa niż +

+++ — ilość pierwiastka większa niż ++

— — dany pierwiastek nie występuje

gdyż galenę i blendę zauważono w niektórych punktach w ilościach śladowych. Kruszcowym minerałem stwierdzonym jest chalkopiryt, natomiast arsenopirytu nigdzie nie zauważono. Arsen jest widocznie związany izomorficznie jako arsenek żelaza (lellingit) z siarczkiem żelaza, tj. z pirytem. W Wieściszowicach nie ma markazytu, co jest zgodne z dotychczasowymi obserwacjami, że nie ma markazytów w utworach hydrotermalnych wyższych temperatur i w utworach metamorficznych. Brak Mo, Mn i V w większych ilościach przemawia przeciw osadowemu pochodzeniu złoża. Natomiast obecność Cu, As, Co, Ni, Pb, Zn przemawiałaby raczej za magmową ascencją (Z. Michalek¹, 1962) w naszym wypadku konkretnie za magmatyzmem podmorskim.

GENEZA ZŁOŻA

Geneza złoża pirytu w Wieściszowicach przedstawia się zagadkowo, tak samo jak i innych złóż kruszcowych, otaczających granit Karkonoszy. Złoże to jest od kilkudziesięciu lat uniedostępnione i przez to słabo rozpoznane.

¹ Tamże, literatura.

Wyróżnia się ono bardzo odrębną i zarazem prostą mineralizacją piritową w odróżnieniu od innych złóż siarczkowych, polimetalicznych (Kowary, Czarnów, Miedziana Góra) i inne. Odrębna mineralizacja złoża zalegającego w tejże samej serii łupków krystalicznych komplikuje dyskusję nad jego genezą.

Seria łupków krystalicznych powstała w swej większości z różnorodnych skał pierwotnych osadowego pochodzenia. Zarazem jest ona silnie przewarstwiona, zwłaszcza w jej częściach stropowych, wylewami skał magmowych i ich tufami, przeistoczonymi w różnorakie „skały zielone”. Sama seria złożowa, określana makroskopowo jako „łupki chlorytowo-serycytowe” stanowi tylko krótki fragment okresu sedimentacji kompleksu kilometrowej miąższości łupków krystalicznych. Jest ona poprzecinana licznymi żyłkami siarczkowo-krzemianowymi, nie mającymi wpływu na okruszczowanie i będącymi mobilizatami powstałymi pod wpływem procesów metamorfizmu.

Mineralizacja rudna okazała się bardzo prosta. Poza pirytem (brak markazytu) i akcesorycznym chalkopirytem wyróżniono tylko w niektórych punktach mikroskopowo dostrzegalne minerały śladowe. Natomiast pospolite minerały towarzyszące piritowi to charakterystyczne otoki włóknistego kwarcu i w mniejszym stopniu kalcytu. Te trzy główne minerały złożowe powstały na drodze krystaloblastezy w łupku chlorytowo-serycytowym, którego laminy one w większości przypadków (!) rozchylają, a nie przecinają. Daje to niekiedy charakterystyczne struktury oczkowe rudy odbudowy. Widocznie ruda odbudowy tworzyła się sposobem krystalizacji zbiorczej (Sammelkristallisation), synchronicznie wraz z samym łupkiem chlorytowym, którego siarczki były pierwotnym elementem składowym.

Zieleńce okazały się schlorytyzowanymi i złupkowacnymi skałami wylewnymi. Są one o wiele liczniejsze w omawianej serii, lecz nie zawsze łatwo rozpoznawalne makroskopowo, wskutek ich rozkładu, struktury afanitowej i złupkowacenia. Stwierdzono dwa rodzaje zieleńców magmowych. Jedne z nich to schlorytyzowane amfibolity aktynolitowe z epidotem i relikami struktur bazaltowych (pillowlava). Koncentrują się one głównie w stropie serii osłony w formie potężnych masywów¹, a także w formie cieńszych wkładek wśród samej serii. Skały szeregu kwaśnego, ortofiry ortoklazowo-felzytowe (G. B e r g, 1934) zalegają bliżej spągu serii. Na koniec w łupkach chlorytowych samej serii złożowej, i w bezpośrednim ich nadkładzie, stwierdzono obecność licznych, cienkich wkładek pewnych zagadkowych skał wylewnych szeregu kwaśnego, zzieleniałych pod wpływem epimetamorfozy i o strukturach porfiroblastycznych. Złożone są one głównie z albitu, kwarcu, chlorytu i serycytu i odpowiadają swoim składem chemicznym keratofirom kwarcowym. Są one odpowiednikami porfiroidów albitowych, albitowo-kwarcowych czy innych, wyróżnionych w pokrewnych złożach piritowych na Uralu. W rezultacie złoża w Wieściszowicach wykazuje miejscowe i genetyczne powiązanie z wylewami spilito-keratofirowymi z tym uzupełnieniem, że magmy zasadowe (spilitowe) wystąpiły

¹ Nie wszystkie amfibolity mają struktury reliktowe po skałach bazaltowych. Większość z nich posiada pospolite struktury granoblastyczne, wstęgowane. Są one poprzerastane grubszymi wkładkami salicznymi, złożonymi z kwarcu, skaleni, chlorytu, serycytu, czasem diopsydu, co nasuwa przypuszczenie, że są to skały „para”. Dokładne opracowanie powyższych, różnorodnych amfibolitów stanowi ważny problem wymagający rozwiązania.

w wielkich masach, a magmy kwaśne (keratofirowe) jedynie w formie cienkich wkładek wśród parałupków, okruszczowanych pirytem.

Związek złóż pirytowych podobnego typu z wylewami skał spilito-keratofirowych został już wyjaśniony dla złóż uralskich i kaukaskich przez całą plejadę geologów radzieckich, pracujących od dziesiątków lat nad tym problemem z A. N. Zawarickim na czele.

Na podstawie nowych badań przeprowadzonych na licznych złożach uralskich, kaukaskich, japońskich i innych A. N. Zawaricki (1943) stworzył hipotezę o przestrzennym i genetycznym związku pirytów uralskich ze staropaleozoicznymi wulkanicznymi wylewami przeobrażonymi wskutek powierzchniowej metamorfozy regionalnej.

Okazało się np. według badań Zawarickiego (1946) i L. D. Kurzakowa (1958), że złoża Bława na południowym Uralu zalega w efuzywach pirytowo-keratofirowej formacji przewarstwionej tufami i osadowymi skałami. Rezultaty badań wydane w dużej zbiorczej pracy czołowych badaczy złóż uralskich (Kołczedannyye miestorożdienija Urała, 1950) uzyskały dalsze potwierdzenie w najnowszych pracach W. I. Smirnowa i T. J. Gonczarowa (1960) i innych, poświęconych złożom pirytów występujących w północnej części zachodniego Kaukazu. Złoża te zalegają tak samo wśród zieleńcowych, staropaleozoicznych łupków krystalicznych pochodzenia wulkanicznego. Tamtejsze zieleńce to także kwarcowe albitofiry, tufy i tufity. Lokalizacja złoża ma miejsce na granicy wulkanitów, ich tufów i skał osadowych i jest związana z nimi genetycznie. W łupkach krystalicznych występuje koncentracja rud tak samo o formie skupień ogoniastych („chwostoobraznyje skoplenija”) i krystalizacja włóknistego kwarcu. Gdy kończą się zieleńce, to nikną i piryty.

Przytoczone przez nas dane o złożu i skałach otaczających są uderzająco zgodne z danymi o pirytowych złożach uralskich i kaukaskich. Widocznie złoża te powstały w podobnych warunkach geologicznych i są pokrewne pod względem genetycznym.

Geneza pirytu w Wieściszowicach jest bardziej zrozumiała w świetle najnowszych poglądów o związkach zachodzących pomiędzy przejawami początkowego magmatyzmu w strefach geosynklinalnych a tworzeniem się złóż kruszczowych, zestawionych obszernie w pracach H. Borcherta (1957), O. Oelsnera (1958, 1960), G. G. Amstutza (1959), H. Schneiderhoejna (1958) i innych, a zwłaszcza w pracach A. J. Bilibina i jego współpracowników (1955) tudzież I. G. Magakiana (1959).

Według J. A. Bilibina (S. A. Wachromiejew, 1961) początkowe i wczesne etapy ruchów orogenicznych na obszarze geosynkliny, które obecnie bierzemy pod uwagę, zaczynają się sfałdowaniem pierwotnym łupkowo-ilastych, morskich osadów terygenicznych i chemicznych (węglanowych) występujących obecnie w postaci kwarcytów, hornfelzów, przekryształizowanych wapieni itd. Towarzyszy im intensywny podmorski wulkanizm wyrażający się podmorskimi wylewami law bazaltowych typu spilitów i pillowlava, przeistoczonych w zieleńce. Ten początkowy zasadowy magmatyzm ustępuje stopniowo wylewom law bardziej kwaśnych w postaci keratofirów, pałeoporfirytów, albitofirów itd.

Rozwój geosynkliny w Sudetach zgadza się w wysokim stopniu ze schematem J. A. Bilibina i wykazuje szereg analogii w tworzeniu się zespołów rudnych z innymi geosynklinami¹.

¹ Jest to zagadnienie rozległe, wymagające specjalnego opracowania i leżące poza

Łupki krystaliczne osłony Karkonoszy powstały z osadowych formacji łupkowo-ilastych, terrygenicznych, w mniejszym stopniu węglanowych, w czasach algoncko-staropaleozoicznych. Początkowy magmatyzm towarzyszący tworzeniu się tych osadów przejawiał się w formie ekstruzji zasadowych magm hyperbazytowych, obejmujących cały szereg odmian skał, począwszy od diabazów aż do kwaśnych paleoporfirów (spilito-keratofirów). Zachodziły tu różne przypadki; magmy diabazowe szeroko rozprzestrzenione na wielkich obszarach w formie grubych pokryw przeszły z czasem w amfibolity aktynolitowe i zieleńce. W wypadku kontaktu tych magm ze środowiskiem wodnym powstały spility. Obok magm diabazowych wystąpiły ich produkty dyferencjacji w postaci mniejszych intruzji czy dajek szeregu kwaśnego; byłyby to paleoporfiroidy, a keratofiry w wypadku wylewów bardziej kwaśnych silsów podmorskich.

W fazie wczesnego i początkowego stadium geosynkliny sudeckiej magmy hyperbazytowe mogły przyczynić się do powstania złóż żelaza w Kowarach, Janowej Górze i in.; ultrazasadowy produkt dyferencjacji magm gabrowo-perydotytowych dał początek złożu Cr i Ni w okolicach Ząbkowic Śląskich i Sobótki; wraz z zieleńcami spilito-keratofirowymi powstały na znanym nam odcinku złoża pirytów w Wieściszowicach, podobnie jak złoża pirytów uralskich czy kaukaskich. Powyższy magmatyzm wczesnego stadium rozwoju geosynkliny sudeckiej, i typy złóż z nim związanych, nie może być tylko przypadkiem, skoro wykazuje tak daleko idącą zgodność ze znakomitą syntezą J. A. Bilibina.

Podług F. J. Turnera i J. Yerhooena (1960, str. 261) asocjacja spilito-keratofirów z osadami morskimi jest dowodem, że są to albo wylewy law podmorskich na dnie geosynkliny, albo wciśnięcia law w jeszcze nie skonsolidowane osady morskie. W takich warunkach powstałe skały nie musiały być jakimiś specjalnymi magmami, lecz mogły być rezultatem późniejszej albityzacji magm bazaltowych. Doprowadzenie jonów sodowych z wody morskiej mogło wywołać albityzację tych magm. Szybkie zastyganie magmy bazaltowej pod pokrywą wodną mogło wywołać retencję części lotnych i spowodować jej autometamorfozę albo odwrotnie — Ca, Fe, Mn, Mg i Si mogło się dostać do wód morskich i reprecypitować wśród przyległych osadów jako żelaziste rogowce, rudy żelaza czy manganu, jako wapienie, a w razie obecności jonów siarki w formie pokładów pirytu.

W świetle najnowszych badań O. Oelsnera (1960) (także W. A. Henschel, 1952; G. H. Winkler, 1958) skały keratofirowe to raczej skały mieszane (hybride Gesteine) simatyczne początkowego magmatyzmu, powstałe ze skał bazaltowych czy diabazowych. Taki migmatyt mógł powstać w drodze asymilacji skał osadowych geosynklinalnych. Np. konkretnie keratofir może powstać z resorpcji w ilości 30% łupku ilastego przez bazalt w ilości 70%, co wyżej wymieniony autor udowadnia na podstawie przeliczenia odnośnych dwóch analiz. Wyjątkowo duża ilość Na mogła powstać w drodze termodyfuzji w ciekłych pozostałościach zastygającej magmy w związku z okludowaniem NaCl z wody morskiej. Keratofirowy mieszaniec mógł zwolnić szereg pierwiastków do roztworu wodnego, a zwłaszcza ważne dla nas żelazo, precypitujące niekoniecznie tuż obok samej intruzji, lecz w przyległych osadach morskich.

zakresem niniejszego artykułu. W naszej krajowej literaturze zaczęły się już pojawiać pierwsze próby syntezy na powyższy temat (W. Adamski, A. Kaczmarek i W. Masłowski, 1960; J. Jerzmański, 1961).

Na zakończenie nasuwa się jeszcze jedno pytanie, skąd się wzięła siarka, dająca osady metali w formie siarczków?

Jony siarki mogły przyjść wraz z podwodnym wylewem magmowym, co jest zjawiskiem pospolitym, albo mogły być pochodzenia egzogenicznego w związku z syngenetyczno-osadowym cyklem krążenia siarki. W środowisku wodnym w warunkach redukcyjnych mogły powstawać siarczki metali ciężkich w związku z rozkładem substancji białkowatych, wydzielających siarkowodór. Także źródłem siarki mogły być aniony SO_4 zawarte w wodzie morskiej (A. G. Bietiechtin 1953, 1955; O. Oelsner, 1960). O możliwości tworzenia się siarczków z jonów siarczanowych w wodnym środowisku świadczy ich parageneza z gipsonośnymi czy solonośnymi warstwami (złóże osadowe miedzi Corocoro w Boliwii, ślady siarczków w osadach soli w Kłodawie w Polsce, gipsu w triasie górnośląskim itd.). Redukcja siarczanów do dwuwartościowego anionu mogła nastąpić przy obecności siarkowodoru powstałego z rozkładu substancji organicznych przy niedoborze tlenu, zwykle obfitych w utworach marglisto-ilastych (łupki miedzionośne formacji cechsztyńskiej itd.).

Na podstawie przeprowadzonych przez nas rozważań, pozwolimy sobie obecnie wyciągnąć następujące wnioski odnośnie do genezy złoża pirytu w Wieściszowicach:

Złóże powstało w początkowych stadiach rozwoju geosynkliny sudeckiej (algonk ? paleozoik ?) w związku z początkowym magmatyzmem skał metabazytowych, intrudujących w osady dna morskiego. W rezultacie nie jest to złóże pierwotnie osadowe, jak to dawniej w uproszczony sposób sądzono, lecz jest to złóże pochodzenia hypogeniczno-hydrotermalnego, a bardziej konkretnie złóże efuzywno-ekshalatywno-osadowe typu geosynklinalnego. Jest ono związane z zieleńcami, przez co jest uderzająco podobne do złóż pirytów uralskich i kaukaskich. Należałoby przyjąć za O. Oelsnerem (1960), że jest ono rezultatem hybrydyzacji magm bazaltowych z osadami terrygeniczno-ilastymi i marglistymi w czasach początkowego magmatyzmu geosynklinalnego.

Katedra Złóż Rud
Akademii Górniczo-Hutniczej
w Krakowie

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

- Adamski W., Kaczmarek A., Masłowski W. i inni (1960), Pierwsza polsko-jugosłowiańska narada — Kowary.
- Amstutz G.E. (1959), Syngenese u. Epigenese. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.* 39.
- Ansilewski J. (1954), Keratofiry Gór Kaczawskich. *Arch. miner. PAN*, 28, z. 1, Warszawa, Państw. Wyd. Nauk.
- Berg G. (1913), Die Erzlagerstätten der nördlichen Sudeten. *Festschr.* 12, allg. dtsh. Bergmannstag. Breslau.
- Berg G. (1934), Natur u. Lagerungsverhältnisse des quarzitschiefers von Kupferberg. *Tscherm. miner. petrogr. Mitt.* 46, s. 1—19, Berlin.
- Berg G. (1938), Erläuterungen zu Blatt Kupferberg, II Auflage Geologische Karte von Preussen. *Preuss. geol. Landesanst.*, Berlin.

- Betekhtin A.G., Genkin A.G., Filimonova A.A., Shadlun T.N., Бетехтин А.Г., Генкин А.Г., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. (1958), Текстуры и структуры руд. А.Н. СССР, Москва.
- Betekhtin A.G., Бетехтин А.Г. (1955), Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования „Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях”, Изд. А.Н. СССР, Москва.
- Betekhtin A.G., Бетехтин А.Г. (1955), О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях „Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. А.Н. СССР Москва.
- Bilibin J.A., Билибин Ю.А. (1955), Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи, Госгеолиздат.
- Borchert H. (1957), Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. *N. Jb. Miner. Abh. Festband Schneiderhoehn* 91.
- Eliseev N.A., Елисеев Н.А. (1959), Метаморфизм. Изд. Лен. Унив.
- Geologia złóż surowców mineralnych Polski (1960). Surowce metaliczne. Wyd. Geol. Warszawa.
- Harańczyk C. (1956), Wstępne wyniki poszukiwań pierwiastków śladowych w minerałach kruszcowych niektórych złóż Polski. *Biul. Inst. Geol.* 107, Wyd. Geol., Warszawa.
- Hentschel H. (1952), Zur Petrographie des Diabaz-Magmatismus im Lahn-Dill Gebiet. *Dtsch. Geol. Ges.* 104, p. 237—246.
- Jaskólski S. (1961), Versuch einer Klärung des Entstehens der in Wieściszowice (Niederschlesien) vorkommenden pyritischen Schiefer. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. geol. geogr.* 9, nr 4.
- Jerzmański J. (1961), Występowanie i perspektywy poszukiwawcze złóż rud żelaza na Dolnym Śląsku. *Prz. geol.* nr 3.
- Kłeczek A. (1954), Sprawozdanie z badań łupków pirytowych w Wieściszowicach (Dolny Śląsk). Wyd. Geol., Warszawa.
- Krajewski R. (1949), Sprawozdanie z badań łupków pirytowych w Wieściszowicach. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 54.
- Колчеданные месторождения Урала (1950), 36. Ст. Изд. А.Н. СССР.
- Kurshakova L.D., Куршакова Л.Д. (1958), Метаморфические преобразования рудовмещающих спилитов бурибаевского медноколчеданного месторождения на южном Урале. *Изв. А.Н. СССР, Сер. Геол.* № 8.
- Lehman E. (1941), Eruptivgesteine und Eisenerze in Mittel und Oberdevon der Lahnmulde. *Wetzlar* 391 St.
- Loginov V.P., Логинов В.П. (1958), Закономерности локализации колчеданных месторождений на среднем Урале и некоторые вопросы их генезиса „Закономерности размещения полезных ископаемых”. Изд. А.Н. СССР, Москва.
- Magakian I.G., Магакиян И.Г. (1959), Основы металлогении материков. Изд. А.Н. Армянской ССР.
- Michalek Z. (1962), Studium geochemiczne siarczkowych minerałów żelaza. *PAN Komis. Nauk Geol. Oddz. w Krakowie. Prz. geol.* 6.
- Nielubowicz R., Jaskólski S. (1957), Materiały do poznania złoża łupków pirytowych w Wieściszowicach i do jego genezy. *Prz. geol.* 6, Warszawa.
- Nielubowicz R. (1958), Problem łupków pirytowych w Wieściszowicach. *Prz. geol.* 10, Katowice.
- Oelsner O. (1958), Eine metamorph. umgewandelte u. teilweise tektonisch mobilisierte Blei-Zink-Lagerstätte des Schwefelkieskreislaufes im erzgebirge. *Freiberg Forsch. H. C.* 44, p. 28—46.
- Oelsner O. (1960), Bemerkung zur Bedeutung von Assimilationsvorgängen bei der Intrusion initialer Magmen u. zur Genese der Geosynklinallagerstätten.

- Oelsner O. (1960), Möglichkeiten zur Mobilisation von Blei-Zinkerzen aus bestehenden Lagerstätten u. Kriterien zu ihrer genetischen Einstufung. *N. Jb. Miner. Abt. Festband Ramdohr* 94.
- Petraschek W.E. (1933), Die Erzlagerstätten des schlesischen Gebirges. *Arch. Lagerst. Forsch.* 59, Berlin.
- Petraschek W.E. (1937), Die geologische Stellung der schlesischen Arsen-Kupfer Eisenspathlagerstätten und deren Bedeutung für die neuen Aufschlussarbeiten. *Mitt. Erz.* 34.
- Ramberg H. (1952), The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Univ. of Chicago Press. Chicago.
- Ramdohr P. (1953), Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelberger Lagerstätte. *Geol. Jb. Hanover*, Bd. 67, p. 367—494, 154 Abb.
- Schneiderhoehn H. (1958), Die Erzlagerstätten der Erde. G. Fischer. Stuttgart.
- Schneiderhoehn H. (1962), *Złóża rud.* Wyd. Geol., Warszawa.
- Smirnow W.I., Goncharova T.J., Смирнов В. И., Гончарова Т. Я (1960), Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части северного Кавказа. Изв. А. Н. СССР, сер. геол. № 2. Москва.
- Smulikowski K. (1957), *Regionalna Geologia Polski* 3, Sudety, Kraków.
- Turner P.J., Yerhoogen J. (1960), *Igneous and Metamorphic Petrology*. Mc. Gr. Hill Booc. Camp. N. York.
- Vakhromeev S.A., Вахромеев С. А. (1961), Месторождения полезных ископаемых, Госгеолтехизд. Москва.
- Viliams H., Turner F., Gilbert C.M., Вильямс Х., Турнер Ф. Дж., Гильберт С. М. (1957), Петрография. Изд. ин. лит. Москва.
- Winkler G.H. (1958), Experimentelle Gesteinsmetamorphose II. Bildung von anatektischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl führenden kalkfreien Tonen. *Acta geochim. et cosmochim.* November p. 91—112.
- Zavaritsky V.A., Заварицкий В. А. (1943), О генезисе колчеданных месторождений. Изв. А. Н. СССР, Сер. геол. № 3. Москва.
- Zavaritsky V.A., Заварицкий В. А. (1946), Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. Инст. геол. наук вып. 71, Москва.

SUMMARY

INTRODUCTION

The crystalline schists with pyrite occur at Wieściszowice¹ in the form of falband extending along the contact of the granite of the Karkonosze Mountains (fig. 1). It was thought that these schists were of sedimentary origin and had subsequently undergone recrystallization under the influence of regional metamorphism. In a provisional report S. Jaskólski (1961) set forth somewhat different opinion on the origin of this deposit, which in the present paper is the subject of more detailed considerations based mainly on its geological position, as well as on microscopic and petrographic studies.

THE FORM OF THE DEPOSIT AND ITS GEOLOGICAL POSITION

The village of Wieściszowice is situated at a distance of about 4 km. from the railway-station of Marciszów in Lower Silesia near the Jelenia

¹ Ronau in the German literature.

Góra — Wałbrzych railway line. A belt of outcrops of chlorite-sericite schists ca 200 m. wide extends in the meridional direction over an area of about 5 km. They dip steeply to the E at an angle of about 70° (figs. 2 and 3).

Pyrite-bearing chlorite-sericite schists form only a narrow intercalation in a series of crystalline schists of great thickness reaching ca 4 km., lying between the granite of the Karkonosze Mountains in the west, and the Culm graywacke of the Intra-Sudetic syncline in the east. These metamorphic rocks of Algonkian — Lower Palaeozoic age represent the supracrustal cover of the granitic massif of the Karkonosze Mountains, subjected to erosion following late Hercynian movements. They also contain sills of basic or acid rocks of various schistosity with relicts of effusive rock structures in the form of enigmatic „greenstones”.

There prevails the opinion that this supracrustal cover consisted of argillaceous rocks, sandstones, arkoses, marls, graywackes etc., which had undergone epimetamorphism.

In his geological map G. Berg (1938) divides the whole series of crystalline schists into a number of formations, while in the explanations to this map classifies them according to their origin (fig. 2).

The majority of crystalline schists occurring in the cover of the Karkonosze granite were developed from sedimentary rocks with intercalations of effusive rocks and tuffs. The percentage of magmatic rocks is considerable particularly in the uppermost part of the complex.

The present paper is based on profiles I-I, II-II, III-III (R. Nielubowicz, 1958).

MICROSCOPIC AND PETROGRAPHIC EXAMINATION OF MINERALIZED ZONE AND ADJACENT ROCKS

Investigations were carried out on several hundred specimens collected mainly from line III of bore-holes and from outcrops on the surface.

PRINCIPAL MINERAL CONSTITUENTS OF CRYSTALLINE SCHISTS

The crystalline schists are composed of the following main mineral constituents:

Chlorites. Minerals belonging to this greatly differentiated group are abundant. Grass-green diabantites, faded prochlorites and chlorites from pennine group which are most common occur.

Amphiboles. Actinolite is a common constituent of amphibolites, hornblende appears much less frequently. They both pass into chlorite and epidote.

Feldspars. Albite, and in a lower degree oligoclase are the most common representatives of this mineral group. They readily pass into sericite, epidote, quartz and other products of alteration.

Orthoclase, is rather rare.

Epidote is a characteristic mineral of altered basic rocks, amphibolites, greenstones and calcareous schists; present in traces in chlorite schists. The most common are clinozoisites, pistacites occur more rarely. Its crystalline aggregates are similar to leucoxene, rutile; and particularly to tuff substances.

Carbonates are an essential constituent of the whole series.

Sericite is one of the most common constituents, especially of quartz-chlorite-sericite schists. It passes into hydromicas, even into white, cryptocrystalline clayey substances. Basing on optical observations certain white micas have been determined as phengite.

Biotite is relatively rare. Being a common product of the decomposition of amphiboles it readily undergoes chloritization.

Among the extensive and trace minerals the most important is rutile, often present in fine crystalline nests difficult to determine; the next are leucoxene, ilmenite, apatite, magnetite, titanite and various iron oxides.

CRYSTALLINE SCHISTS OF THE (MINERALIZED PYRITE) SERIES

a) Schists overlying mineralized zone. Occur chlorite and quartzitic chlorite schists with laminae of quartz, sometimes of calcite. When the dimensions of foliated minerals drop to 0,02 mm. the rocks assume an aphanitic structure.

Table I in fig. 1 shows a fine-laminated quartzitic chlorite schist with bands of black isotropic substance, grey by side light. These are silty tuff substances, which cannot be more exactly determined. Another chlorite schist (Table I, fig. 3) contains nests and lenticles of granulated calcite. There also appear chlorite schists with pebbles of albitoid rocks (Table I, fig. 4). It is to be presumed that albitophyre fragments have been cemented by calcareous-argillaceous pelite, and then the sediment underwent a shallow epimetamorphism. The pebbles of chlorite schist as well could have been cemented by a calcareous sediment and subject to a feeble epimetamorphism (Table I, fig. 5). There is no ore mineralization in these rocks.

b) Ore mineralization zone. The ore mineralization of chlorite schists increases gradually. Simultaneously chlorite passes into sericite. A big crystalloblast of pyrite (Table I, fig. 6), while growing, forces apart the surrounding mass composed of foliated minerals and quartz. Typical ores of rebuilding are shown in Table II, figs. 1 and 2 and III, figs. 1, 5, 6). They occur as lenticular undulating quartz crystalloblasts with pyrite as nucleus of crystallization.

These crystalloblasts occur in the groundmass, composed of foliated minerals and quartz. Pyrite and quartz resisting stress were responsible for „augen” structure. The idiomorphic pyrite is surrounded by fibrous quartz, which forms the so-called „tails” where lenticles thin out.

In Table III, fig 1 we observe in pyrite grains relicts of the groundmass resorbed during crystalloblastasy. Such inclusions prove that the mineralization of the deposit is due to hydrothermal processes (cf. V. A. Zavaritsky, 1950, Fig. 15; H. Ramberg, 1952; P. Ramdohr, 1953; H. Williams, 1957, fig. 74; A. G. Betekhtin, 1958; F. J. Turner and J. Yerhoogen, 1960; N. A. Eliseev, 1959, fig. 215, a, b). The porphyroblasts characterize the stages of metamorphism, following the metamorphism of an earlier phase.

Some of the chlorite-sericite schists are partly of tuffogenic origin. In Tables II fig. 3 and III fig. 4 we can see a great quantity of a black substance actually ash-grey. The presence of tuffs throws some light on the origin of the deposit. In certain chlorite-sericite schists there occur laminae of coal substance not graphitized owing to the little advanced epime-

tamorphism (Table III, fig. 5). This proves the sedimentary origin of these schists.

In Table II, fig. 4 is visible a somewhat different mineralization. Closely disposed pyrite not accompanied by calcite is embedded in the ground mass composed of foliated silicates and other minerals.

c) Schists underlying mineralized zone. They represent aphanitic chlorite-calcareous schists with pyrite only in traces. This is a microbreccia (Table II, fig. 5) composed of quartz and feldspar fragments, dispersed in a fine-grained ground mass (cataclasite).

d) Greenstones occur frequently both above and below the mineralized series, forming small intercalations and larger sills. They can be divided into basic greenstones macroscopically resembling chloritized and epidotized amphibolites and acid greenstones, determined by the author as albitoid porphyroids, or albitoids and some other rocks. As can be seen from analyses (Table I) and microscopic observations the latter rocks are keratophyres foliated, whereas the former derive from spilites, and contain relicts of ophiolitic structures.

Samples of these rocks, taken from the zone of sulphide mineralization (Table I, fig. 2; Table II, fig. 6) are composed of quartz and albite phenocrysts, and of a very fine-grained quartz-sericite-chlorite ground mass. Feldspars undergo silification (Table I, fig. 2) and crushing, whereupon the rocks are subject to a gradually advancing decomposition. These are albite-quartzitic porphyroids or quartzitic albitophyres, light grey with a low content of chlorite.

Dark green and feebly laminated „amphibolites” appear (Table IV, fig. 1) to be effusive rocks too. They consist mostly of chlorite with an addition of quartz and hydromicas with a lepidoblastic structure and feebly laminated texture. The phenocrysts consist of albite and small amounts of quartz. According to the amount of chlorite in the ground mass the greenstone is lighter or darker and more aphanitic. This is an albitoidic porphyroid equivalent of spilites of the spilite-keratophyre facies.

e) Ore mineralization. The principal mineral is pyrite the content of which amounts up to ten or more per cent. Paragenesis of pyrite, galena and chalcopyrite may be seen (Table IV, figs. 2, 3, 4). Galena and chalcopyrite either crystallize as separate crystals in quartz or silicates, or fill up fissures in the fractured pyrite. Colomorphous structure of pyrite (Table IV, figs. 5, 6) is visible due to etching. The rythmical bandings on the crystal indicate that the primary structure of pyrite was metacolloidal and that recrystallization was due to metamorphism.

As can be seen from spectral analyses of pyrites (Table II) these minerals contain relatively larger amounts of As and Cu. The content of Mn, Co and Ni is much lower; they lack Mo, Mn and V. Pb and Zn may come from impurities. The presence of these trace metals would suggest a submarine magmatism.

ORIGIN OF THE MINERALIZED SERIES

Crystalline schists were developed mostly from various rocks of sedimentary origin. They contained particularly in the upper part numerous intercalations of effusive rocks and of tuffs. The ore mineralization appears

to be very simple. Apart from pyrite (absence of marcasite) and accessory chalcopyrite, only in some cases trace minerals have been found. Fibrous quartz and to a lower degree calcite commonly accompany pyrite. These three principal minerals of the mineralized zone were formed by crystalloblastasy through „Sammelcrystallisation” synchronously with the chlorite schists.

The greenstones proved to be chloritized, albitized and foliated effusive rocks. They are numerous but not always to be distinguished macroscopically, which is due to their strong decomposition. Some of them represent chloritized actinolite amphibolites with epidote and relicts of pillow-lava structures, others more acid rocks composed mainly of albite, quartz, chlorite and sericite; equivalent to albite, albite-quartz or other porphyroids, distinguished in similar series of the Urals; some of them have porphyritic structures. Their chemical composition corresponds to that of quartzitic keratophyres; they belong to the association of the spilitokeratophyric facies.

The mineralization at Wieściszowice shows is genetically connected with the spilitokeratophyric effusions.

There appears a striking likeness between the mineralized series at Wieściszowice and the Urals copper-bearing pyrites whose connection with spilitokeratophyric magmatism has been pointed out by some authors, e.g. by V. A. Zavaritsky (1943, 1946). Some Caucasian pyrites are of a similar origin (cf. V. I. Smirnov and T. J. Goncharova, 1958).

The mineralization at Wieściszowice might be referred to the initial magmatism in a geosynclinal zone (cf. H. Schneiderhoehn, 1958; O. Oelsner, 1958, 1960; G. C. Amstutz, 1959; A. J. Bilibin, 1955; I. G. Magakian, 1959 and others).

The evolution of the Algonkian-Early Palaeozoic geosyncline in the Sudeten Mountains agrees with J. A. Bilibin's (o.c.) scheme. The mineralized zone occurs among regionally metamorphosed sediments several kilometres thick, composed of argillaceous, and in a lower degree carbonate, sediments. The initial magmatism, accompanying the deposition and first folding of these sediments resulted in basaltic sills and in more acid palaeoporphyries. Abundant diabasic magmas forming thick sheets are now represented by actinolite amphibolites and greenstones. Where these magmas came into contact with water spilites were originated. The more acid differentiation products forming smaller intrusions or dykes would represent palaeoporphyroids, the acid submarine outpourings — keratophyres. Basic greenstones belong to the albite-epidote-amphibolite (actinolite) facies, whereas acid greenstones are composed of albitophyres quartzitic-albite porphyroids and other similar rocks.

It is probably during the early stage of the geosyncline that from the ultrabasic magmas were derived the iron deposits at Kowary, Janowa Góra etc. The chrome and nickel deposits in the region of Zabkowice and Sobótka seem to be connected with gabbro-peridotitic magmas and the pyrite deposit at Wieściszowice with the spilitokeratophyric greenstones.

Sulphur ions could have derived from lavas or they could be of exogenic origin. The decomposition of albuminoid substances could also be the source of sulphur (A. G. Betekhtin, 1953, 1955; O. Oelsner, 1960). The reduction of sulphates could have occurred under the influence of hydrogen sulphide.

The pyrite deposit at Wieściszowice is not exactly of a sedimentary

origin as it was formerly believed, but constitutes rather an effusive-exhalation-sedimentary deposit of geosynclinal type, connected with spilitokeratophyric magmas. It is the result of hybridization of basaltic magmas with argillaceous sediments during the initial geosynclinal magmatism.

translated by
J. Wielopolska

Department of Ore Deposits
Academy of Mining and Metallurgy in Cracow

OBJAŚNIENIA TABLIC

EXPLANATIONS OF PLATES

Tablica — Plate I

- Fig. 1. Łupek chlorytowy z większym kryształem pirytu i z warstewkami ziarnistej, izotropowej substancji tufowej, czarnej, w świetle przechodzącym, a szarej w bocznym oświetleniu. Św. przech. bez anal. pow. 46 X
- Fig. 1. Chlorite schist with a large pyrite crystal and laminae of granular, isotropic tuff substance, black by translated light, grey by side light. Translated light, without nicols 46 X
- Fig. 2. Skała wylewna. Porfiroid albitowo-kwarcowy (keratofir). Prakryształy albitu popękane tkwią w masie podstawowej, złożonej z drobnoziarnistego kwarcu i chlorytu. Św. przech., nik. X, pow. 20 X
- Fig. 2. Effusive quartz albite porphyroid (keratophyre). Fractured albite phenocrysts are set in the ground mass composed of fine-grained quartz and chlorite. Translated light, crossed nicols, 20 X
- Fig. 3. Łupek chlorytowy, złożony z warstewek prawie samego chlorytu i słabo zmineralizowany ziarnami pirytu. Pola białe to kwarczec ze serycytem. Św. przech., nik. X, pow. 20 X
- Fig. 3. Chlorite schist, composed of laminae almost exclusively consisting of chlorite, mineralized (pyrite). White fields: quartz with sericite. Translated light, crossed nicols 20 X
- Fig. 4. Łupek chlorytowy z okruchami skał albitoidowych. Białe pola to krzaczące skupienia laseczkowatych albitów z domieszką kwarcu. Ciemna skała to łupek chlorytowy o zgrubiałych ziarnach w sąsiedztwie albitoidu. Struktura oczkowa. Św. przech., nik. X, pow. 30 X
- Fig. 4. Chlorite schist with fragments of albitoid rocks. White fields: dendroid aggregates of rodlike albites with an admixture of quartz and dark chlorite schist with coarser grains near albitoid fragments. Augen structure. Translated light, crossed nicols, 30 X
- Fig. 5. Łupek chlorytowy z kulisto pozwijanymi wstęgami kwarcowo-chlorytowymi innego starszego łupku wśród lamin wapiennych. Św. przech. nik. X, pow. 14 X
- Fig. 5. Chlorite schist with coiled quartz-chlorite bands of an older schist among calcareous laminae. Translated light, crossed nicols, 14 X
- Fig. 6. Początek laminacji w łupku chlorytowym. Krystaloblast pirytu rozchyła otaczające minerały blaszkowate. Końce soczewek złożone są z kwarcu i kalcytu o silnym, ujemnym reliefie. Św. odbite, bez anal., pow. 30 X

Fig. 6. Beginning of mineralization of chlorite schist. A crystalblast of pyrite forces apart the surrounding foliated minerals. Ends of lenticles serrate composed of quartz and calcite. Translated light, without nicols, 30 X

Tablica — Plate II

- Fig. 1. Łupek chlorytowo-serycytowy, impregnowany pirytem. Kubiczny kryształ pirytu otoczony aureolą kwarcu włóknistego. Na lewo od pirytu szara substancja to osad wapienia. Św. przech. nik. X, pow. 20 X
- Fig. 1. Chlorite-sericite schist, impregnated with pyrite. Cubic pyrite crystal surrounded by an aureole of fibrous quartz. The grey substance on the left hand of pyrite is a limestone sediment. Translated light, crossed nicols, 30 X
- Fig. 2. Fragment dużego krystaloblastu pirytu z „ogoniastym” wydłużeniem, złożonym z kwarcu (biały) i kalcytu w środku. Droбноziarnista masa podstawowa złożona z kwarcu i minerałów blaszkowatych. Św. przech. nik. X, pow. 14 X
- Fig. 2. Fragment of a big crystalloblast of pyrite with „taillike” elongation, composed of quartz (white) and calcite in the middle. The fine-grained ground mass is composed of quartz and foliated minerals. Translated light, crossed nicols, 14 X
- Fig. 3. Łupek chlorytowo-serycytowy z wielkim kryształem pirytu od dołu. Dużo substancji tufowej szarej, pylastej i różnych produktów rozkładu w ilości kilku procent. Św. przech. bez anal., pow. 20 X
- Fig. 3. Chlorite-sericite schist with a big crystal of pyrite. Large amount of grey, silty tuff substance and some decomposition products. Translated light without nicols, 20 X
- Fig. 4. Łupek chlorytowo-serycytowy, bardzo bogato okruszczowany. Piryty bez kwarcu i kalcytu, tkwi gęsto w podstawowej bazie blaszkowatej. Św. odbite, bez anal., pow. 14 X
- Fig. 4. Chlorite-sericite schist, strongly mineralized. Pyrite closely set in ground mass. No quartz or calcite. Reflected light without nicols, 14 X
- Fig. 5. Kataklazyt chlorytowo-kwarcowy z warstw spągowych. Kwarzec i nieliczne skalenie w drobnoziarnistej masie minerałów blaszkowatych z kwarcem, epidotem, pirytem itd. Białe pola to kwarzec, czarne to piryty i chloryty. Św. przech. nik. X, pow. 20 X
- Fig. 5. Quartz-chlorite cataclasite from the lowest part of the profile. Quartz and a few feldspars in fine-grained mass of foliated minerals with quartz, epidote, pyrite etc. White fields represent quartz, the black ones — pyrite and chlorite. Translated light, crossed nicols, 20 X
- Fig. 6. Keratofir kwarcowy. W mikroziarnistej masie podstawowej, złożonej z kwarcu i pyłu schlorytyzowanego widać duże prakryształy kwarcu i kwaśnego skalenia. W kwarcu występują relikty masy podstawowej. Św. przech., nik. X, pow. 20 X
- Fig. 6. Quartz keratophyre. In the microgranular ground mass composed of quartz and chloritized minerals there appear big phenocrysts of quartz and acid feldspar. Relicts of ground mass occur in quartz. Translated light, crossed nicols, 20 X

Tablica — Plate III

- Fig. 1. Krystaloblast w masie podstawowej kwarcowo-chlorytowo-serycytowej. Piryty jako ośrodek krystalizacji, otoczony kwarcem włóknistym. W pirytych relikty masy podstawowej. Św. przech., nik. X, pow. 20 X

- Fig. 1. Crystalloblast in quartz-chlorite-sericite ground mass. Pyrite as nucleus of crystallization, surrounded by fibrous quartz. Relicts of ground mass occur in pyrite. Translated light, crossed nicols, 20 X
- Fig. 2. Kontakt albitofiru (pola białe) z rudą piritową (pola czarne). Piryty wypiera albitofir, którego relikty w postaci laseczkowatych skaleń widać jeszcze w rudzie. Św. przech., nik. X, pow. 46 X
- Fig. 2. Contact of albitophyre (white fields) with pyrite ore (black fields). Pyrite replaces albitophyre, whose relicts in the form of rodlike feldspars are still visible in the ore. Translated light, crossed nicols, 46 X
- Fig. 3. Wielki soczewkowaty krystaloblast piritu z „ogonem” kwarcowym w łupku chlorytowym tworzy strukturę oczkową. Św. przech., nik. X, pow. 20 X
- Fig. 3. Big, lenticular crystalloblast of pyrite with quartzitic „tail” in chlorite schist forms an augen structure. Translated light, crossed nicols, 20 X
- Fig. 4. Łupek kwarcowo-serycytowy ze śladami chlorytu, z krystaloblastami kwarcu (pola białe) i z pirytem w środku (pola czarne). Budowa krystaloblastu niesymetryczna. W masie podstawowej mnóstwo tufu pylastego i innych produktów rozkładu. Św. przech., bez anal., pow. 14 X
- Fig. 4. Quartz-sericite schist with traces of chlorite, with crystalloblasts of quartz (white fields) and pyrite in the middle (black fields). Asymmetric structure of the crystalloblast. The ground mass contains a very large amount of tuff and some decomposition products. Translated light, without nicols, 14 X
- Fig. 5. Łupek serycytowy z licznymi ziarnami kwarcu i czarnymi substancjami ilastymi ze szczątkami węgla. Czarne, idiomorficzne kryształy kostkowe na lewo to piryty. Św. przech., nik. X (częściowo), pow. 14 X
- Fig. 5. Sericite schist with numerous quartz grains and black clayey substances containing remains of coal. The black, idiomorphic cubic crystals on the left is pyrite. Translated light, crossed nicols (partly), 14 X
- Fig. 6. Łupek chlorytowy z oryginalnym krystaloblastem piritowo-kwarcowym. Forma krystalizatu symetryczna, w przeciwieństwie do formy widocznej na fig. 4. Św. przech., nik. X, pow. 20 X
- Fig. 6. Chlorite schist with quartz-pyrite crystalloblast. Symmetric structure of the crystalloblast (cf. fig. 4). Translated light, crossed nicols, 20 X

Tablica — Plate IV

- Fig. 1. Wylewna skała zasadowa — spilit (zieleniec schlorytyzowany). W cieście kwarcowo-chlorytowym prakryształy skaleń albitowych. Brak amfiboli. Św. przech., nik. X, pow. 20 X
- Fig. 1. Spillite (chloritized greenstone). Phenocrysts of albite feldspars in quartz-chloritic ground mass. Absence of amphiboles. Translated light, crossed nicols, 20 X
- Fig. 2. Piryty poprzecinany cienkimi żyłkami chalkopirytu. Szara masa to kwarc, a biała to galena. Piryty związany z chalkopirytem, a galena z kwarcem. Św. odbite, bez anal., pow. 40 X
- Fig. 2. Pyrite with thin veins of chalcopyrite. The grey mass represents quartz, the white one — galena. Reflected light, without nicols, 40 X
- Fig. 3. Parageneza piritu z chalkopirytem. Ten ostatni tkwi w kwarcu poza chalkopirytem, z którym nie tworzy przerostów. Św. odbite, bez anal., pow. 20 X
- Fig. 3. Paragenesis of pyrite with chalcopyrite. The latter is connected with quartz. Reflected light, without nicols, 20 X

- Fig. 4. W masie kwarcowej duży, amebowatej formy chalkopiryt w środku koła, stosunkowo rzadki w złożu. Na lewo porowaty piryt. Św. odbite, bez anal., pow. 50 X
- Fig. 4. Irregular chalcopyrite in the quartz mass (middle of the circle). On the left porous pyrite. Reflected light, without nicols, 50 X
- Fig. 5. Struktura pirytu po jego wytrawieniu. Rytmiczne wstęgowania widoczne na kryształach dowodzą jego pochodzenia z metakoloidu, który uległ później przekrystalizowaniu. Wokół blaszki łupku chlorytowego. Św. odbite, bez anal., pow. 30 X
- Fig. 5. Etched pyrite. Rhythmical bandings imply origin from a recrystallized meta-colloid. Plates of chlorite schist around. Reflected light, without nicols, 30 X
- Fig. 6. Inny obraz pirytu podobnie wytrawionego jak wyżej. W środku wydłużonego kryształu wrostki białego chalkopiryty i szarego sfalerytu. Otaczające tło to łupak chlorytowo-serycytowy. Św. odbite, bez anal., pow. 30 X
- Fig. 6. Etched pyrite in chlorite-sericite schist. In the middle of the elongated crystal inclusions of white chalcopyrite and grey sphalerite. Reflected light, without nicols, 30 X

