

UKD 549.08 niekruszcowe:548.231.2:552.181:551.733.3/(438.232 Zawiercie – Wolbrom)

Marek MUSZYŃSKI, Andrzej SKOWROŃSKI

Niekruszcowe składniki żył mineralnych w skałach staropaleozoicznego podłoża okolice Zawiercia – Wolbromia

Głównymi składnikami żył mineralnych oraz metasomatycznie zmienionych skał z ich otoczenia są: kwarc, kalcyt, chloryty (ripidolity o zmiennej zawartości żelaza) oraz minerały rudne. Rzadziej występują: dolomit, kaolinit, przerosty illit/smektyt, serycyt, skalenie potasowe (adular o niskim stopniu uporządkowania struktury), epidoty o zmiennej zawartości żelaza (pistacyt-klinozoisyt) oraz siarczany wapnia (gips, sporadycznie anhydryt). Minerale te tworzą różnorodne asocjacje ukształtowane podczas 2 lub 3 etapów mineralotwórczych. Ich genezę autorzy wiążą częściowo z działalnością magmową w badanym obszarze, częściowo zaś z procesami egzogenicznymi.

WSTĘP

Prace poszukiwawcze na monoklinie śląsko-krakowskiej dotychczas koncentrowały się głównie w utworach triasowych, zawierających kruszce cynku i ołowiu. Ostatnio coraz więcej uwagi poświęca się niżejległym skałom paleozoicznym orogenu hercyńsko-kaledońskiego w związku ze stwierdzeniem w nich polimetalicznej mineralizacji, przede wszystkim miedziowo-molibdenowej i tellurkowej. Skałami tymi są w różnym stopniu zmienione (regionalnie w facji zieleńcowej, metasomatycznie, a miejscami również kontaktowo) utwory klastyczno-ilaste, podrzędnie węglanowe, silnie zaburzone tektonicznie. Pocięte są one intruzjami szarozielonych i różowych, kwaśnych i obojętnych skał magmowych, niekiedy również silnie zmienionych. Utwory paleozoicznego podłoża monokliny śląsko-krakowskiej mają już bogatą literaturę. W większości jest ona cytowana przez M. Banasia i K. Piekarskiego (1978), S. Bukowego (1978*a, b, c*), F. Ekierta (1978), E. Górecką (1978), C. Harańczyka (1978), O. Juskowiaka i in. (1978) oraz W. Rykę (1978), którzy podsumowali dotychczasowe wyniki rozpoznania omawianych utworów.

Autorzy natomiast zwrócili uwagę na żyły mineralne, pospolite wśród osadów staropaleozoicznych, koncentrując się na niekruszcowych ich składnikach. Ba-

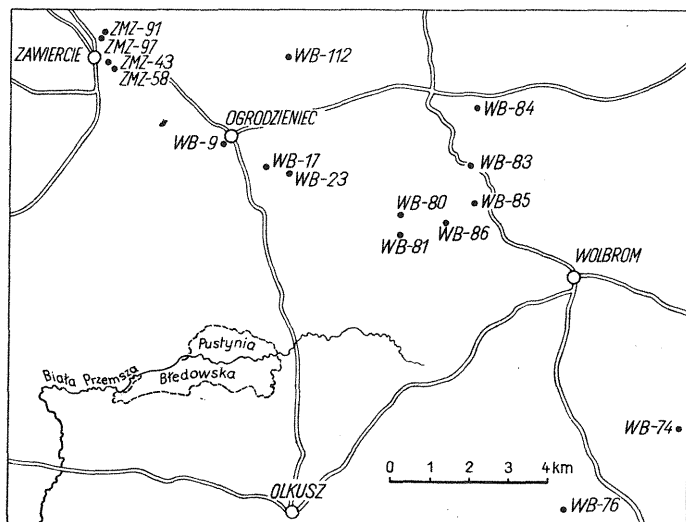


Fig. 1. Lokalizacja otworów wiertniczych, z których pobrano próbki do badań

Location of the sampled boreholes

daniom poddano próbki pochodzące z 16 rdzeni wiertniczych z okolic Wolbromia, Ogrodzienca i Zawiercia (fig. 1). W obszarze tym skały staropaleozoicznego podłoża monokliny śląsko-krakowskiej zalegają dość płytko, lokalnie już od 100–200 m. Są to czarne, szare, zielonoszare lub plamiste, w różnym stopniu przeobrażone skały ilaste i klastyczne. Rozpoznano wśród nich różnorodne ogniwa skrajne i przejściowe szeregów: łupki ilaste kwarcowo-serycytowo-chlorytowe → łupki fyllitowe → fyllity, mułowce → metaaleuryty, piaskowce (często typu szarogłazowego z materiałem wulkanicznym) → metapsamity oraz podrzędnie polimiktyczne zlepienie. Często są to skały o mieszanej, pelitowo-aleurytowo-psamitowej strukturze.

Badając niekruszcową mineralizację w skałach paleozoicznych zastosowano obserwacje makroskopowe, mikroskopowe w świetle przechodzącym, analizę rentgenowską (dyfraktometr DRON-1), spektroskopową w podczerwieni (spektrofotometr UR-10) oraz oznaczenia chemiczne.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA ŻYŁ

Utworki żyłowe cechuje znaczne zróżnicowanie składu mineralnego i cech geometrycznych, wynikające z różnic genetycznych. Ponadto zmienny jest czas ich powstawania. W sumie tworzą one wśród skał staropaleozoicznych urozmaicony i skomplikowany system.

Stwierdzono, że głównymi składnikami żył są: kwarc, minerały węglanowe (kalcyt i dolomit), chloryty oraz minerały kruszcowe (tych ostatnich nie badano). Rzadziej spotyka się kaolinit, serycyt, przerosty illit/smektyt, skalenie, minerały z grupy epidotu-klinozoisytu oraz siarczany wapnia – gips i anhydryt (tab. 1). Tworzą one różne, najczęściej kilkuskładnikowe asocjacje, sporadycznie żyły są monomineralne (tab. 2).

Tabela 1

Składniki żył mineralnych skał starszego paleozoiku okolic Zawiercia – Wobromia

Otwory wiertnicze	Składniki										
	kwarc	skałen potasowy	kalcyt	dolomit	chloryt	epidot	serycyt	kaolinit	smektyt, illit	siarczany wapnia	minerały rudne
WB-9	+	+	+	-	+	-	-	-	-	-	(+)
WB-17	+	-	+	-	+	-	(+)	(+)	-	-	(+)
WB-23	+	+	+	-	+	(+)	(+)	(+)	-	-	(+)
WB 74	+	(+)	+	-	-	-	-	-	-	-	(+)
WB-76	+	-	+	-	-	-	(+)	+	-	-	(+)
WB-80	+	-	+	-	+	-	-	+	-	-	(+)
WB-81	+	-	+	-	(+)	-	+	-	-	-	+
WB-83	(+)	-	+	+	+	-	-	-	-	-	(+)
WB-84	+	-	+	+	+	-	(+)	-	(+)	(+)	+
WB-85	(+)	-	+	+	(+)	(+)	-	(+)	-	(+)	(+)
WB-86	-	-	+	-	(+)	-	-	(+)	-	-	-
WB-112	+	+	+	-	+	+	-	-	-	-	+
ZMZ-43	(+)	-	-	+	-	-	-	-	-	(+)	(+)
ZMZ-58	+	-	+	-	(+)	-	(+)	-	-	-	(+)
ZMZ-91	+	-	+	-	(+)	-	-	-	-	-	(+)
ZMZ-97	+	-	+	+	-	-	-	+	+	-	-

U w a g i: (+) – składniki podrzędne, + – składniki główne.

Mięszość żył waha się od setnych części milimetra do kilku centymetrów. Obok typowych nieskomplikowanych żył obserwuje się genetycznie z nimi związane różnokształtne skupienia mineralne. Granice żył i skupień są ostre lub w różnym stopniu rozmyte w wyniku metasomatycznego przeobrażenia skał otaczających.

Zróznicowana geometria żył i form pokrewnych wynika z różnych sposobów ich powstawania. Z genetycznego punktu widzenia można wyróżnić trzy zasadnicze typy żył i skupień. Pierwszą grupę stanowią formy powstałe przez wypełnienie treścią mineralną szczelin (pustek) tektonicznych, bez większego wpływu roztworów mineralotwórczych na skałę otaczającą. Cechuje je na ogół prosta geometria i ostre granice ze skałą otaczającą (fig. 2, 3). Do drugiej grupy należą formy utworzone przez metasomatyczne zastąpienie fragmentów skały otaczającej. Bywają one rozwinięte niezależnie od systemu spękań w skałe. Cechują je nieregularne, skomplikowane kształty (fig. 4). Do trzeciej, pośredniej grupy, należy zaliczyć żyły powstałe przez wypełnienie pustek tektonicznych, poszerzone o strefy zmienionej metasomatycznie skały otaczającej. Szerokość tych stref jest zmienna, lecz na ogół większa od grubości otaczanej przez nie żyły (fig. 5; tabl. I, fig. 13).

Obok form prostych, powstałych w jednym akcie mineralotwórczym, obserwuje się utwory złożone, których ostateczna forma i skład mineralny są wynikiem

formowania się etapowego (tabl. I, fig. 14). Ustalenie czasowego następstwa poszczególnych etapów tworzenia się żył złożonych, jak też i wieku oraz kolejności powstawania żył prostych bywa w skali mikroskopowej łatwe (fig. 2, 3, 6), w wymiarze jednak całego profilu osadów staropaleozoicznych jest sprawą skomplikowaną i wymaga dalszych, systematycznych studiów.

CHARAKTERYSTYKA NIEKRUSZCOWYCH SKŁADNIKÓW ŻYŁ MINERALNYCH

Kwarc występuje w różnych zespołach lub tworzy samodzielne żyły (tab. 2). Makroskopowo jest on szary, rzadziej bezbarwny lub mleczny, drobnokrystaliczny. Pod mikroskopem obserwuje się osobniki o różnym wykształceniu, nieprawidłowe ziarna lub rzadziej idio- oraz hipidiomorficzne słupki o sześciobocznych przekrojach (fig. 6). Sposób występowania tych osadnich świadczy o ich druzowym narastaniu na ściankach szczelin w początkowym okresie ich zablizniania. Tworzenie się kwarcu żyłowego miało miejsce w różnych okresach czasu i bywało najczęściej połączone z sylifikacją skał otaczających. Starsze generacje kwarcu wykazują dynamiczne odkształcenia: faliste wygaszanie światła, a nawet prążkowanie translacyjne, natomiast najmłodsze wygaszają światło jednostajnie. Osobniki kwarcu w sąsiedztwie epidotu i chlorytów bywają przetkane wrostkami tych mineralów.

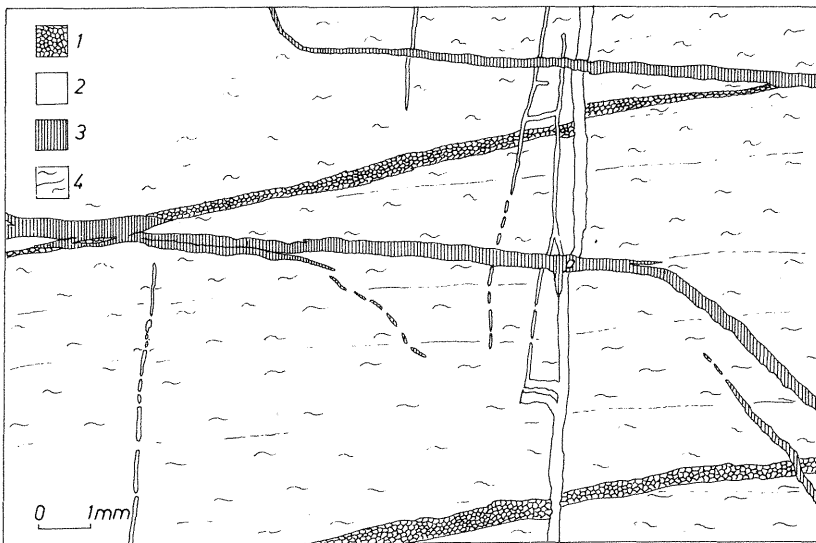


Fig. 2. System różnowiekowych żył o regularnej geometrii w sphyllityzowanym łupku ilastym (otwór WB-112, głęb. 524 m)

System of heterochronous veins, regular in geometry, in phyllitized clay shale (borehole WB-112, depth 524 m)

1 – żyły kwarcowo-chlorytowe (najstarsze); 2 – skaleniowo-potasowe (pośrednie); 3 – kalcytowe (najmłodsze); 4 – fyllit

1 – quartz-chlorite (the oldest) veins; 2 – potassium feldspar (intermediate) veins; 3 – calcite (the youngest) veins; 4 – phyllite

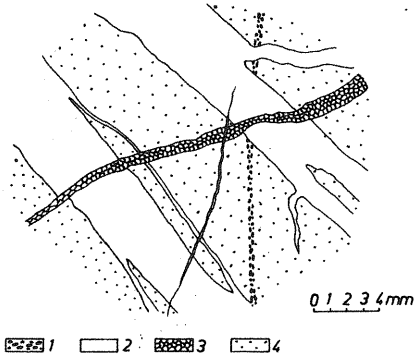


Fig. 3. Różnowiekowe regularne żyły przecinające wulkanogeniczny szarogłaz (otwór WB-74, głęb. 429 m)

Regular heterochronous veins cutting volcanogenic graywacke (borehole WB-74, depth 429 m)

1 – żyła kruszcowa (najstarsza); 2 – żyły kalcytowe (pośrednie); 3 – żyła kalcytowo-kwarcowo-kaolinitowo-kruszcowa (najmłodsza); 4 – wulkanogeniczny szarogłaz

1 – ore (the oldest vein); 2 – calcite (intermediate) veins; 3 – calcite-quartz-kaolinite-ore (the youngest) veins; 4 – volcanogenic graywacke

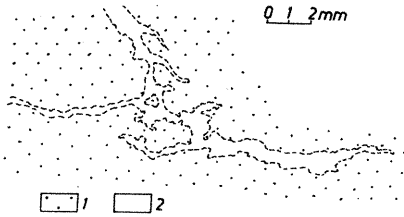


Fig. 4. Nieregularne metasomatyczne żyły chlorytowo-dolomitowe (2) w wulkanogenicznym szarogłazie (1) (otwór ZMZ-97, głęb. 159 m)

Irregular metasomatic chlorite-dolomite veins (2) in volcanogenic graywacke (1) (borehole ZMZ-97, depth 159 m)

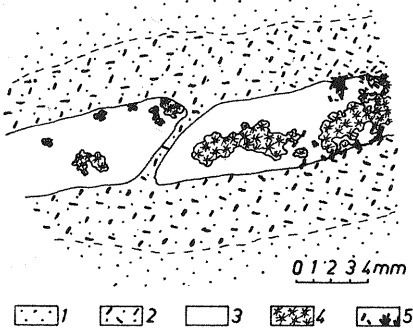


Fig. 5. Polimineralna żyła otoczona strefą zepidotyzowanego metaaleurytu (otwór WB-112, głęb. 443,5 m)

Polymineral vein surrounded by epidetizod meta-aleurite zone (borehole WB-112, depth 443.5 m)

1 – metaaleuryt; 2 – strefa zepidotyzowana; 3 – kwarc i skałen potasowy; 4 – chloryty; 5 – epidot

1 – meta-aleurite; 2 – epidetized zone; 3 – quartz and potassium feldspar; 4 – chlorites; 5 – epidote

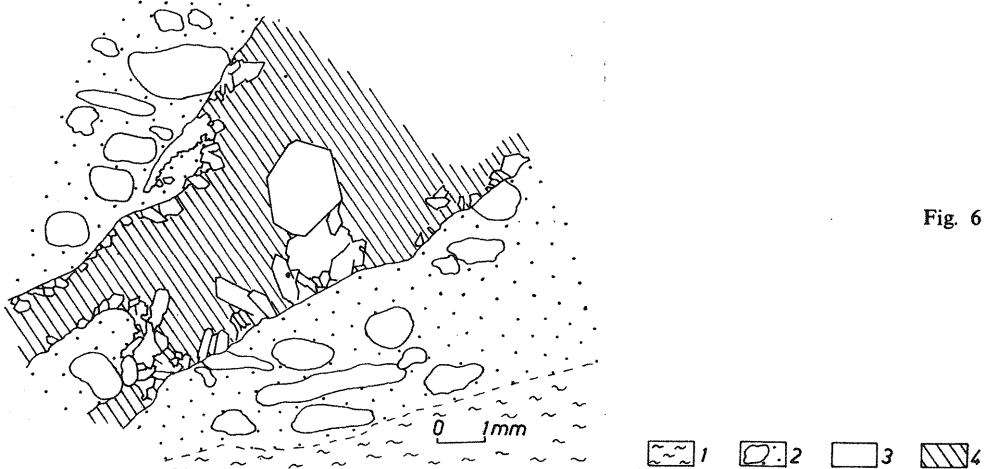


Fig. 6

Chloryty mają ciemnozieloną barwę. Często są stosunkowo gruboblastkowe i wykazują tendencję do tworzenia sferolitycznych i pierzastych skupień. Ich cechy mikroskopowe: wyraźny pleochroizm od niemal bezbarwnego do żółto-szarzielonego, subnormalne barwy interferencyjne oraz jednoosiowość z ujemnym znakiem optycznym, odpowiadają cechom chlorytów magnezowo-żelazawych z szeregu diabantyt-piknochloryt-ripidolit, wykazujących zmienną zawartość żelaza. Odległości międzypłaszczyznowe: 14,0 (7), 7,03 (10), 4,70 (7), 3,52 (9), 2,820 (6), 2,672 (2), 2,592 (2), 2,554 (1), 2,392 (2), 2,287 Å (1) potwierdzają powyższą diagnostykę. Mikroskopowo można wyróżnić różnowiekowe generacje chlorytów,

Tabela 3

Rentgenogramy skaleni potasowych wyseparowanych z żył mineralnych

WB-9, głęb. 240 m		WB-112, głęb. 479 m		Sanidyn wysokotemperaturowy (ASTM)	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
6,76	1	6,64	1	6,65	6
6,51	1	6,48	2	6,51	10
5,89	1	5,86	1	5,869	10
4,23	5	4,23	5	4,241	50
3,944	3	3,948	3	3,947	20
3,860	1	3,853	1	3,870	4
3,786	7	3,782	7	3,789	80
3,619	2	3,619	2	3,623	16
3,548	1	3,548	1	3,557	12
3,461	6	3,469	6	3,459	50
3,339	8}	3,331	9	3,328	100
3,322	9}				
3,286	5	3,292	5	3,287	60
—	—	—	—	3,258	35
3,229	10	3,239	10	3,223	80
2,988	6	3,000	6	2,993	50
2,931	1	2,933	1	2,932	20
2,899	3	2,901	5	{ 2,905 2,889 }	
2,763	3	2,766	3	2,766	16
2,607	2	2,605	2	2,608	12
2,582	3	2,579	3	2,582	30

Uwagi: d – odległość międzypłaszczyznowa, I – intensywność.

Fig. 6. Żyła kalcytowo-kwarcowa w zlepieńcowatym szarogłazie
Calcite-quartz vein in conglomeratic graywacke

1 – lupek ilasty; 2 – zlepieńcowaty szarogłaz wulkanogeniczny; 3 – kwarc; 4 – kalcyt
1 – clay shale; 2 – volcanogenic conglomeratic graywacke; 3 – quartz; 4 – calcite

o zmiennych w niewielkim zakresie cechach optycznych. Generalnie chloryty należą jednak do starszych składników żył.

Skalenie są makroskopowo bezbarwne, przezroczyste lub ze strefami zmętnień, czasem pokryte bywają nalotami hematytu lub zawierają wrostki tego minerału. Obserwowano krystalizacyjne narastanie skaleni na wcześniej powstałych minerałach rudnych. W niektórych żyłach skalenie są zastępowane przez kaolinit lub serycyt. Maksymalne rozmiary ziarn skaleni nie przekraczają 1 mm. Najczęściej są wykształcone w formie ksenomorficznych osobników, klarownych, z bardzo słabo zaznaczoną łupliwością, tak podobnych do kwarcu, że dopiero reakcja konoskopowa umożliwia ich odróżnienie. Czasem jednak tworzą one mniej lub bardziej prawidłowe kryształy o pryzmatycznym pokroju, charakterystycznym dla adularu. W preparatach mikroskopowych obserwuje się wtedy rombowe przekroje takich ziarn (tabl. II, fig. 15). Typowa dla adularu jest również ich niejednorodność: budowa pasowa, sektorowe i jednocześnie faliste wygaszanie światła. Ziarna te są, niezależnie od formy, optycznie ujemne o małym kącie osi optycznych (do kilku stopni). Rentgenograficznie potwierdzono, że są to skalenie potasowe o niskim stopniu uporządkowania jonów Si/Al. Wskazuje na to brak rozdzielenia refleksów 130 (3,786 Å) i 131 (2,988 Å) – tabl. 3. Trójskość określona metodą Sabatiera (G. Sabatier, 1963) wynosi 17%. Wskaźnikowe analizy chemiczne wyseparowanych skaleni wykazały w nich około 0,2% Na₂O, 0,3% Fe₂O₃, 5,1% CaO oraz brak podwyższonego udziału baru. Dużą zawartość wapnia należy wiązać głównie z obecnością kalcytu w mikroszczelinach analizowanych skaleni. W widmie absorpcyjnym w podczerwieni występują zespoły pasm typowe

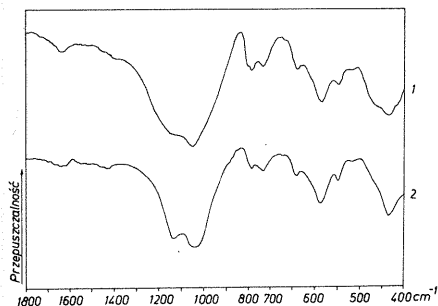


Fig. 7. Krzywe absorpcyjne w podczerwieni skaleni potasowych z żył mineralnych

Infra-red absorption curves of potassium feldspar from mineral veins

1 – próbka z otworu WB-9, głęb. 240 m; 2 – próbka z otworu WB-112, głęb. 479 m

1 – sample from borehole WB-9, depth 240 m; 2 – sample from borehole WB-112, depth 479 m

dla skaleni potasowych o niskim stopniu uporządkowania jonów Si/Al w sieci krystalicznej (A. Manecki, 1970): dwa poszerzone pasma w zakresie 700–800 cm⁻¹, trzy rozmyte pasma w zakresie 1000–1200 cm⁻¹ oraz przesunięte pasma 545 i 645 cm⁻¹ (fig. 7).

Minerały z grupy klinozoisytu-epidotu są makroskopowo żółtozielone lub szarzielonawe. W płytkach cienkich obserwuje się obok przeważających osobników wyraźnie pleochroicznych (α – prawie bezbarwny, β – zielonożółty, γ – żółtozielony) ziarna niemal bezbarwne lub bladozielonawe, bardzo słabo pleochroiczne. Zarówno jedne, jak i drugie są optycznie ujemne, o dużym kącie osi optycznych i mocnych barwach interferencyjnych drugiego rzędu. Mają one postać ksenomorficznych ziarn oraz krótkich lub rzadziej wydłużonych słupków o długości 0,006–0,900 mm i maksymalnej elongacji 1:10 (tabl. II, fig. 16). Powyższe cechy pozwalają identyfikować je jako epidoty o zmiennej zawartości żelaza – od typowego pistacytu do członów zbliżonych do klinozoisytu. Osobniki utworzone wcześniej są silniej żelaziste od osobników najmłodszych. Rentgenograficznie

Tabela 4

Rentgenogram epidotu z żyły mineralnej

WB-112, głęb. 496 m		Epidot (ASTM)	
d (Å)	I	d (Å)	I
8,01	1	8,05	10
5,00	4	5,05	25
4,72	1	4,79	10
4,60	1	4,59	15
4,02	3	4,02	50
3,99	3	3,99	10
3,77	3	3,77	20
3,474	4	3,49	30
3,401	2	3,40	40
3,220	2	3,21	20
3,038	1	3,06	20
—	—	2,930	10
2,921	2	2,920	25
2,889	10	2,900	100
2,814	3	2,817	40
2,781	1	2,786	15
2,690	4	2,688	70
2,659	1	2,679	100
2,600	4	2,656	30
2,526	3	2,599	50
2,450	1	2,531	30
2,396	3	2,460	50
2,292	2	2,409	40
2,280	1	2,401	40
		2,301	10
		2,294	30

Objaśnienia jak przy tab. 3.

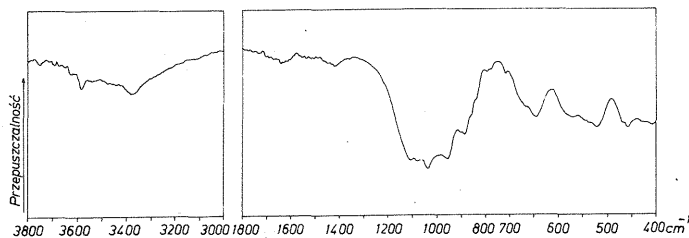


Fig. 8. Krzywa absorpcyjna w podczerwieni epidotu (otwór WB-112, głęb. 496 m)
Infra-red absorption curve of epidote (borehole WB-112, depth 496 m)

Tabela 5

Porównanie składu mineralnego nie zmienionego
oraz zepidytowanego metaaleurytu (WB-112, głęb. 427 m)

Składniki mineralne	Skala nie zmieniona	Skala zepidytowana
	% objętościowe	
Kwarc	28,4	40,0
Skalenie	11,9	3,3
Miki	5,5	—
Tłó chlorytowo-hydromikowe	52,5	—
Epidot	0,3	52,4
Minerały nieprzezroczyste	1,4	2,3
Węglany	—	2,0

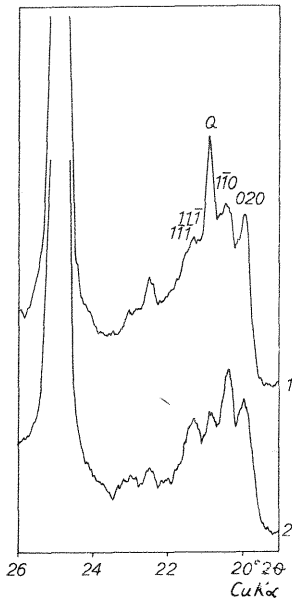


Fig. 9. Rentgenogramy kaolinitów wyseparowanych z żył mineralnych

X-ray-graphs of kaolinites separated from mineral veins
1 — próbka z otworu WB-76, głęb. 307 m; 2 — próbka z otworu ZMZ-97, głęb. 147,5 m; Q — refleks pochodzący od domieszki kwarcu

1 — sample from borehole WB-76, depth 307 m; 2 — sample from borehole ZMZ-97, depth 147.5 m; Q — reflection related to quartz admixture

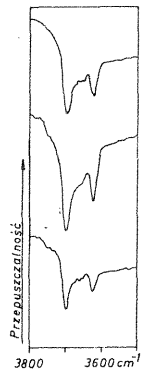


Fig. 10. Krzywe absorpcyjne w podczerwieni kaolinitów wyseparowanych z żył mineralnych

Infr-red absorption curves of kaolinites separated from mineral veins

1 — próbka z otworu WB-23, głęb. 304 m; 2 — próbka z otworu WB-76, głęb. 307 m; 3 — próbka z otworu WB-17, głęb. 313 m

1 — sample from borehole WB-23, depth 304 m; 2 — sample from borehole WB-76, depth 307 m; 3 — sample from borehole WB-17, depth 313 m

potwierdzono mikroskopową identyfikację epidotu (tab. 4). Również typowy dla tego minerału jest przebieg krzywej absorpcyjnej w podczerwieni (fig. 8).

Epidoty obserwowano głównie w zmienionych metasomatyycznie strefach wokół żył, podrzędnie zaś w ich obrębie (fig. 5). W pierwszym przypadku osobniki epidotu są izometryczne, o nieprawidłowych kształtach, w drugim — mają formę mniej lub bardziej prawidłowych słupków (tabl. II, fig. 16). Starsze są epidoty w zmienionej skale otaczającej, młodsze — narastające druzowo w szczelinach. Epidot w skale utworzył się kosztem minerałów blaszkowych: chlorytów i hydromik (tab. 5). W żyłach minerał ten jest ich najstarszym składnikiem, zajmującym peryferyczne strefy. Stwierdzenie epidotów w formie wrostków w minerałach rudnych świadczy o późniejszym powstawaniu tych ostatnich.

Kalcyt i rzadziej występujący dolomit są makroskopowo bladoróżowe, białe, bezbarwne lub brunatne, zarówno grubo- jak i mikrokrystaliczne. Zarysy ziarn są najczęściej nieprawidłowe, rzadziej obserwuje się romboedry lub ułożone prostopadle do ścian żył pryzmatyczne kryształki. Występujące w różnych asocjacjach węglany są zwykle najmłodszymi ich składnikami, podobnie jak żyłki węglanowe należą do najmłodszej generacji (fig. 2). Przy współwystępowaniu kalcytu i dolomitu – ten drugi jest młodszy.

Tabela 6

Liczby falowe pasm absorpcyjnych w podczerwieni kaolinitów z żył mineralnych (zakres 3500–3800 cm^{-1})

WB-23, głęb. 304 m	WB-76, głęb. 307 m	WB-17, głęb. 313 m
3621	3622	3525
3651	3653	3650
3673	3668	3678
3697	3697	3697

Kaolinit przedstawia się makroskopowo jako słabo zwięzła, biała, białoszara lub bladokremowa, pelitowa substancja. Minerale ten jest wyraźnie krystaliczny w obserwacjach mikroskopowych, niekiedy jego łusczki tworzą kolumnowe, robakokształtne agregaty. Rentgenograficznie oznaczono stopień uporządkowania struktury kaolinitu metodą zaproponowaną przez L. Stocha i W. Sikorę (1967), w oparciu o stosunek intensywności refleksów 020 i 111 (fig. 9). Wynosi on około 1,1, co wskazuje na średni stopień uporządkowania ich struktury. Fakt ten został też potwierdzony charakterem pasm absorpcji w zakresie 3500–3750 cm^{-1} (R. Pam-puch, K. Błaszczak, 1964) – fig. 10, tab. 6.

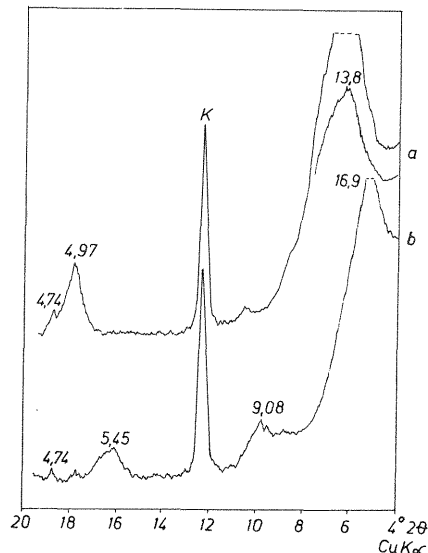


Fig. 11. Rentgenogramy struktur mieszanych illite-montmorillonit z domieszką kaolinitu, wydzielonych z poliminerальной żyły (otwór WB-84, głęb. 452 m)

X-ray-graphs of mixed illite-montmorillonite structures with kaolinite admixture, separated from polymineral vein (borehole WB-84, depth 452 m)

a – próbka surowa; b – próbka glikolowana; K – refleks kaolinitu

a – raw sample; b – sample treated with glycol; K – reflection of kaolinite

Obecność struktur mieszanych illit/smektyt stwierdzono rentgenograficznie na podstawie refleksów $d_{001/001}$ około 13,6–13,8 Å, zmieniających w charakterystyczny sposób swoje położenie po nasyceniu próbek glikolem (fig. 11). Określono te struktury według R.C. Reynoldsa i J. Howera (1970) jako nieuporządkowane przerosty illitowo-montmorillonitowe o zawartości około 50% pakietów pęczających.

Również rentgenograficznie potwierdzono obecność łyszczyków, które mikroskopowo identyfikowano jako serycyt. Drobne ich blaszki tworzą bezładne, niekiedy pierzaste skupienia w żyłach lub rzadziej – aureole wokół nich, w obrębie skał otaczających.

Minerały ilaste współwystępują ze sobą lub pojawiają się oddzielnie. Występowanie kaolinitu jest niezależne od rodzaju skał otaczających, natomiast przerostów illit-montmorillonit – związane jest głównie ze skałami zawierającymi materiał wulkanogeniczny.

Gips jest zbliżony barwą do minerałów węglanowych: biały lub cielistoróżowy. Wykształcony bywa mikrokrystalicznie lub drobnoblaszkowo. Rentgenograficznie stwierdzono, że towarzyszy mu niekiedy w podrzędnych ilościach anhydryt.

UWAGI GENETYCZNE

Opisane wyżej minerały tworzą w żyłach różnorodne asocjacje, od dwu- do sześcioskładnikowych, rzadziej żyły są monomineralne (tab. 2). Niektóre z tych zespołów mają charakter paragenez, inne natomiast ukształtowały się podczas 2–3 etapów mineralotwórczych. Następstwo wiekowe formowania się poszczególnych zespołów oraz tworzących je minerałów jest trudne do jednoznacznego ustalenia. Generalnie biorąc, najstarszym minerałem jest epidot, krystalizujący w formie druz w niezabliżnionych szczelinach. Towarzyszyła temu lokalna epidotyżacja skał otaczających. Z kolei następowało dalsze zabliżnianie szczelin przez występujące w różnych kombinacjach chloryty, kwarc, minerały rudne oraz skalenie potasowe. W późniejszych etapach, w interstycjach i nowo powstałych szczelinach, a także podrzędnie – zastępując wcześniej wykrytowane minerały, tworzył się kalcyt. Jeszcze młodszymi składnikami żył są serycyt i kaolinit, które niejednokrotnie zastępują wcześniej utworzone minerały, głównie chloryty i skalenie. W tym samym czasie, ogólnie biorąc, powstawał montmorillonit (w przerostach z illitem), dolomit i gips, a także najmłodsze generacje kwarcu i kalcytu (fig. 12).

Żyły monomineralne tworzyły się niewątpliwie w jednym etapie mineralotwórczym, który można przyporządkować jednemu z trzech wyróżnionych przez nas na fig. 12 stadiów mineralotwórczych (np. żyły kwarcowe, żyłki gipsowe). Na podstawie składu żył polimineralnych wnioskowano natomiast, czy dany zespół minerałów ma charakter paragenezy, czy też utworzył się w wyniku kilku procesów (czyli etapowo). Analizując badane żyły stwierdzono, że tworzyły się one w ciągu jednego, dwóch lub maksymalnie trzech etapów, które można przyporządkować trzem wyróżnionym na rysunku (fig. 12) stadiom. Na pewno odgraniczone czasowo w skali regionalnej od procesów hydrotermalnych jest stadium hiperogeniczne, w którym minerały wcześniej utworzone mogą podlegać przemianom, np. siarczki do wodorotlenków, a skalenie i miki – do serycytu i kaolinitu.

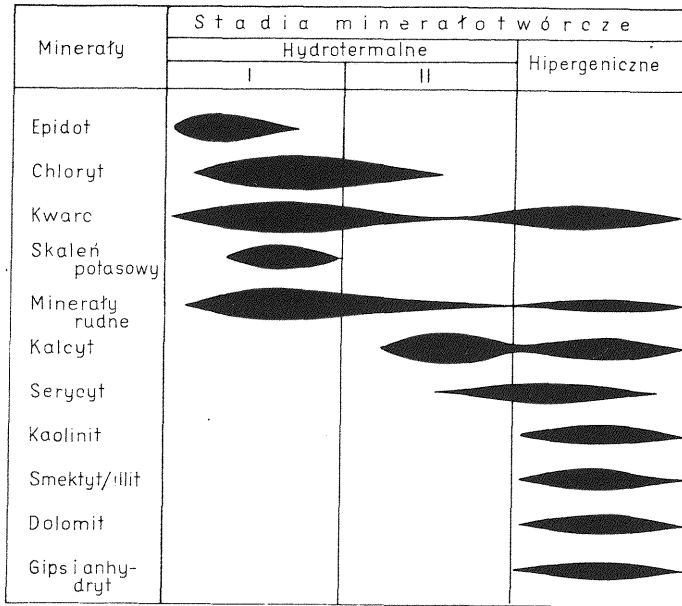


Fig. 12. Kolejność powstawania minerałów w żyłach mineralnych ze staropaleozoicznego podłoża monokliny śląsko-krakowskiej

Succession of origin of minerals in mineral veins in the Old Paleozoic bedrock of the Silesian-Cracow Monocline

Składniki badanych żył mineralnych są utworami szerokiego zakresu temperatur, od stosunkowo wysokich (na które wskazuje tworzenie się epidotu i adularu) do zupełnie niskich (powstawanie gipsu). Genezę epidotów, skaleń potasowych, chlorytów oraz częściowo kwarcu, serycytu i kalcytu, a także kruszców, należy wiązać z działalnością magmową w omawianym obszarze, a więc z roztworami juwenilnymi, bogatymi w krzemionkę, potas, wapń, glinę i żelazo. Natomiast kaolinit, montmorillonit, siarczany wapnia, dolomit oraz najmłodsze generacje kwarcu i kalcytu powstały przypuszczalnie z roztworów descenzyjnych, w wyniku oddziaływania procesów wietrzeniowych na odłożone i erodowane w pewnym okresie czasu skały staropaleozoiczne.

Powstawaniu żył mineralnych towarzyszyło niejednokrotnie metasomatyczne oddziaływanie roztworów na skały otaczające. Niekiedy o wpływie tym świadczą jedynie wybielone strefy wokół żył, szczególnie dobrze widoczne makroskopowo (tabl. I, fig. 14). W strefach tych poza zmianą barwy nie zauważa się jednak mikroskopowo uchwytłych różnic w składzie mineralnym. Częściej, szczególnie w strefach silnie zaburzonych tektonicznie oraz w grubiej ziarnistych, bardziej przepuszczalnych strefach skał, przeobrażenia odzwierciedlają się w wyraźnej zmianie charakteru skały. Najpowszechniej spotyka się wtedy w otoczeniu żył przejawy sylifikacji, chlorytyzacji i kalcytyzacji. W niektórych skałach miała ponadto miejsce epidotyzaacja, okruszcowanie, feldspatyzaacja, serycytyzacja, dolomityzacja oraz argilizacja. Niektórym z tych procesów: karbonatyzacji, kaolinityzacji i serycytyzacji, ulegały również wcześniej utworzone składniki żył.

Uzyskane wyniki, w zestawieniu z danymi zawartymi między innymi w nowszych pracach W. Heflika i in. (1975), M. Truszel i J. Wołanowskiej (1977), M. Banasia i K. Piekarskiego (1978), S. Bukowego (1978c), M. Ciemniewskiej (1978), E. Góreckiej (1978) i C. Harańczyka (1978), potwierdzają regionalny charakter hydrotermalnej mineralizacji skał staropaleozoicznego podłoża monokliny śląsko-kra-kowskiej.

*

Autorzy dziękują Dyrekcji Zakładu Badań Geologicznych w Krakowie za udostępnienie materiałów archiwalnych i rdzeni wiertniczych, a Pani doc. dr hab. inż. Kseni Mochnackiej – za krytyczne przeoglądnięcie manuskryptu.

Institut Geologii i Surowców Mineralnych AGH
Kraków, al. Mickiewicza 30
Nadesłano dnia 22 maja 1979 r.

PIŚMIENNICTWO

- BANAŚ M., PIEKARSKI K. (1978) – Mineralizacja polimetaliczna w utworach staropaleozoicznych w obszarze Mrzygłód–Myszków. Pr. Inst. Geol., **83**, p. 159–161. Warszawa.
- BUKOWY S. (1978a) – Stratygrafia i litologia utworów paleozoicznych. Pr. Inst. Geol., **83**, p. 43–53. Warszawa.
- BUKOWY S. (1978b) – Tektonika utworów paleozoicznych. Pr. Inst. Geol., **83**, p. 63–68. Warszawa.
- BUKOWY S. (1978c) – Aktualne zagadnienia budowy geologicznej paleozoiku rejonu śląsko-kra-kowskiego i jego okruszcowania. Prz. Geol., **26**, p. 111–116, nr 2. Warszawa.
- CIEMNIEWSKA M. (1978) – Nowe dane o osadach syluru okolic Mrzygłodu–Zawiercia. Prz. Geol., **26**, p. 480–484, nr 8. Warszawa.
- GÓRECKA E. (1978) – Mineralizacja polimetaliczna w utworach paleozoicznych w rejonie Zawiercia. Pr. Inst. Geol., **83**, p. 163–169. Warszawa.
- HARAŃCZYK C. (1978) – Mineralizacja polimetaliczna w utworach paleozoicznych wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Pr. Inst. Geol., **83**, p. 73–78. Warszawa.
- HEFLIK W., PARACHONIAK W., PIEKARSKI K., RATAJCZAK T., RYSZKA J. (1975) – Petrografia utworów staropaleozoicznych z okolic Myszkowa (Górny Śląsk). Geologia, **1**, p. 35–44, z. 4. Warszawa.
- JUSKOWIAK O., PENDIAS H., RYKA W. (1978) – Skały magmowe w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Pr. Inst. Geol., **83**, p. 73–78. Warszawa.
- EKIERT F. (1978) – Stratygrafia prekambriu i starszego paleozoiku w północnym i północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Pr. Inst. Geol., **83**, p. 55–61. Warszawa.
- MANECKI A. (1970) – Investigations of the alkali metasomatism in feldspars. Pr. Miner. Komis. Nauk Miner. PAN, Oddz. w Krakowie, **21**. Warszawa.
- PAMPUCH R., BŁASZCZAK K. (1964) – Infrared vibrational spectra of kaolin group minerals. Pr. Kom. Nauk Techn. PAN, Oddz. w Krakowie, Ceramika, **3**. Warszawa.
- REYNOLDS R.C., HOWER J. (1970) – The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. Clays Clay Miner., **18**, p. 25–36. London.
- RYKA W. (1978) – Skały metamorficzne. Pr. Inst. Geol., **83**, p. 69–71. Warszawa.

- SABATIER G. (1963) — À propos de la mesure du pourcentage de triclinisme des feldspaths ptassiques. Bull. Soc. Franc. Miner. Crist., **86**, p. 64—68. Paris.
- STOCH L., SIKORA W. (1967) — Określenie stopnia uporządkowania struktury minerałów grupy kaolinitu. Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie, I—VI, p. 651—654. Kraków.
- TRUSZEL M., WOLANOWSKA J. (1977) — Wyniki badań petrograficznych utworów staropaleozoicznych z rejonu Myszkowa i Mrzygłodu. Kwart. Geol., **21**, p. 933—934, nr 4. Warszawa.

Марек МУШИНЬСКИ, Анджей СКОВРОНЬСКИ

НЕРУДНЫЕ КОМПОНЕНТЫ МИНЕРАЛЬНЫХ ЖИЛ В НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОДАХ ОСНОВАНИЯ В ОКРЕСТНОСТЯХ ЗАВЕРЦЕ — ВОЛЬБРОМ

Резюме

Минеральные жилы нижнепалеозойских отложений изучались по 16 кернам из скважин, расположенных в окрестностях Вольброма, Огродзеньца и Заверца (фиг. 1). Эти жилы, толщиной от сотых долей миллиметра до нескольких сантиметров местами образуют неравномерные утолщения. Их границы бывают либо резкими, либо расплывчатыми, теряющимися в окружающей породе. Установлено, что главными компонентами жил являются: кварц, карбонатные минералы, хлориты и рудные минералы (последние не изучались), им сопутствуют: каолинит, серицит, прослойки иллит-сметтит, полевые шпаты, минералы группы эпидот-клиноцоизит и сульфаты кальция (таб. 1).

Карбонатные минералы представлены кальцитом, реже доломитом. Оптические свойства хлоритов аналогичны рипидолитам с изменчивым содержанием железа. Полевые шпаты проявляют свойства адуляра с малоупорядоченной структурой. Эпидоты представлены составными частями с разным содержанием железа от типичного пистацита до разновидностей близких к клиноцоизиту. Смешанные иллит-сметтитовые структуры являются хаотическими иллитово-монтмориллонитовыми прослойками, содержащими 50% набухающих пачек слоёв. Сульфаты кальция — это в основном гипс и иногда ангидрит.

Вышеперечисленные минералы составляют в жилах разнообразные ассоциации от двух до шестичленных (таб. 2). Некоторые из этих групп имеют парагенетический характер, другие сформировались во время 2—3 этапов минералообразования (фиг. 12).

Компоненты изучаемых жил образовывались в самых разных температурных условиях от очень высоких температур (образование эпидота и адуляра) до самых низких (образование гипса). Генезис эпидотов, К-полевых шпатов, хлоритов и частично кварца, серицита и кальцита, а также руд следует связывать с магматизмом данного района и тем самым с ювенильными водами, обогащёнными кремнезёмом, калием, кальцием, глинозёмом и железом. В свою очередь каолинит, монтмориллонит, сульфаты кальция, доломит и младшие генерации кварца и кальцита образовались, вероятно, из просачивающихся вглубь растворов, в результате выветривания обнажённых и эродированных в какой то период древнепалеозойских пород.

Образование минеральных жил неоднократно сопровождалось метасоматическим воздействием растворов на окружающие породы. Чаще всего около жил наблюдаются проявления окремнения, хлоритизации и кальцитизации. В некоторых образцах имела место также эпидотизация, оруденение, фельдспатизация, серицитизация, доломитизация и аргиллизация. Воз-

действию некоторых из этих процессов, таких как карбонатизация, каолинитизация и серицитизация, подверглись также ранее образовавшиеся компоненты жил.

Проявления гидротермальной минерализации в изучаемых древнепалеозойских породах подтверждают региональность этих явлений в основании Силезко-Краковской моноклинали.

Marek MUSZYŃSKI, Andrzej SKOWROŃSKI

NON-ORE COMPONENTS OF MINERAL VEINS IN LOWER PALEOZOIC BEDROCK IN THE ZAWIERCIE – WOLBROM AREA

S u m m a r y

The studies on mineral veins in Lower Paleozoic rocks comprised 16 borehole columns from the vicinities of Wolbrom, Ogrodzieniec and Zawiercie (Fig. 1). The veins vary in thickness from some hundredths of mm to a few cm, in places forming irregular swellings. Their boundaries are either sharp or blurred, with gradual passage to surrounding rock. The veins were found to consist mainly of quartz, carbonates, chlorites and ore-minerals (which are out of scope of the studies), accompanied by kaolinite, sericite, illite-smectite intergrowths, feldspars, minerals of the epidote-clinozoisite group and calcium sulfates (Table 1).

Carbonates are represented by calcite and, sometimes, dolomite. Optical properties of chlorites correspond to those of ripidolites with varying content of iron. Feldspars display features of adularia with low degree of structural ordering. Epidotes are represented by members differing in content of iron: from typical pistacite to varieties close to clinozoisite. Mixed illite-smectite structures represent disordered illite-montmorillonite intergrowths with about 50% share of swelling packets. Calcium sulfates mainly include gypsum as anhydrite occurs sporadically.

The above mentioned minerals form various associations, from two- to six-component ones in the veins (Table 2). Some of these associations are of the paragenesis type whereas the others represent products of 2 to 3 mineral-forming events (Fig. 12).

Components of the studied veins are the products of a wide range of temperatures, from relatively high (origin of epidote and adularia) to fairly low (origin of gypsum). The origin of epidote, K-feldspars, chlorites and, partly, quartz, sericite and calcite as well as ore minerals should be related to igneous activity in the studied area, i.e. with juvenile water rich in silica, potassium, calcium, aluminium and iron. In turn, kaolinite, montmorillonite, calcium sulfates, dolomites, and the youngest generations of quartz and calcite presumably originated from descent of solutions, in result of action of weathering processes on Lower Paleozoic rocks, exposed and subjected to erosion in certain time span.

The origin of mineral veins was often accompanied by metasomatic action of solutions on surrounding rock. In the proximity of veins, there are most often found traces of silification, chloritization and calcitization. In some borehole columns, there were also found epidotization, mineralization with ore minerals, feldspatization, sericitization, dolomitization and argillization. Some of these processes (carbonatization, kaolinization and sericitization) were also effecting earlier formed components of the veins.

The traces of hydrothermal mineralization found in the studied Lower Paleozoic rocks give further support to regional nature of these phenomena in the basement of the Silesian-Cracow Monocline.

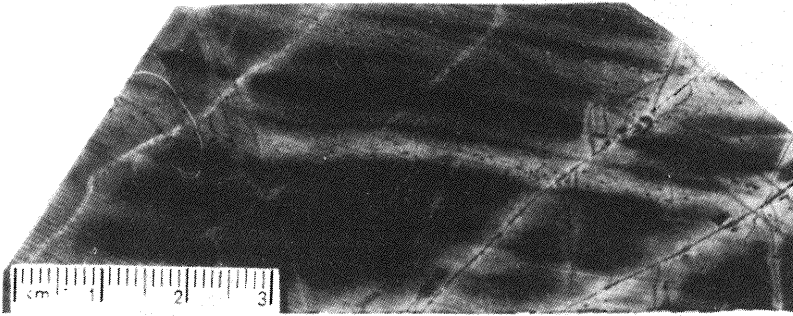


Fig. 13. Polimeralne żyłki otoczone strefami wybielonej skały – łupku fyllitowego. Otwór wiertniczy WB-81, głęb. 382 m

Polymineral veins surrounded by zones of whitened rock – phyllitic slate. Borehole WB-81, depth 381 m

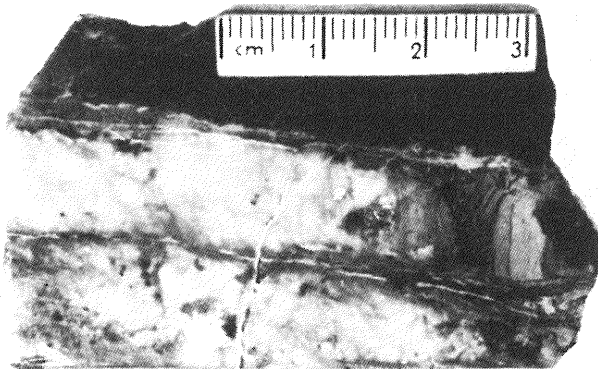


Fig. 14. Złożona, polimineralna żyła o przewadze mlecznego kwarcu w łupku fyllitowym. Otwór wiertniczy WB-112, głęb. 420 m

Complex polymineral vein with predominance of milk quartz in phyllitic slate. Borehole WB-112, depth 420 m



Fig. 15. Kryształy adularu o charakterystycznych romboidalnych przekrojach. Otwór wiertniczy WB-23, głęb. 324,5 m, nikole skrzyżowane; pow. 45 ×
Adular crystals with characteristic rhomboidal section. Borehole WB-23, depth 324.5 m, crossed nicols; × 45



Fig. 16. Słupki epidotu w żyłę kwarcowo-K-skaleniowo-chlorytowo-epidotowej. Otwór wiertniczy WB-112, głęb. 443,5 m, bez analizatora; pow. 100 ×
Epidote pillars in quartz-potassium feldspar-chlorite-epidote vein. Borehole WB-112, depth 443.5 m, no analyser; × 100

Marek MUSZYŃSKI, Andrzej SKOWROŃSKI – Niekruszcowe składniki żył mineralnych w skałach staropaleozoicznego podłoża okolicy Zawiercia – Wolbromia