

UKD 553.3/4.061.16.061.6:551.735.2.022.4:549.08 + 552.08(438.222 Września IG 1)

Stanisław SPECZIK, Janina WISZNIEWSKA

Procesy diagenety i epigenety w skałach karbońskich północnej części podłoża monokliny przedsudeckiej na przykładzie profilu Września IG 1

Przedstawiono wyniki badań mineralogiczno-petrograficznych skał karbońskich (namur górny, wesfal A) z otworu wiertniczego Września IG 1. Określono rolę i miejsce procesów diagenety i epigenety w przeobrażeniach i mineralizacji badanych skał. Procesy epigenety powiązано z działalnością płynów hydrotermalnych właściwych, których wiek określono jako waryscyjski.

WSTĘP

Problematyka petrografii, w tym również diagenety i epigenety osadowych serii karbońskich w podłożu monokliny przedsudeckiej, była poruszana w pracach K. Łydki (1955, 1958), A.K. Teisseyre'a (1973), A. Barczuka i S. Speczika (1974), J. Cygana (1978) i S. Speczika (1974, 1979). Badania te dotyczyły jednakże tylko południowej, wcześniej przebadanej wierceniami części monokliny przedsudeckiej. Autorzy niniejszego artykułu skoncentrowali się głównie na określeniu roli procesów diagenety i epigenety w przeobrażeniach i mineralizacji serii karbońskich, a także uchwyceniu ewentualnych zależności tych procesów (w profilu pionowym otworu) od charakteru petrograficznego diagenetowanych i mineralizowanych osadów detrytycznych. Główną metodą zastosowaną w badaniach były obserwacje mikroskopowe w świetle przechodzącym i odbitym. Pozwoliły one określić rodzaj i skład mineralny napotkanych utworów dia- i epigenetycznych łącznie z cechami teksturalno-strukturalnymi.

Badania petrograficzne i mineralogiczne wykonano korzystając z mikroskopów Amplival pol. u. oraz MIN-9. Ponadto do pomiarów zdolności refleksyjnej względnej minerałów kruszcowych wykorzystano okular fotometryczny OKT-1, a do pomiarów mikrotwardości aparat MPT-3, stosując obciążenia standardowe według S.A. Juszko (1966). W celu określenia temperatur krystalizacji utworów dia- i epigenetycznych wykonano dodatkowo preparaty podwójnie polerowa-

Zbiornicze wyniki badań skał karbońskich z profilu Września IG 1

Głębokość (m)	Petrografia	Typ mineralizacji	Forma i skład stwierdzonych utworów mineralnych	Metody badań	Temperatura i typ homogenizacji (°K)	Temperatura dekrepitacji (°K)	Ciśnienie krystalizacji (Bar)
4885.5	tuf	dia	czerwony spągowiec	Mk			
4915.5	piaskowiec tufitowy	dia	żyłka: anhydryt, gips, kalcyt	Mk, Rtg	403–418 w ciecz	403–413 (anhydryt)	
4922.5	waka lityczna	hip	rozproszona: uwodnione tlenki żelaza	Mk			
4938.5	tuf	hy	żyłka: kwarc kalcyt	Mk	573–593 w ciecz 453–478 w ciecz		
4942.5	arenit kwarcowy	dia	żyłka: kalcyt, chloryt	Mk, Rtg			
5103.1	mułowiec	hy syn	żyłka: ankeryt, piryt, kwarc rozproszona: hematyt, piryt	Mk	458–473 w ciecz 488–503 w ciecz	(kwarc) I maksimum 403–423 II maksimum 473–483	810
5170.3	mułowiec z ilowcem	hy syn okr	żyłka: piryt, węglany, chalkopiryt, sfaleryt, markasyt rozproszona: piryt, magnetyt, ilmenit	Mk			
5189.9	arenit arkozowy z mułowcem	hy syn	żyłka: chalkopiryt, markasyt, piryt, ankeryt, kwarc, sfaleryt, gips, anhydryt, kaolinit rozproszona: piryt	Mk, Rtg			

9151.0	waka arkozowa	hy	żyłka: kwarc, ankeryt	Mk			
5191.3	waka lityczna	hy	żyłka: ankeryt, hematyt, kwarc	Mk, Rtg	478–493 w ciecz 408–418 w ciecz	(kwarc i ankeryt) I maksimum 433–443 II maksimum 493–503	710 — 810
5198.3	waka arkozowa	hy syn hip	żyłka: kwarc, ankeryt, sfaleryt, chalkopiryty, galenit rozproszona: piryty, hematyt; uwodnione tlenki żelaza	Mk			
5205.1	mułowiec	hy syn	żyłka: piryty, kwarc, kalcyty, ankeryty, syderyty, chalkopiryty rozproszona: piryty	Mk, Rtg			
5205.3	łupek mułowcowo-ilasty	hy syn	żyłka: piryty, kwarc, kalcyty, ankeryty, syderyty, chalkopiryty rozproszona: piryty	Mk, Rtg			
5354.0	arenit arkozowy	hy	żyłka: ankeryt	Mk			
5355.2	arenit subarkozowy	hy	żyłka: kwarc	Mk		I maksimum 413–443 II maksimum 563–593	
5409.2	arenit lityczny	hy	żyłka: kwarc	Mk			
5414.2	arenit arkozowy	hy syn	żyłka: piryty, ankeryty, kwarc, markasyty, chalkopiryty, sfaleryty, hematyt, piryty rozproszona: piryty	Mk, Rtg			

5417.2	waka arkozowa	hy	żyłki: piryt, ankeryt, kwarc, markasyt, chalkopiryt, sfaleryt, chalkozyn, hematyt, kaolinit	Mk			
5418.5	waka arkozowa	hy syn hip	żyłka: ankeryt, piryt, baryt, kwarc, adular, sfaleryt, chalkopiryt rozproszona: piryt, uwodnione tlenki żelaza	Mk	473–483 w ciecz, kwarc z brzegów żyłki 583–593 w ciecz, ze środka żyłki		
5421.2	arenit arkozowy	hy syn	żyłki: dolomit, kwarc, piryt, baryt, albit, hematyt, gips fluoryt rozproszona: piryt, limonit	Mk, Rtg	453–468 w ciecz	I maksimum 408–418 II maksimum 483–493	745
5497.4	łupek ilasty	hy syn hip	żyłka: dolomit ankerytowy, syderyt, sfaleryt, chalkopiryt, chalkozyn, galenit rozproszona: piryt, uwodnione tlenki żelaza				
5497.5	żyłka węglanowa	hy	żyłka: dolomit ankerytowy, syderyt, hematyt	Mk			
5498.4	iłowiec	hy	żyłka: sfaleryt, chalkopiryt, piryt, chalkozyn, dolomit, kwarc, galenit, gips, sfaleryt	Mk, Rtg	488–498 w ciecz 488–498 w ciecz		
5498.6	waka lityczna	hy syn	żyłka: dolomit, sfaleryt, chalkopiryt, piryt, galenit, hematyt rozproszona: piryt	Mk			

Objaśnienia: hy – mineralizacja hydrotermalna, dia – utwory diagenetyczne, syn – mineralizacja syndiagenetyczna, okr – okrucowe wystąpienia minerałów kruszcowych, hip – minerały hipergeniczne, Mk – zbadano stosując metody mikroskopowe, Rtg – oznaczenia potwierdzone analizą rentgenostrukturalną

ne, które po określeniu składu mineralnego posłużyły do badań inkluzji fluidalnych metodą homogenizacji. Wyseparowano także kilka próbek minerałów nierudnych z treści mineralnej żyłek w celu oznaczenia temperatur ich krystalizacji metodą dekrepitacji. Oznaczenia mikroskopowe minerałów nierudnych wchodzących w skład utworów dia- i epigenetycznych (szczególnie trudnych do oznaczenia metodami mikroskopowymi żelazistych węglanów) potwierdzono stosując badania metodami stolika uniwersalnego Fiodorowa i analizy rentgenostrukturalnej (tab. 1).

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Badaniom mikroskopowym poddane zostały próbki z odcinka rdzenia od głęb. 4885,5 do 5498,6 m, które reprezentowały wszystkie makroskopowo odrębne serie litologiczne. W zespole skał karbońskich były to różnego rodzaju skały detrytyczne o strukturach od psefitowych do pelitowych, a teksturach bezładnych, rzadziej warstwowych. Dominującym wśród nich typem skał są różnego rodzaju piaskowce (głównie arenity arkozowe i waki lityczne) przeławicone mułowcami, iłowcami i sporadycznie zawierające partie margliste. Opisywane skały, mimo zalegania na dość znacznej głębokości, nie wskazują na istnienie zbyt silnych procesów lityfikacyjnych. Skały o strukturze pelitowej należy tu zaliczyć w przeważającej części do iłowców, rzadziej iłolupków. Podobnie stosunkowo ubogie spoiwo tych skał cechuje niezbyt wysoki stopień rekrystalizacji wyrażający się obecnością reliktywów nieprzekrystalizowanej substancji koloidalnej. Upady serii karbońskich są nieduże, rzędu 15–20°, natomiast spękania i zlustrowania przebiegają pod dużym kątem od 60 do 90°.

ARENITY ARKOZOWE, ARENITY LITYCZNE I KWARCOWE

W zbadanym profilu karbońskim wydzielono dwa typy: arenity arkozowe o spoiwie węglanowo-łyszczykowo-łlastym i arenity arkozowe o spoiwie typu matrix – przyjmując za cechę wyróżniającą skład spoiwa. Arenity arkozowe charakteryzują się strukturą nierównoziarnistą, gruboziarnistą i kanciastymi lub półokrągłymi kształtami ziarn. W ich skład wchodzi w zmiennych proporcjach: kwarc, kwaśne plagioklasy (tabl. I, fig. 2), łyszczyki (muskowit, biotyt), podrzędnie skalenie potasowe, chloryt, tlenki żelaza i cyrkon – sporadycznie rozpoznano też silnie przeobrażone okruchy skał wulkanicznych, osadowych i metamorficznych (tabl. I, fig. 3 i 4). W pierwszym typie arenitów licznie występują węglany o pochodzeniu zapewne infiltracyjnym współtworzące spoiwo piaskowców. W drugim typie arenitów arkozowych masa wypełniająca obfituje w niskodwójtomną substancję łąstą (kaolinit), a miejscami wyżejdwójtomną, należąca prawdopodobnie do hydrołyszczaków. Arenity lityczne i kwarcowe od opisanych arkozowych wyróżniają inne proporcje zawartości okruchów skał i kwarcu.

WAKI LITYCZNE I ARKOZOWE

Waki są prawie na równi pospolite w opisywanym wierceniu, jak arenity arkozowe. Posiadają one strukturę nierównoziarnistą lub drobnoziarnistą, a teksturę bezładną. Głównymi ich składnikami są kanciaste i półokrągłe ziarna kwarcu detrytycznego, niekiedy pirogenicznego, plagioklazów w różnym stopniu skaolinizowanych i zsercytyzowanych, niekiedy skalcytyzowanych, podrzędnie skalenia

potasowych, muskowitu, przeobrażonego biotyту, chlorytu, węglanów, tlenków żelaza i sporadycznie cyrkonu, turmalinu i hornblendy. Występują tu też licznie okruchy skał wulkanicznych i osadowych w ilościowej przewadze nad okruchami skał metamorficznych. Wymienione składniki są scementowane spoiwem o charakterze masy wypełniającej, składającej się z silnie rozdrobnionych składników wymienionych poprzednio. Spoiwo to jest w stosunku do grubszej frakcji wzbogacone w łuszczyki, serycyt, chloryt, minerały ilaste (hydrołuszczyki), tlenki żelaza i węglany. Waki arkozowe od opisanych litycznych odróżniają jedynie proporcje ilościowe zawartości skaleni do okruchów skał.

TUFY

W omawianym wierceniu tufy występują podrzędnie. Tufy te poza ziarnami pirogenicznymi zawierają tylko niewielkie ilości materiału detrytycznego. W skałach tych dominującym składnikiem są kanciaste okruchy skał wulkanicznych o strukturze felsytowej i mikrolitycznej, teksturze przeważnie bezładnej lub pęcherzykowatej. Stosunkowo nieliczne są w nich prakryształy należące głównie do kwarcu, plagioklazę i sporadycznie biotyту oraz piroksenu (tabl. I, fig. 5). Składniki tufu bywają zastępowane przez węglany i bliżej nie rozpoznane minerały blaszkowe. Licznie występują ostrokrawędziaste ziarna kwarcu z okruchami zdewitryfikowanego szkliwa o strukturze sferolitycznej, zaś sporadycznie tufy zawierają domieszki materiału terygenicznego, głównie w formie okruchów mułowców szarogłazowych o spoiwie żelazisto-ilastym.

SKAŁY O STRUKTURZE MUŁOWCOWO-PELITOWEJ I PELITOWEJ

Skały tego typu są dość pospolite, chociaż nie stanowią ilościowo zbyt dużych nagromadzeń. Tekstury ich są wyraźnie równoległe, utworzone przez naprzemianległe laminy mułowcowo-pelitowe lub pelitowe (tabl. I, fig. 6). Warstwy tych skał przeławicają miększe kompleksy skał psamitowych. Równoległą teksturę tych skał często podkreśla obecność smug substancji węglistej. Skały te cechuje zmienny, na ogół niezbyt duży stopień diagenety. Warstewki ilowców i mułowców, szczególnie na kontakcie ze skałami o strukturze psamitowej, są nierzadko wykształcone faliście, poprzesuswane i zaburzone. Zbudowane są one przeważnie z wysokodwójłomnej masy ilastej (prawdopodobnie hydrołuszczykowej), rzadziej niskodwójłomnej (kaolinitowej) oraz składników klastycznych: kwarcu, skaleni, muskowitu, chlorytu, grudek tlenków żelaza oraz węglanów. Węglany tworzą miejscami mikrokrystaliczne strefy pozazębiane palczasto z pelitem ilastym. Tlenkowe i siarczkowe związki żelaza obecne są w omawianych skałach w formie impregnacji spoiwa lub smug i soczewek ułożonych zgodnie z teksturą skały. Ich zawartość jest miejscami znaczna. Zazwyczaj ich skupieniom towarzyszą nagromadzenia węglanów niekiedy tak znaczne, że można tu wyróżnić mułowce wapniste.

Skały wieku namur górny, westfal A z profilu Września IG 1 różnią się wyraźnie od skał dolnkarbońskich z północnej strefy monokliny przedsudeckiej. W ich składzie zaznacza się spadek zawartości okruchów skał, a co za tym idzie wak i arenitów litycznych na rzecz wak arkozowych, arenitów arkozowych i kwarcowych (waki skaleniowe, arenity arkozowe – J. Sokołowski i in., 1977). W ich budowie w mniejszym stopniu uczestniczą skały o strukturze mułowcowo-pelitowej, a obok uboższego spoiwa typu matrix dominującą rolę odgrywa spoiwo ilasto-krzemionkowe i ilasto-węglanowe.

PROCESY SYNDIAGENETYCZNE

Ścisłe wyróżnienie procesów syngenetycznych, syndiagenetycznych i diagenetycznych nie jest w pełni możliwe. Tym niemniej w odniesieniu do pewnych typów utworów mineralnych można zastosować te wydzielenia w miarę ściśle, dotyczy to w szczególności różnych form występowania minerałów kruszcowych w badanych seriach karbońskich. I tak w psamitowych partiach profilu liczne są samodzielne okruchowe wystąpienia minerałów kruszcowych: hematytu, magnetytu i ilmenitu, jak i ich wrostki w okruchach skał magmowych. Mniej liczne są wrostki pirytu, występujące głównie w okruchach skał osadowych i rzadziej metamorficznych. Takie wystąpienia minerałów kruszcowych można uznać za syngenetyczne w sensie istnienia w momencie złożenia osadu.

Znacznie częstsze jest w opisywanym profilu okruszcowanie pirytem – typu syndiagenetycznego, choć ilościowo piryt nie stanowi istotniejszych nagromadzeń. W skałach o strukturze psamitowej piryt pojawia się w formie rozproszonych izometrycznych mikrolitów, a rzadko agregatów od kilku do kilkunastu ziarn. W mułowcach i ilowcach mikrolity kruszcowe grupują się nierzadko w smugi, podkreślające partiami równoległą teksturę skał, lub też stanowią wyspowe agregaty o mikrostrukturze groniastej (L.G. Love, 1962; R.A. Berner, 1979). W niektórych partiach profilu, szczególnie w jego górnym odcinku, piryt syndiagenetyczny jest zastępowany (niekiedy całkowicie) przez uwodnione tlenki żelaza. Można sądzić, że proces ten miał w tej strefie charakter hipergeniczny. Napotymano w głębszych strefach profilu pigment limonitowy i hematytowy w spoiwie skał (współwystępujący z pirytem syndiagenetycznym) jest zapewne wynikiem diagenetyczno-infiltracyjnych (hipergenicznych) przeobrażeń w obrębie lityfikowanego kompleksu skalnego.

Utwory diagenetyczne nie są w omawianym profilu reprezentowane zbyt często. Ograniczają się one przeważnie do infiltracyjno-diagenetycznych żyłek węglanowo-siarczanowych w przeobrażonej hipergenicznie górnej partii profilu oraz diagenetycznych żyłek mgławicowych i bliznowych występujących sporadycznie w jego pozostałej części. Są one głównie kalcytowe i kalcytowo-chlorytowe (4942,5 m), a ich skład mineralny znajduje wiele analogii ze składem skał otaczających. Również w profilu Wołczyn IG 1 procesy diagenetyczne obejmujące cały kompleks skalny są wyrażone słabiej niż w opisywanych wcześniej skałach karbońskich w południowej części monokliny przedsudeckiej (S. Speczik, 1979).

Do głównych procesów diagenetycznych nadających zwięźłość skałom karbońskim z profilu Września IG 1, poza normalną w tych warunkach kompaktacją, odwodnieniem i dehydratacją, należy zaliczyć: rekryształizację spoiwa, reakcje międzyziarnowe, blastezę kwarcu – szczególnie w uboższych w spoiwo skałach psamitowych. Istotne znaczenie mają także procesy kaolinizacji, serycytyzacji i karbonatyzacji pozostające w równowadze z krystalizacją minerałów autogenicznych, głównie żelazistych węglanów i fyllokrzemianów (A.K. Teisseyre, 1973). Pewne znaczenie ma także rekryształizacja pigmentu żelazistego i zwiększanie stopnia automorfizmu niektórych detrytycznych składników mineralnych.

Udział wymienionych tu procesów diagenetycznych w przeobrażeniach skał karbońskich jest zmienny w profilu pionowym otworu Września IG 1. Zależy on głównie od składu petrograficznego skał i ich struktury, a szczególnie od składu i zawartości spoiwa w skałach psamitowych. Wraz ze wzrostem ilości spoiwa maleje rola takich procesów, jak: blasteza kwarcu, reakcje międzyziarnowe, serycytyzacja, karbonatyzacja, krystalizacja autogenicznych węglanów i zwiększanie stopnia automorfizmu składników detrytycznych (nie dotyczy to spoiwa typu chemicznego).

PROCESY EPIGENETYCZNE

O ile procesy diagenetyczne obejmują cały przebadany interwał skał karbońskich, to zakres oddziaływania procesów epigenetycznych ogranicza się do żyłek mineralnych i ich najbliższego otoczenia. Żyłki epigenetyczne proste i złożone przecinają dość gęsto skały karbońskie pod kątami upadu od 60 do 90°, rzadziej 20 do 30°. Żyłki te w niektórych partiach profilu tworzą całe systemy przebiegające pod zbliżonym kątem, a przecinające się w różnych azymutach. Żyłki te cechuje na ogół zbliżony skład i sukcesja mineralna, co może sugerować – zdaniem W.I. Smirnowa (1976) – syntektoniczny charakter ich wypełniania. Na fakt ten wskazują także liczne fragmenty skał otaczających, ułożone równoległe do krawędzi żyłek, oraz wieloetapowość wypełniania niektórych spośród nich (tabl. I, fig. 7). W kilku przypadkach stwierdzono poddarcie i przesunięcie minerałów wcześniejszych generacji wypełniających żyłki. Może to świadczyć, że żyłki rozwijały się wzdłuż sphań tektonicznych w stosunkowo żywym górotworze.

Kontakty żyłek ze skałami otaczającymi są zazwyczaj ostre, z wyraźną korozją ze strony żyłki. Do najczęściej obserwowanych tu procesów można zaliczyć okwarcowanie, hematyzację i pirytyzację partii skał ościennych, przylegających do żyłek. Procesy hematyzacji i pirytyzacji rozwijają się niekiedy na drodze rekrystalizacji pigmentu żelazistego i piryty pochodzenia syndiagenetycznego, występujących partiami w spoiwie skał. Przestrzenne wypełnienie żyłek jest głównie krustyfikacyjne, rzadziej segmentowe. Częstsza jest tekstura przerostowa żyłek, utworzona w wyniku przerastania się minerałów nierudnych i rudnych (tabl. II, fig. 8),

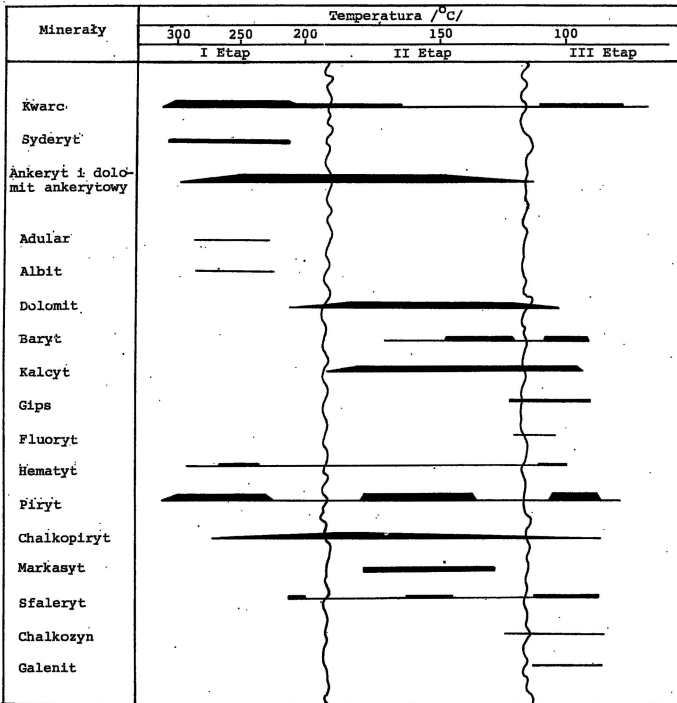


Fig. 1. Schemat sukcesji mineralnej w utworach epigenetycznych z profilu Września IG 1
Diagram of mineral succession in epigenetic deposits of the Września IG 1 profile

oraz pseudowarstwowa w przypadku żyłek otwieranych i zabliznianych w kilku etapach. Niektóre z żyłek, których przebieg można było prześledzić na dłuższym odcinku, w sposób teleskopowy zmieniają swój skład mineralny. Od głębokości 5414,2 do około 5420,0 m stwierdzono występowanie ciągłej strefy bogatej w żyłki, odległe od siebie od kilku do kilkunastu metrów, o analogicznym składzie i sukcesji mineralnej. Analizując całość uzyskanego materiału obserwacyjnego można przypuszczać, że badane żyłki – mimo występowania ich w szerokim kilkusetmetrowym interwale skał – związane są z tym samym procesem geologicznym. Wskazuje na to ich zbliżony skład mineralny, ścisłe związki paragenetyczne, sukcesja mineralna oraz analogiczne relacje do skał otaczających. Można przyjąć że mimo wieloetapowej budowy szeregu żyłek tworzące je minerały podstawowe wydzielały się z płynów hydrotermalnych w sposób w miarę ciągły (fig. 1). Wśród minerałów nierudnych wchodzących w skład żyłek rozpoznano: kwarc, ankeryt, syderyt, adular, albit, dolomit ankerytowy, dolomit, baryt, kalcyt, gips i fluoryt (tabl. II, fig. 9). Sukcesja mineralna w obrębie minerałów tej grupy jest przeważnie zgodna z przedstawioną wyżej, choć niektóre z minerałów, jak: syderyt, dolomit ankerytowy i ankeryt, zazwyczaj zazębiają się bardzo silnie ze sobą (ciągłość przejść), inne, jak: kwarc i kalcyt, cechuje dość duży zakres temperatur krystalizacji. Kwarc występuje zazwyczaj jako najwcześniejszy minerał paragenetyczny wspólnie z pirytem w brzeźnych partiach żyłek, jak również obecny jest w formie automorficznych kryształków w ich centralnych partiach.

W grupie minerałów kruszcowych rozpoznano: piryt, hematyt, chalkopiryty, sfaleryt, markasyt, chalkozyn i galenit. Pomiedzy minerałami nierudnymi a rudnymi wchodzącymi w skład żyłek nie stwierdzono objawów silnej korozji, a ich kontakty są zazwyczaj przerostowe lub typu zrостu. Piryt jest najpowszechniejszym i jednym z najwcześniejszych krystalizujących składników omawianej paragenety. Tworzy zazwyczaj automorficzne, hipautomorficzne kryształy lub też ich agregaty kilku-ziarnowe, wyspowo rozrzucone pośród minerałów nierudnych. Często są także jego hipautomorfowo-ziarniste agregaty występujące przeważnie po brzegach żyłki, niekiedy korozyjnie wkraczające w skały otaczające. Piryt jest minerałem, który wydzielał się w całym okresie trwania mineralizacji. Widać to najlepiej na przykładzie żyłek wypełnianych w kilku etapach (tabl. II, fig. 10). Każdemu z tych etapów, a rozpoznano ich tutaj trzy, towarzyszy kolejna generacja pirytu.

Piryt najwcześniejszej generacji wykazuje wyraźną budowę pasową, ujawniającą się nawet bez trawień rozpoznawczych. Jest on zazwyczaj spękany, zaś spękania w nim są zabliznione żelazistym sfalerytem i chalkopirytem. Miejscami piryt zawiera też drobne wrostki wspomnianych minerałów. Stwierdzone gdzieśgdzie żyłki zawierające agregat chalkopiryto-marksytowo-pirytowy odpowiadają zapewne II generacji pirytu. Do głosu dochodzi wówczas chalkopiryt, który staje się obok pirytu równorzędnym ilościowo składnikiem paragenety (tabl. II, fig. 11). Obecność marksytu współwystępującego z pirytem może świadczyć o tym, że na tym etapie krystalizacji nastąpiło pewne ujednoczenie pH środowiska, które oscyloowało zapewne w pobliżu siedmiu (Z. Michałek, 1962). Jest to główny etap wydzielenia się chalkopirytu. W żyłkach, które wypełniane były w jednym cyklu, proces ten zaznacza się w odmienny sposób. W obrębie wypełniającego je ziarnistego agregatu pirytowego pojawiają się strefy marksytowe. Całość jest silnie spękana, zaś spękania są zabliznione i od nich postępuje zastępowanie przez chalkopiryt, rzadziej sfaleryt (tabl. II, fig. 12). Proces zastępowania jest wyrażony znacznie silniej w odniesieniu do stref marksytowych. Piryt najmłodszej generacji stanowi cienie zlewne agregaty i żyłeczki występujące w centralnych partiach żyłek o budowie złożonej. Zaobserwowano zastępowanie pirytu I generacji przez dolomit

i dolomit ankerytowy. Proces ten przejawia się z różną siłą, a jego końcowy etap stanowią rozżarte formy przypominające ser szwajcarski z dużą ilością dziur (tabl. II, fig. 13; tabl. III, fig. 14).

Chalkopiryt wydzielał się w całym obserwowanym cyklu krystalizacji pirytu (tabl. III, fig. 15), przy czym maksimum jego obecności przypada na środkowy, markasytowy etap mineralizacji. Nierzadko obserwowano żyłki, w których 50 i więcej procent zawartości stanowi chalkopiryt intensywnie przerastający się ze skałą otaczającą i partiami wypełniający całą szerokość żyłki. Często obserwowano tu cieniutkie zanikające żyłki chalkopirytowe, przebiegające w skałe otaczającej równoległe do żyłki głównej (tabl. III, fig. 16). W takich miejscach obfite są także nieregularne wprysnięcia chalkopirytu w spoiwie skał ościennych. Chalkopiryt związany z pierwszym etapem krystalizacji jest stosunkowo nieliczny, występuje głównie w formie wprysnięć w ankerycie, drobnych wrostków i zabliznień w najstarszej generacji pirytu. Najmłodszy chalkopiryt współwystępuje z niskotemperaturowym sfalerytem, przeważnie go nieznacznie obrastając i korodując. Chalkopiryt starszych generacji poddany trawieniom strukturalnym ujawnia mikrostrukturę hipautomorfowo-ziarnistą; odróżnia go od młodszego chalkopirytu znacznie intensywniejsza anizotropia (F. Ramdohr, 1962).

Markasyt jest minerałem, który występuje wyłącznie w środkowym etapie krystalizacji, tworzy on spekany agregat kryształów przerastający się z chalkopirytem. Poszczególne kryształki ułożone są parkietowo oraz pęczkowo i posiadają pokrój tabliczek i strzałek. Markasyt ten cechuje biała barwa, bardzo silna anizotropia i dwójodbicie.

Hematyt jest minerałem stosunkowo nielicznym w omawianej paragenezie. Towarzyszy głównie żelazistym węglanom w formie grudkowych impregnacji i rzadziej listewkowatych przerostów (tabl. III, fig. 17). Sporadycznie napotkano kilka pseudoigłowatych wrostków hematytu w agregacie chalkopirytowym.

Sfaleryt jest tu minerałem pospolitym, a większe jego nagromadzenia związane są z końcowym etapem krystalizacji. Sfaleryt krystalizujący w okresie odpowiadającym I i II generacji pirytu tworzy jedynie drobne wrostki w minerałach nierudnych oraz wrostki i cienkie żyłki w piryście. Stosunkowo częste są również jego wprysnięcia w chalkopirycie II etapu krystalizacji. Sfaleryt ten posiada cechy optyczne wskazujące na jego żelazistą odmianę o wyższej temperaturze. Maksimum krystalizacji sfalerytu przypada na końcowy etap mineralizacji; stanowi on tu główny minerał kruszcowy. Sfaleryt ten cechuje barwa jasnoszara, znaczna przezroczystość i jasne refleksy wewnętrzne. Jest on dość intensywnie zastępowany przez minerały nierudne, galenit i rzadziej chalkopiryt (tabl. III, fig. 18 i 19). W centralnych partiach żyłek niskotemperaturowych występują niekiedy dość duże (1–2 mm) hipautomorficzne kryształki jasnego sfalerytu. Zaobserwowano, że żyłki zawierające w większej ilości sfaleryt niskotemperaturowy występują głównie w dolnej części profilu.

Galenit napotkano jedynie w strefach obfitych w niżjtemperaturowy sfaleryt. Tworzy on kukielkowate wrostki w minerałach nierudnych i sfalerycie, a nierzadko obrasta kryształy sfalerytu lub je zastępuje. W centralnych partiach żyłek stwierdzono też kilka izolowanych hipautomorficznych kryształków galenitu.

Chalkozyn jest minerałem najrzadziej występującym w grupie minerałów kruszcowych. Tworzy on strzępiaste i pierzaste wrostki w węglanach i wrostki w sfalerycie oraz wtrącenia na kontakcie sfalerytu i chalkopirytu. Cechy optyczne chalkozynu: barwa biała z niebieskawym odcieniem, bardzo słaba anizotropia i zdolność refleksyjna względna, mierzona do chalkopirytu 30%, wskazują na jego hydrotermalną odmianę.

Badania mineralogiczno-petrograficzne pozwoliły wyróżnić trzy etapy w obrębie mineralizacji epigenetycznej oraz ustalić sukcesję mineralną. Do najwcześniejszych krystalizujących minerałów należy zaliczyć piryt I generacji, chalkopiryt, kwarc, syderyt, adular i albit. Ankeryt i dolomit ankerytowy w swojej zasadniczej masie krystalizowały po piryście I, o czym świadczy zastępowanie przez nie pirytu I. Piryt I generacji cechuje budowa pasowa oraz liczne spękania zabliźniane przez chalkopiryt i sporadycznie sfaleryt. Drugiemu etapowi krystalizacji towarzyszy wydzielanie się pirytu II współwystępującego z markasytem, które sklejjane są przez chalkopiryt i sfaleryt. Maksimum krystalizacji chalkopirytytu przypada na środkowy markasytowo-pirytowy etap krystalizacji. Z minerałów nierudnych na tym etapie kończy się krystalizacja żelazistych węglanów. Końcowy etap mineralizacji jest sfalerytowy, z podrzędnym udziałem innych minerałów, jak: piryt, chalkopiryt, galenit i chalkozyn. W profilu Września IG 1 mineralizacja odpowiadająca pirytowi III występuje głównie w dolnych jego partiach, co może świadczyć, że szczeliny zostały już w znacznej części wypełnione, utrudniając migrację płynów hydrotermalnych.

Analiza cech strukturalno-teksturalnych minerałów omawianej asocjacji oraz wyniki analizy termobarogeochemicznej świadczą, iż główna masa utworów epigenetycznych krystalizowała w zakresie temperatur stosunkowo niskich i średnich — od 403 do 483°K (tabl. III). Najwyższe oznaczone tu temperatury osiągają 573°K, przy czym należy przypuszczać, że spadek temperatury był stosunkowo szybki. Oznaczenie temperatur homogenizacji i dekrepitacji dla tych samych minerałów pozwoliło określić początkowe ciśnienie ich krystalizacji (tab. 1), zgodnie z danymi podanymi przez J.B. Naumowa i S.D. Malinina (1968).

WNIOSKI

Na podstawie przeprowadzonych badań można sądzić, że decydujące znaczenie dla obecnego kształtu serii karbońskich z profilu Września IG 1 miały procesy diagenезy. Rola poszczególnych rozpoznanych procesów diagenetycznych w przeobrażeniach skał karbońskich jest zmienna, zależna od składu litologicznego skał, a w skałach o strukturze psamitowej — głównie od zawartości i składu spoiwa. Stopień diagenезy tych utworów określono jako względnie średni (niższy niż serii karbońskich w południowej części monokliny przedsudeckiej — S. Speczik, 1979), co jest zapewne związane ze szczególnym składem petrograficznym badanych serii, stosunkowo niską zawartością spoiwa i okruchów skał, a także z górno-karbońskim wiekiem oraz regionalnym położeniem otworu. Utwory *stricte* diagenetyczne: żyłki, blizny, konkretje — z uwagi na skład litologiczny — występują tu stosunkowo nielicznie. W badanych skałach stwierdzono liczną i ciekawą mineralizację epigenetyczną. Jej bogactwo mineralne, stosunek do skał otaczających, a także wyniki oznaczeń termobarogeochemicznych pozwalają sądzić o hydrotermalnym charakterze mineralizacji. Można tu założyć, że płyny ascenzyjne, pochodzące zapewne spoza skał karbońskich, infiltrowały wzdłuż spękań tektonicznych w zdiagenezowany do pewnego stopnia kompleks skalny. Biorąc pod uwagę nieprzenikanie żyłek mineralnych w nadległe serie czerwonego spągowca można wnosić o ich waryscyjskim wieku. Mineralizacja ta wykazuje duże podobieństwo do opisanej z utworów epigenetycznych w skałach karbońskich południowej części monokliny przedsudeckiej.

PIŚMIENICTWO

- BARCZUK A., SPECZIK S. (1974) — Utwory epitermalne w profilu karbonu dolnego z wiercenia Czereńczyce IG 1. Rudy Metale, **19**, p. 492–495, nr 9.
- BERNER R.A. (1969) — The syntesis of Framboideal Pyrite. Econ. Geol., **64**, nr 4.
- CYGAN J. (1978) — Mineralizacja osadów karbońskich w otworze wiertniczym Marcinki. Pr. Nauk. Inst. Gór. Pol. Wrocławskiej, Studia i Materiały, nr 32.
- LOVE L.G. (1962) — Biogenic primary sulfide of the Permian Kupferschiefer and mare slate. Econ. Geol., **57**, nr 4.
- ŁYDKA K. (1955) — Studia petrograficzne nad permo-karbonem krakowskim. Biul. Inst. Geol., **97**, p. 115–127.
- ŁYDKA K. (1958) — Studia petrograficzne kulmu okolic Głubczyc. Arch. Miner., **21**, z. 1.
- MICHAŁEK Z. (1962) — Studium geochemiczne siarczkowych minerałów żelaza. Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie, nr 6.
- NAUMOV V.B., MALININ S.D. (1968) — A new metod of pressure determination by gaseus-liquid inclusions. Geochimia, nr 4. Moskwa.
- SOKOŁOWSKI J., BUTKIEWICZ A. i in., (1977) — Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Września IG 1. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- SPECZIK S. (1974) — Przejawy mineralizacji kruszcowej w profilu wiertniczym karbonu dolnego z otworu Szymonków IG 1. Prz. Geol., **22**, p. 539–543, nr 11.
- SPECZIK S. (1979) — Mineralizacja kruszcowa w utworach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej. Geol. Sudetica, **14**, nr 1.
- TEISSEYRE A.K. (1973) — Diagenetic carbonatization due to kaolinitization: a hypotesis with examples from Sudetic Carboniferous Sandstones. Roczn. Pol. Tow. Geol., **43**, p. 453–482, z. 4.
- ЮШКО С.А. (1966) — Методы лабораторного исследования руд. Москва.
- РАМДОР П. (1962) — Рудные минералы и их срastания. Москва.
- СМИРНОВ В.И. (1976) — Геология полезных ископаемых. Москва.

Станислав СПЕЧИК, Янина ВИШНЕВСКА

**ПРОЦЕССЫ ДИАГЕНЕЗА И ЭПИГЕНЕЗА В ПОРОДАХ КАРБОНА
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОСНОВАНИЯ ПРЕДСУДЕТСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ
НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА ВЖЕСНЯ ИГ 1**

Резюме

В статье приведены результаты минералого-петрографического изучения пород карбона (верхний намюр, вестфаль А) в скважине Вжесня ИГ 1. Целью этих работ было определение характера геологических процессов, происходивших в течение развития данного комплекса, в котором преобладают различного рода мелкозернистые песчаники (главным образом аркозовые арениты, литические и полевошпатовые вакки), переслоенные алевролитами и аргиллитами. Выполненные исследования позволяют судить о том, что решающее влияние на современное строение данных серий карбона оказали процессы диагенеза, в то время как влиянию эпигенетических процессов подвергалось только близкое окружение гидротермальных жил. Диагенетическими процессами были: перекристаллизация цемента, бластев кварца, межзерновые реакции, каолинитизация, серицитизация, карбонатизация, карбонатизация автогенных карбонатов и филлосиликатов, а также повышение степени автоморфизма некоторых детритовых

минеральных компонентов. Участие отдельных перечисленных процессов в преобразении карбонатных пород было разным (в вертикальном разрезе) в зависимости от петрографического состава пород, в псаммитовых породах главным образом от содержания и состава цемента.

В эпигенетических жилках, рассекающих породы карбона под большим углом от 60 до 80° отмечено присутствие следующих минералов: кварца, анкерита, сидерита, адулара, альбита, анекеритового доломита, доломита, барита, кальцита, гипса и флюорита, а из рудных минералов: пирита, гематита, халькопирита, сфалерита, марказита, халькозина и галенита. Принимая во внимание минеральный состав, текстурные особенности изучаемых жилков и их соотношения с окружающими породами, а также результаты термобарогеохимического анализа, установлен гидротермальный характер минералообразующих процессов. Описанные гидротермальные явления относятся к вариссийскому времени.

Stanisław SPECZIK, Janina WISZNIEWSKA

**PROCESSES OF DIAGENESIS AND EPIGENESIS IN CARBONIFEROUS ROCKS
OF THE NORTHERN PART OF THE BEDROCK OF FORE-SUDETIC MONOCLINE
ON THE EXAMPLE AT WRZEŚNIA IG 1 PROFILE**

S u m m a r y

The paper presents the results of mineralogic and petrographic examinations of Carboniferous rocks (Upper Namurian, Westfalian A) from the Września IG 1 borehole.

The purpose of the work has been to describe a character of geologic processes which had been taking place during the development of the examined rock complex, at present, mainly built of different kinds of finegrained sandstones (dominant arkose arenites, feldspath and lithic graywackes) interlayered by siltstones and shales. Basing on the examinations' results one may assume that the decisive role for the existing shape and character of the Carboniferous beds was played by diagenesis processes while the epigenetic activity restricted itself to the close adjacent environment of hydrothermal veins. The following diagenetic processes: recrystallization of matrix, quartz blastasy, intergranular reactions, kaolinitization, sericitization, carbonatization, crystallization of autogenic carbonates and phyllosilicates and increase in the stage of automorphism of some detritic mineral components, have been recognized and described.

Impact of the above processes on changes of the Carboniferous rocks has been variable (in vertical profile of the borehole), and dependent on the petrographic composition of rocks, and on the content and composition of matrix in psammite rocks.

In epigenetic veins cutting the Carboniferous rocks at high angles of 60 to 90°, presence of the following minerals has been confirmed: quartz, ankerite, siderite, adularia, albite, ankerite dolomite, dolomite, barite, calcite, gypsum and fluorite, and such ore minerals as: pyrite, hematite, chalcopyrite, sphalerite, marcasite, chalcocite and galena. Taking into consideration the mineral composition, structural features of the veins, their relation with the adjacent rocks and thermobarogeochemical analysis results, hydrothermal character of mineralization process has been suggested. Variscan age of the described phenomena has been assumed.

Translated by the authors

TABLICA I

Fig. 2. Ziarno albitu szachownicowego, głęb. 5409,2 m, nikole skrzyżowane; pow. 25 ×
Patchy albite grain, depth 5409, 2 m, crossed nicols; × 25

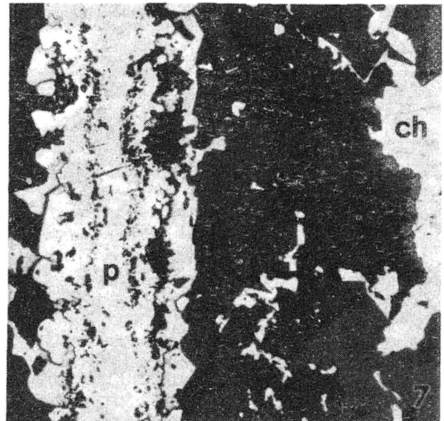
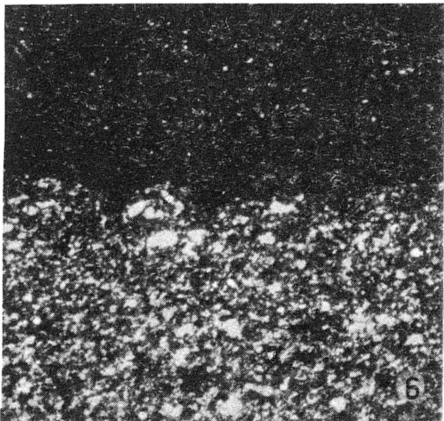
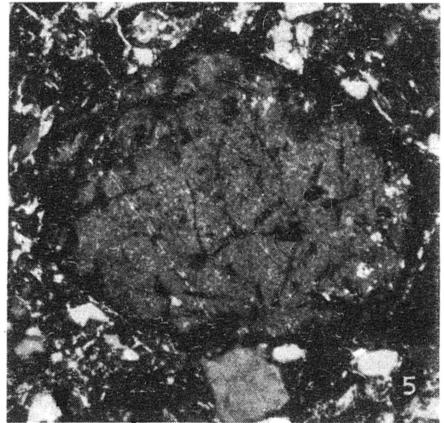
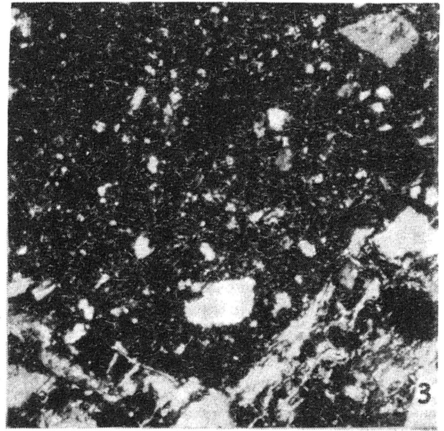
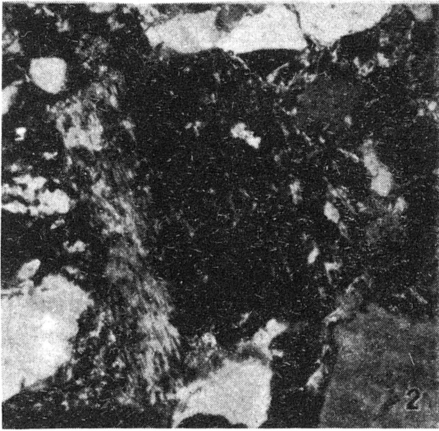
Fig. 3. Okruch porfiru kwarcowego w tufie, głęb. 4885,0 m, nikole skrzyżowane; pow. 25 ×
Piece of quartz porphyry in tuff, depth 4885,0 m, crossed nicols; × 25

Fig. 4. Okruch skały głębinowej o strukturze granofirowej w arenicie litycznym, głęb. 5409,2 m, nikole
skrzyżowane; pow. 100 ×
Piece of plutonic rock of granophyric texture in lithic arenite, depth 5409,2 m, crossed nicols; × 100

Fig. 5. Pseudomorfoza kalcytowa po piroksenie w tufie, głęb. 4885,0 m, nikole skrzyżowane; pow.
25 ×
Calcite post-pyroxene pseudomorphosis in tuff, depth 4885,0 m, crossed nicols; × 25

Fig. 6. Ostre przejścia mułowca w iłowiec, głęb. 5205,3 m, nikole skrzyżowane; pow. 25 ×
Sharp transition of siltstone into shale, depth 5205,3 m, crossed nicols; 25 ×

Fig. 7. Żyłka wypełniania w trzech etapach, chalkopiryt (ch), piryt (p); dwie nakładające się na siebie
generacje piryty, głęb. 5205,1 m, bez analizatora; pow. 25 ×
Vein filled in three stages, chalcopyrite (ch), pyrite (p). Two overlapping generations of pyrite, depth
5205,1 m, without analyser; × 25



Stanisław SPECZIK, Janina WISZNIEWSKA — Procesy diagenety i epigenety w skałach karbońskich północnej części podłoża monokliny przedsudeckiej na przykładzie profilu Września IG 1

TABLICA II.

Fig. 8. Przerosty krótkich słupków i gruzłów barytu w ankerycie, głęb. 5418,5 m, nikole skrzyżowane;
pow. 25 ×

Intergrowth of short piles and clods of barite in ankerite, depth 5418,5 m, crossed nicols; × 25

Fig. 9. Automorficzny albit, baryt (b), hematyt, kalcyt (k), głęb. 5421,2 m, nikole skrzyżowane; pow.
25 ×

Automorphic albite, barite (b), hematite, calcite (k), depth 5421,2 m, crossed nicols; × 25

Fig. 10. Żyłka pęknięta w środku, wypełniona w dwóch etapach, biały piryt, głęb. 5205,3 m, bez ana-
lizatora; pow. 25 ×

Vein broken in its centre, filled in two stages, white pyrite, depth 5205,3 m, without analyser;
× 25

Fig. 11. Agregat chalkopirytowo-markasytowy, głęb. 5189,3 m, nikole skośne; pow. 100 ×

Chalcopyrite-marcasite aggregate, depth 5189,3 m, oblique nicols; 100 ×

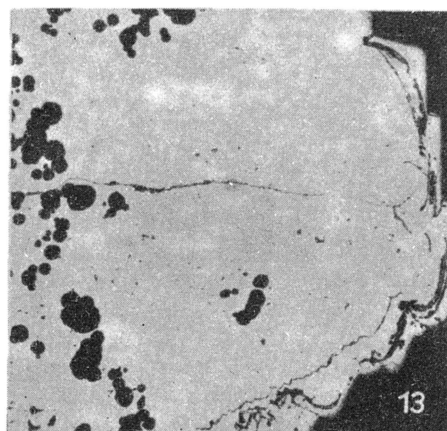
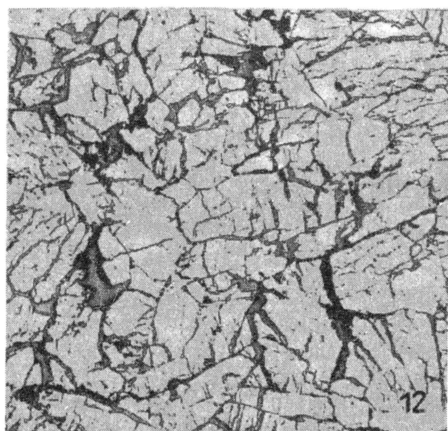
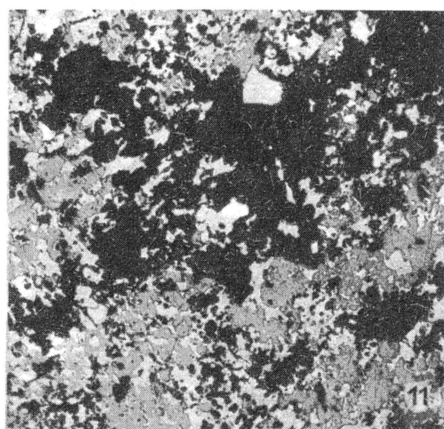
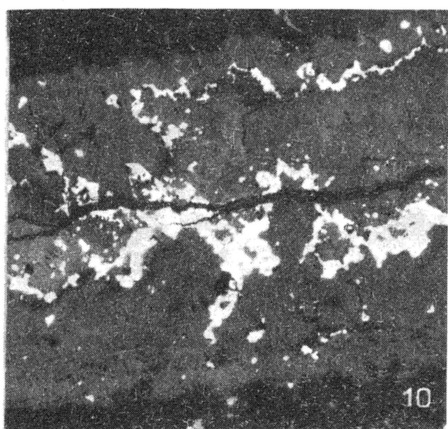
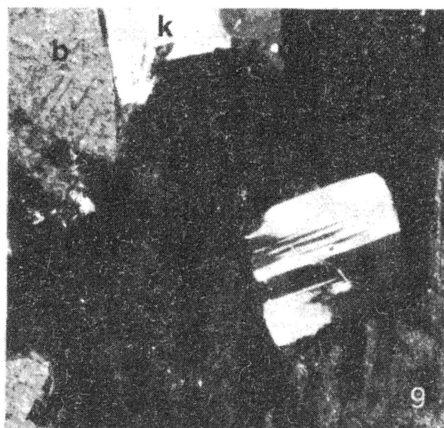
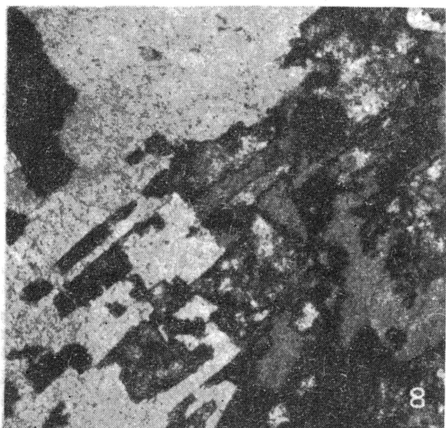
Fig. 12. Agregat markasytowo-pirytowy ze spękaniami zabliźnionymi przez chalkopiryt i sfaleryt,
głęb. 5414,2 m, bez analizatora; pow. 25 ×

Cracked marcasite-pyrite aggregate, cracks healed up with chalcopyrite and sphalerite, without ana-
lyser; × 25

Fig. 13. Początkowe stadium zastępowania pirytu przez ankeryt, głęb. 5103,1 m, bez analizatora;

pow. 25 ×

Initial stage of pyrite replacement by ankerite, depth 5103,1 m, without analyser; × 25



Stanisław SPECZIK, Janina WISZNIEWSKA – Procesy diagenety i epigenety w skałach karbońskich północnej części podłoża monokliny przedsudeckiej na przykładzie profilu Września IG 1

TABLICA III

Fig. 14. Końcowe stadium zastępowania pirytu przez ankeryt, głęb. 5103,1 m, bez analizatora; pow. 50 ×

Final stage of pyrite replacement by ankerite, depth 5103,1 m, without analyser; × 50

Fig. 15. Dwie generacje chalkopiryty; starsza (ch. I) na kontakcie ze skałą otaczającą, młodsza (ch. II) w centrum pirytu. Żyłka zablizniona wieloetapowo, głęb. 5205,3 m, bez analizatora; pow. 25 ×
Two generations of chalcopyrite; the older one (ch. I) at the contact with the surrounding rock, the younger one (ch. II) at the centre of pyrite. Vein filled in several stages, depth 5205,3 m, without analyser; × 25

Fig. 16. Cieniotkie żyłki chalkopirytowe w pobliżu żyłki głównej, głęb. 5189,3 m, bez analizatora; pow. 25 ×

Very thin veins of chalcopyrite close to the main vein, depth 5189,3 m, without analyser; × 25

Fig. 17. Pseudoigłowate skupienia kryształków hematytu, pomiędzy nimi agregatowy baryt, tło węglanowe, głęb. 5421,2 m, nikole skrzyżowane; pow. 25 ×

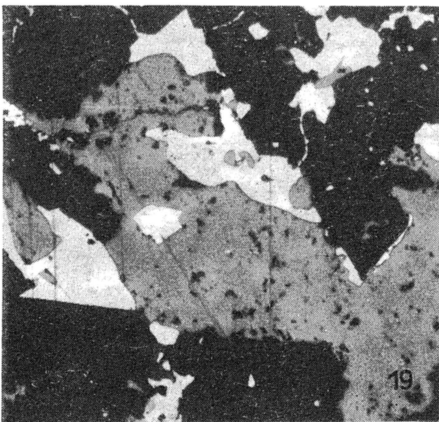
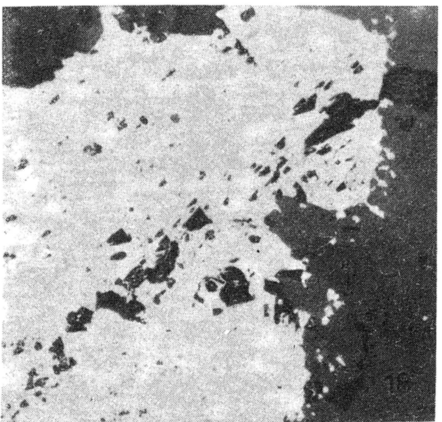
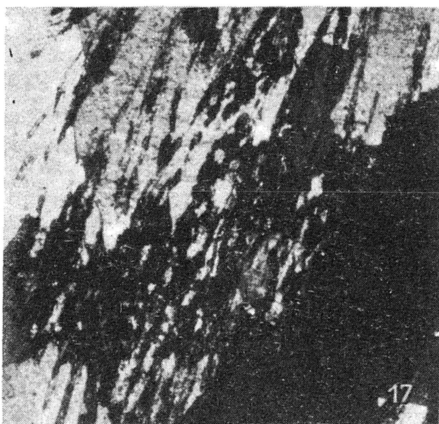
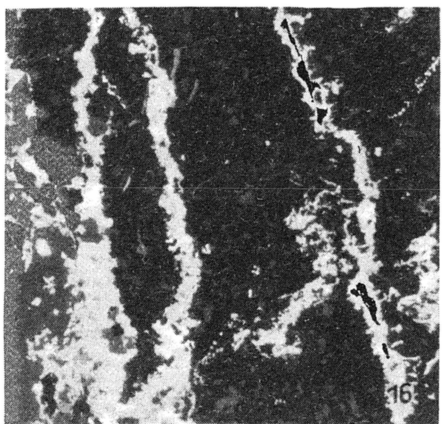
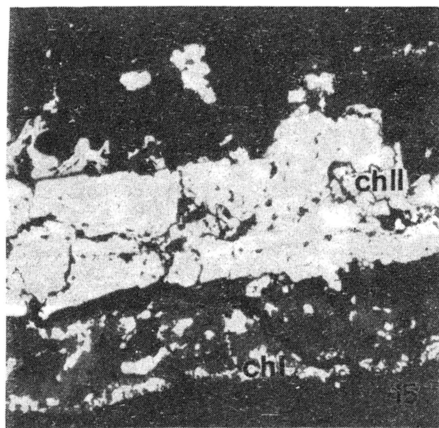
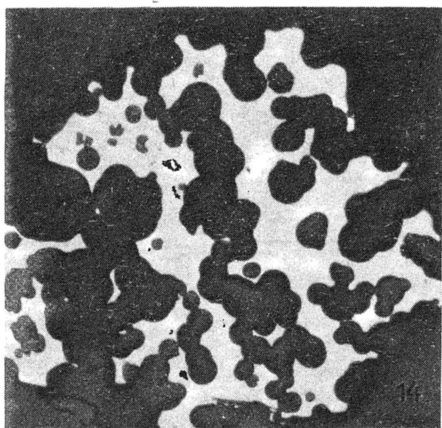
Pseudoneedle-shaped concentrations of hematite crystals, aggregate barite in-between, carbonate background, depth 5421,2 m, crossed nicols; × 25

Fig. 18. Wypustki sfalerytu wnikające w skałę ościenną, lekka korozja na kontakcie z minerałami nierudnymi żyłki, głęb. 5497,4 m, bez analizatora; pow. 100 ×

Sphalerite's insets penetrate the adjacent rock, slight corrosion at the contact with non-ore minerals of the vein, depth 5497,7 m, without analyser; × 100

Fig. 19. Sfaleryt i galenit, głęb. 5198,3 m, bez analizatora; pow. 50 ×

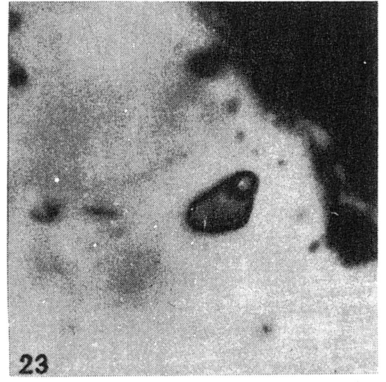
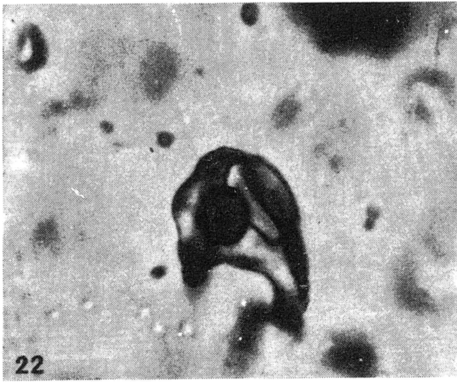
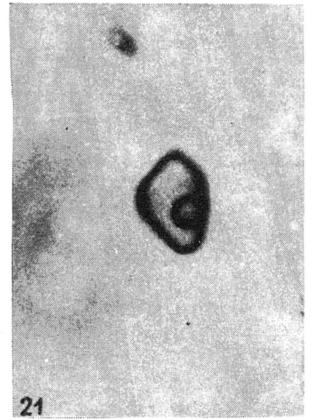
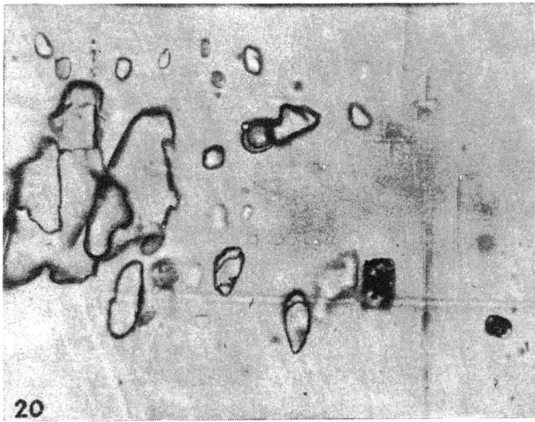
Sphalerite and galena, depth 5198,3 m, without analyser; × 50



Stanisław SPECZIK, Janina WISZNIEWSKA – Procesy diagenety i epigenety w skałach karbońskich północnej części podłoża monokliny przedsudeckiej na przykładzie profilu Września IG 1

TABLICA IV

- Fig. 20. Inkluzje wielofazowe i ciekłe w anhydrycie, liczne wrostki stałe (halit), minerały rudne ?, głęb. 4915,5 m; pow. 250 ×
Polyphase and liquid inclusions in anhydrite, numerous solid intergrowths (halite), ore minerals ?, depth 4915,5 m; × 250
- Fig. 21. Inkluzja gazowo-ciekła w kwarcu. Th 473–483°K, głęb. 5103,1 m; pow. 450 ×
Gaseous-liquid inclusion in quartz. Th 473–483°K, depth 5103,1 m; × 450
- Fig. 22. Inkluzja gazowo-ciekła o nieregularnych kształtach w kwarcu, nierozpoznany przezroczysty wrostek stały (anhydryt ?), Th 458–473°K, głęb. 5103,1 m; pow. 450 ×
Gaseous-liquid inclusion of irregular shape in quartz. Unrecognized transparent solid intergrowth (anhydrite ?), Th 458–473°K, depth 5103,1 m; × 450
- Fig. 23. Inkluzje gazowo-ciekłe, niektóre z ciekłym CO₂ w kwarcu, Th 453–468°K, głęb. 5421,2 m; pow. 450 ×
Gaseous-liquid inclusions, some with liquid CO₂ in quartz, Th 453–468°K, depth 5421,2 m; × 450
- Fig. 24. Bogate w ciekły CO₂ inkluzje gazowo-ciekłe w kalcycie, Th 403–418°K, głęb. 4915,5 m; pow. 450 ×
Gaseous-liquid inclusions, rich in liquid CO₂ in calcite, Th 403–418°K, depth 4915,5 m; × 450
- Fig. 25 i 26. Inkluzje gazowo-ciekłe w sfalerycie, Th 488–498°K, głęb. 5488,4 m; pow. 450 ×
Gaseous-liquid inclusions in sphalerite, Th 488–498°K, depth 5488,4 m; × 450



Stanisław SBE CZIK, Janina WISZNIEWSKA – Procesy diagenety i epigenety w skałach kárbońskich północnej części podłoża monokliny przedsudeckiej na przykładzie profilu Września IG 1