

Roman CHŁEBOWSKI, Zbigniew RUBINOWSKI

Dickit towarzyszący przejawom okruszcowania w Górach Świętokrzyskich

WSTĘP

Dickit — minerał rzadko spotykany, będący polimorficzną modyfikacją kaolinitu o wzorze $Al_4 [Si_4O_{10}] [OH]_8$, stwierdzony został po raz pierwszy w Górach Świętokrzyskich przez H. Gruszczyka i J. Kubisza (1960) w kamieniołomie Wiśniówka Mała pod Kielcami, w którym eksploatowane są skały wielku środkowokambryjskiego¹. A. Bolewski (1965) wzmiankuje ponadto o występowaniu dickitu w łomie dolnodewońskich piaskowców kwarcytowych w Barczy koło Zagnańska.

Przy okazji niezależnie od siebie prowadzonych badań mineralogicznych, związanych z problemami okruszcowania utworów paleozoicznych oraz petrologicznych studiów nad osadami ordowiku, zwróciliśmy uwagę na charakterystyczne objawy mineralne pojawiające się często w skałach starszego paleozoiku świętokrzyskiego. Objawy te stwierdzono m.in. w rdzeniach otworów wiertniczych wykonywanych przez Instytut Geologiczny w latach 1960—1962 na obszarze kieleckiego regionu Gór Świętokrzyskich. Z. Rubinowski (1962, 1966) na podstawie wyników identyfikacji rentgenostrukturalnej określił ten minerał jako kaolinit, stwierdzając jego paragenetyczny związek z objawami epigenetycznego okruszcowania w spękaniach skał starszego paleozoiku. R. Chlebowski przy okazji badań petrograficznych skał ordowiku z obszaru synkliny bardziańskiej zajął się bardziej dokładnym zbadaniem tego minerału, identyfikując go jako dickit względnie mieszaninę dickitowo-kaolinitową. Konfrontując wyniki własnych spostrzeżeń postanowiliśmy podjąć bardziej szczegółowe badania dotyczące zarówno dokładnego mineralogiczno-petrograficznego opracowania tego interesującego minerału (R. Chlebowski), jak również określenia geologicznych warunków występowania i jego pozycji w paragenizie mineralizacji kruszczowej (Z. Rubinowski).

Próbki do badań pobrano z rdzeni wspomnianych otworów wiertniczych odwierconych w latach 1960—1962 przez Zakład Złóż Rud Żelaza Instytutu Geologicznego w Warszawie (Barwinek 1, Niestachów 1, Mo-

¹ Wymienieni autorzy zapewne omyłkowo lokalizują ten kamieniołom w Zagnańsku oraz przypisują dolnodewoński wiek skałom eksploatowanym w Małej Wiśniówce.

kradle 1), z nowo odwierconych otworów badawczych (Łągów 1) oraz zebrano w czynnym kamieniołomie (Wiśniówka Duża).

Badania mineralogiczno-petrograficzne przeprowadzone zostały przez R. Chlebowskiego w Instytucie Geochemii, Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Warszawskiego. Oprócz własnych badań wykorzystano do interpretacji dyfraktogramy rentgenowskie wykonane uprzejmie przez M. Stępniewskiego w Zakładzie Geochemii Instytutu Geologicznego w Warszawie oraz termogramy wykonane przez K. Szpilę w wymienionym wyżej Instytucie Uniwersytetu Warszawskiego.

Geologiczna pozycja mineralizacji oraz jej stosunek do objawów okruszczenia scharakteryzowane zostały przez Z. Rubinowskiego w oparciu o wyniki szerszych regionalnych badań metalogenicznych, prowadzonych w Samodzielnej Pracowni Źródeł Rud Metali w Oddziale Świętokrzyskim Instytutu Geologicznego w Kielcach.

Wyrażamy serdeczne podziękowanie mgr inż. M. Tarnowskiej, mgrowi inż. E. Cieśli i mgrowi Z. Deczkowskiemu za udostępnienie rdzeni wiertniczych, własnych nie publikowanych materiałów i przekazanie próbek do badań, mgrowi M. Stępniewskiemu — za wykonanie dyfraktogramów rentgenowskich i pomoc przy ich interpretacji, drowi K. Szpili za wykonanie analiz termicznych oraz prof. drowi K. Łydcze za konsultacje i dyskusję dotyczącą części mineralogiczno-petrograficznej niniejszego opracowania.

GEOLOGICZNE WARUNKI WYSTĘPOWANIA DICKITU²

Do badań mineralogicznych udało się zebrać jedynie 5 próbek tego minerału. Punkty pobrania zlokalizowane są na obszarze południowej części terenu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (region kielecki), z wyjątkiem jednego punktu położonego w północnym regionie łysogórskim (fig. 1). Skały, w których stwierdzono mineralizację dickitową, reprezentują utwory od kambru środkowego po dewon środkowy. Są to następujące próbki:

Wiśniówka Duża	— kamieniołom — kambr środkowy
Barwinek 1	— głęb. 197 ÷ 198 m — kambr górny
Niestachów I	— głęb. 90,5 ÷ 91,5 m — kambr górny
Mokradle 1	— głęb. 199 ÷ 201 m — ordowik dolny
Łągów 1	— głęb. 28,5 ÷ 29,0 m — dewon środkowy

Poza wymienionymi punktami objawy analogicznej mineralizacji stwierdzono w innych, wcześniej wykonanych otworach wiertniczych, z których nie pobrano wówczas próbek względnie pobrano je w ilości niewystarczającej dla szczegółowych badań. Są to następujące punkty, których lokalizację przedstawiono również na fig. 1:

Zbrza 2	— kambr dolny
Sieraków 1	— kambr dolny
Podkranów 1 i 1A	— kambr dolny
Zbrza 1	— ordowik
Bukówka 1	— ordowik

² Dla uproszczenia dickitem określa się również mieszaniny dickitowo-kaolinowe.

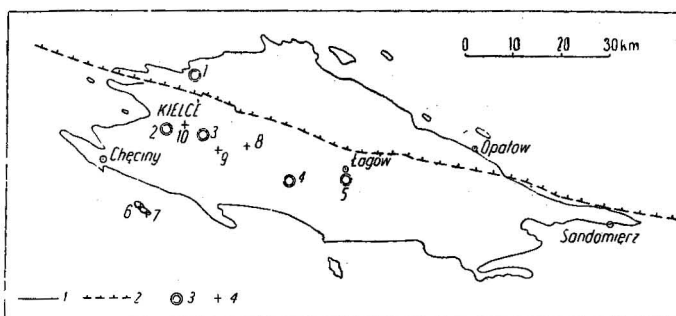


Fig. 1. Występowanie mineralizacji dickitowej w Górach Świętokrzyskich

Dickite mineralization in the Świętokrzyskie Mountains

1 — granica wychodni skał paleozoicznych; 2 — główne nasunięcie łysogórskie; 3 — punkty mineralizacji opracowane mineralogicznie (1 — Wiśniówka Duża, otwory wiertnicze: 2 — Barwinek 1, 3 — Niestachów -, 4 — Mokradle 1, 5 — Łagów 1); 4 — pozostałe punkty mineralizacji (otwory wiertnicze: 6, 7 — Zbrza 1 i 2, 8 — Sieraków 1, 9 — Podkranów 1 i 1A, 10 — Bukówka 1)

1 — boundary of outcrops of Palaeozoic rocks; 2 — main Łysogóry overthrusts; 3 — points of mineralization elaborated mineralogically (1 — Wiśniówka Duża, 2 — bore hole Barwinek 1, 3 — bore hole Niestachów 1, 4 — bore hole Mokradle 1, 5 — bore hole Łagów 1, 4 — other points of mineralization (6, 7 — bore holes Zbrza 2 and Zbrza 1, 8 — bore hole Sieraków 1, 9 — bore hole Podkranów 1 and Podkranów 1 A, 10 — bore hole Bukówka 1)

Geologiczne warunki występowania mineralizacji scharakteryzowane zostaną według stratygraficznej kolejności wieku skał, w których stwierdzono dickit.

DICKIT W OSADACH KAMBRYJSKICH

Reprezentowany jest w próbkach Wiśniówki Dużej, Barwinka 1 i Niestachowa 1, a ponadto przez objawy mineralizacji stwierdzone w wierceniach Zbrza 2, Sieraków 1 i Podkranów 1 i 1A.

Wiśniówka Duża. Próbkę dickitu zebrano w latach 1967—1968 w czynnym kamieniołomie, w którym eksploatuje się piaskowce kwarcytowe wieku środkowokambryjskiego. Objawy tej mineralizacji są dość pospolite, szczególnie na obszarze nie eksploatowanej już, wschodniej części kamieniołomu. Bloki piaskowców kwarcytowych posiadają na płaszczyszczach spękań i luster tektonicznych białe, białokremowe, pylaste powłoczenia o grubości poniżej 0,5 mm. Mineralizacja wykorzystuje wszelkie spękania, a niekiedy płaszczyszczyny warstwowania skał. Nieco większe skupienia dickitu związane są z partiami skały zawierającej kilkucentymetrowej średnicy nieregularne pustki, pokryte zazwyczaj druzami kryształków kwarcowych. Nie udało się nam znaleźć tego minerału w sąsiednim kamieniołomie Małej Wiśniówki, gdzie, jak wspomniano, został on po raz pierwszy stwierdzony w tym regionie przez H. Gruszczyka i J. Kubisza.

Barwinek 1. Profil tego otworu, odwierconego w 1961 r. na południowym przedmieściu Kielc, jest wg Z. Deczkowskiego (1963) następujący: 0÷36,5 m — czwartorzęd, 36,5÷78,4 m — dewon środkowy, 78,4÷109,8 m — dewon dolny, 109,8÷810 m — kambr. Palynologiczne badania L. Jagielskiej (1965) pozwalają na bardziej dokładne rozpozniowanie utworów kambryjskich. Do głębokości około 500 m występują osady z zespołem górnokambryjskich mikrospor, niżej osady kambru środkowego. Nawiercony 700-metrowej miąższości kompleks osadów kambryjskich reprezentowany jest przez monotonną litologicznie serię piaskowcowo-mułowcową. W kambrze górnym dominują piaskowce krzemionkowe i kwarcytowe, cienkowarstwowane, hieroglifyowe z laminami, smugami i wkładkami mułowców młokowych. W kambrze środkowym przewagę stanowią osady mułowcowo-łkowcowe, z cienkimi jedynie wkładkami i laminami piaskowców. Cały kompleks kambryjski jest silnie zaangażowany tektonicznie, o czym m. in. świadczą zmienne upady warstw — w granicach 5÷90°.

Objawy mineralizacji dickitowej stwierdzono w całym profilu przewierconych w otworze osadów kambru. Związana jest ona wyraźnie z siecią drobnych spękań skał i towarzyszy objawom epigenetycznej mineralizacji węglanowo-kruszcowej. Bardziej wyraźnie mineralizacja ta daje się śledzić w kompleksach i wkładkach piaskowców, w których szczeliny mają charakter sieci diaklaz, przecinając skałę w kierunku zazwyczaj prostopadłym do jej uwarstwienia. Szerokość takich szczelin, a zarazem grubość żyłek mineralnych wynosi od 1 do kilku milimetrów, wyjątkowo osiągając 2÷3 cm. Ten typ spękań można określić za W. I. Smirnowem (1965) mianem „kliważu w kruchych warstwach”. W osadach mułowcowo-łkowcowych spękania przyjmują charakter mikropłaszczyzn poślizgowych (paraklaz), przebiegających skośnie do uwarstwienia tych skał. Próbkę do badań pobrano z głębokości 197÷198 m, gdzie dickit występował w formie pylastych skupień w żyłkach węglanowych z siarczkami, przecinających piaskowce kwarcytowe.

Niestachów 1. Otwór osiągnął głębokość 93 m. Jego profil wg Z. Deczkowskiego (l. c.) jest następujący: 0÷46,2 m — sylur (ludlow i wendok), 46,2÷49,3 — ordowik środkowy, 49,3÷93,0 — kambr. L. Jagielska (l. c.) stwierdziła tu w kambrze analogiczny zespół mikrosporoowy jak w otworze Barwinek 1, co pozwala na zaliczenie tych osadów do górnego kambru. Zarówno charakter litologiczny skał, jak i forma mineralizacji dickitowej są również takie same jak w Barwiniku. Dickit współwystępuje w paragenizie z epigenetyczną mineralizacją węglanowo-siarczkową, mającą charakter użyłków sieci drobnych spękań w piaskowcach, rzadziej również w całym profilu kambru, oraz w śladach w ordowiku. Próbkę do badań pobrano z głębokości 90,5÷91,5 m, gdzie natrafiono na nieco większe skupienia tego minerału w postaci białych, pylastych powłoczeń, współwystępujących wraz z kryształkami węglanów i siarczków na pionowych płaszczynach spękań piaskowców.

Jak wspomniano, objawy analogicznej mineralizacji dickitowo-kaolinowej stwierdzono również w osadach kambru dolnego nawierconego w otworach badawczych wykonanych przez Instytut Geologiczny w latach 1960—1961. Mineralizację zanotowano w następujących profilach wiercen: Zbrza 2 (30÷42 m i 177÷202 m), Sieraków 1 (13,5÷26 m, 41÷

÷46 m i 51÷54 m), Podkranów 1 (31÷37 m, 42÷45 m i 48÷50 m), Podkranów 1A (11÷13 m i 21÷27,5 m). Nawiercone osady kambru dolnego wykształcone są w postaci mułowców miłkowych i iłowców, sporadycznie zawierających cienkie wkładki piaskowców kwarcytowych. Płaszczyzny spękań i złustrowań miejscami powleczone są białą, pylastą, łatwo ścierną substancją, współwystępującą zazwyczaj z węglanami i śladowo wyrażonym okruszczeniem siarczkowym. Nie udało się zebrać odpowiedniej ilości próbek do szczegółowych badań mineralogicznych, jednakże zarówno formy występowania, jak i paragenetyczny zespół minerałów pozwalają wnioskować, iż mamy tu do czynienia także z wystąpieniami dickitu i kaolinitu.

DICKIT W OSADACH ORDOWICKICH

Został stwierdzony również w rdzeniach wierceń badawczych Instytutu Geologicznego. Próbkę do badań mineralogicznych pobrano z otworu Mokradle 1, a objawy mineralizacji w tych osadach stwierdzono ponadto w otworach Zbrza 1 i Bukówka 1.

Mokradle 1. Otwór osiągnął głębokość 230,8 m i wg Z. Deczkowskiego (l. c.) przewiercono w nim następujące osady: 0÷5 m — czwartorzęd, 5÷179,5 m — sylur (walent, wenlok, ludlow), 179,5÷204,9 — ordowik, 204,9÷230,8 — kambry środkowy. Stratygrafia i litologia ordowiku w tym otworze została dokładniej opracowana przez W. Bednarczyka, R. Chlebowskiego i Z. Kowalczewskiego (1966). Stwierdzono tu od dołu: górny tremadok — warstwy kozielskie (osady piaskowcowo-mułowcowe ze spongiolitami), dolny arenig — warstwy z Bukówki (piaskowce kwarcytowe z wkładkami iłowców i mułowców z glaukonitem i chalcedonem), górny arenig — warstwy dymińskie (piaskowce, dolomity z wkładkami iłowców, mangli dolomitowych, wapieni i bentonitów).

Dickit występuje w całym profilu ordowiku w postaci białych, pylastych powleceń na płaszczyznach spękań ujawniających się głównie w seriach piaskowców, mułowców, w mniejszym stopniu skał węglanowych. W utworach klastycznych objawy mineralizacji są analogiczne jak w podobnych kompleksach wieku kambryjskiego. Szczeliny mają charakter diaklaz o stromym, prawie pionowym przebiegu, a ich grubość wynosi zazwyczaj 1÷3 mm, jedynie sporadycznie osiąga 1 cm. Stwierdzono tu również dickit w formie krystalicznych, nerkowatych pasemek lub gniazdowych nuseczkowatych skupień o budowie mikrosferolitowej, wypełniających niewielkie próżnie skalne (tabl. I, fig. 7, 8). Podobnie jak w kambryjskich, również w ordowiku stwierdzono współwystępowanie dickitu z żyłowymi węglanami w formie bardzo dobrze wykształconych romboedrów, z siarczkami Pb, Zn i Fe oraz z chalcedonem.

Próbkę do badań mineralogicznych pobrano z głębokości 199 m. Dickit występuje tu w spękaniach piaskowców krzemionkowych, towarzysząc krystalicznemu dolomitowi z galeną i sfalerytem.

Podobne przejawy mineralizacji w piaskowcach krzemionkowych, mułowcach i łupkach warstw dymińskich górnego arenigu stwierdzono w otworze Bukówka 1 (55,3÷55,9 m) oraz w warstwach morawickich karadoku w otworze Zbrza 1 (54,2÷78,6 m).

DICKIT W DEWONIE ŚRODKOWYM

Stwierdzony został jak dotąd w jednym punkcie, a mianowicie w profilu otworu Łągów 1, odwierconym w r. 1968 w ramach badań Oddziału Świętokrzyskiego I. G. w Kielcach.

Łągów 1. Otwór zlokalizowany został w pobliżu jednej z dysjunktywnych dyslokacji przemieszczających poprzecznie krawędź antyklinorium dymińsko-klimontowskiego, na południe od Łagowa. Według niepublikowanych materiałów — udostępnionych autorom przez prowadzącą badania M. Tarnowską — otwór ten uzyskał głębokość 211,5 m i następujący profil geologiczny: 0÷7 m — czwartorzęd, 7÷ ok. 36 m — dewon środkowy (żywet?), ok. 36÷197,1 m — dewon środkowy (eifel), 197÷211,5 m — dedon dolny (ems).

Osady dewonu środkowego (eifel-żywet) reprezentowane są przez dolomity, natomiast dewon dolny przez osady klastyczne piaskowcowo-mułkowe, (piaskowce kwarcytowe, krzemionkowe, mułowce młkowe).

Objawy mineralizacji dickitowej stwierdzono w skałach węglanowych żywetu i eiflu na głębokości od 13 do około 50 m. Dickit występuje w postaci białych, pylistych powłoczeń na płaszczyznach spekań lub wypełnia maleńkie pory i kawerny rozsiane w skale. Bardziej obfite jego występowanie związane jest ze strefami intensywnie spekanych dolomitów (z takiej strefy tektonicznej pobrano próbkę do badań mineralogicznych — 28,5÷29 m) względnie z poziomem charakterystycznych sedymentacyjnych brekcji (występujących w otworze na głębokości 14÷31 m). Podobnie jak i w skałach starszego paleozoiku dickit współwystępuje z epigenetyczną, wyraźną, w formie drobnych żyłek lub impregnacji, mineralizacją węglanową, której towarzyszą siarczki Fe, Zn i Pb.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNO-MINERALOGICZNA

W celu identyfikacji dickitu i wyróżnienia go z mieszaniny dickit-kaolinit przeprowadzono badania kompleksowe, stosując metody rentgenostrukturalne i termiczne po uprzednim rozpoznaniu mikroskopowym. Nie jest bowiem możliwe jednoznaczne odróżnienie dickitu od kaolinitu w mieszaninie tych minerałów, stosując np. wyłącznie badania rentgenostrukturalne, gdyż przy niewielkich ilościach kaolinitu nie jest on w ogóle wykrywalny, natomiast przy nieznacznej zawartości dickitu, a przewadze kaolinitu ten właśnie minerał jest wyraźnie zaznaczony na obrazie dyfrakcyjnym i on jest identyfikowany. Słaba wykrywalność kaolinitu w mieszaninach dickitowo-kaolinitowych powodowana jest słabiej zaznaczającymi się, mniej ostrymi refleksami w porównaniu z dickitem. Dlatego też konieczne jest stosowanie w tych przypadkach bardziej selektywnej termicznej analizy różnicowej, która pozwala wykryć zarówno niewielkie ilości kaolinitu, jak i dickit w mieszaninie tych minerałów. Z tych względów zastosowano badania termiczno-różnicowe i rentgenostrukturalne w stosunku do wszystkich badanych próbek, dla których również wstępne obserwacje mikroskopowe pozwalają stwierdzić duże podobieństwo.

Pod mikroskopem dickit najczęściej wykazuje charakterystyczny obraz dobrze wykryształizowanych skupień złożonych z bezbarwnych kryształów

o budowie blaszkowej, ułożonych sferycznie w formie mikrosferolitów (tabl. II, fig. 9) o rozmiarach około 0,05–0,07 mm. Spotykane są również pojedynczo występujące płytkowe kryształki o pokroju heksagonalnym i maksymalnych wymiarach do 0,09 mm (tabl. IV, fig. 13–15). Częściej natomiast występują pakiety złożone z wielu kryształków ustawionych płaszczyzną blaszek prostopadle do powierzchni szlifu (tabl. II, fig. 10), wykazujące proste wygaszanie światła poszczególnych blaszek w takim ustawieniu. Barwy interferencyjne poszczególnych blaszek są niskie — jasnoszare. Poszczególne blaszki w porównaniu z kwarcem lub balsamem kanadyjskim wykazują nieznacznie wyższe współczynniki załamania światła.

BADANIA RENTGENOSTRUKTURALNE

Badania rentgenowskie wykonano na dyfraktometrze rentgenowskim produkcji japońskiej „Rigaku-Denki”. Warunki, w jakich przeprowadzono pomiary, były następujące: promieniowanie Cu, napięcie 35 KV, 15 mA, szybkość zapisu 1°/min, szczelina 0,2 mm.

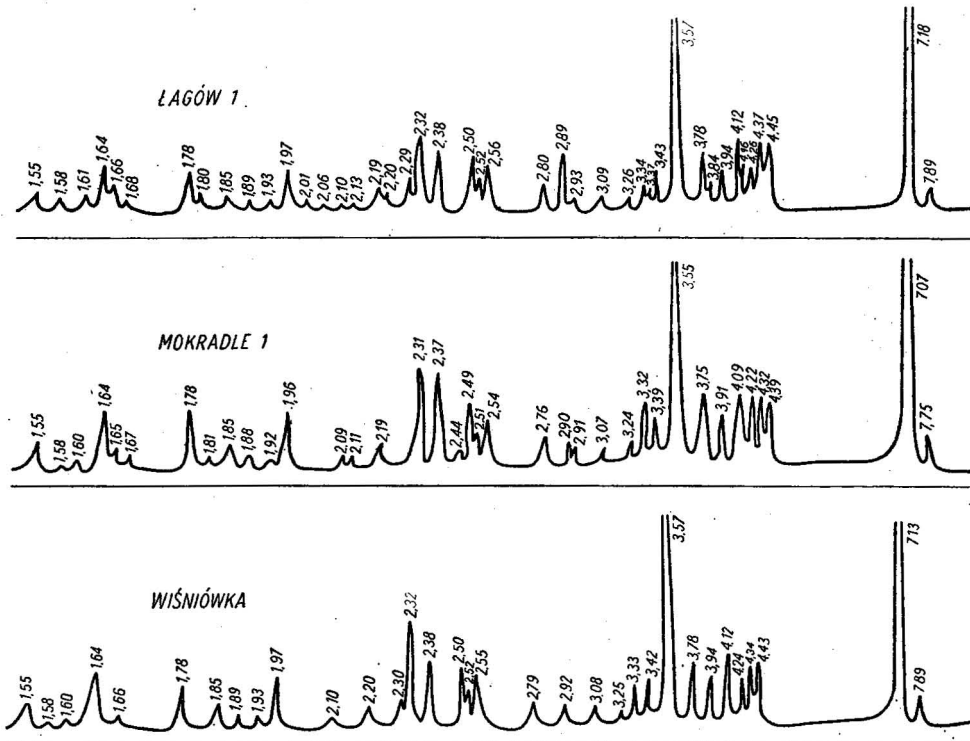


Fig. 2. Dyfraktogramy rentgenowskie dickitów
X-ray diffractograms of dickites

Wyniki badań rentgenostrukturalnych przedstawiają tabele 1, 2 i 3 oraz figura 2. W tabeli 1 przedstawiono wyniki badań rentgenostrukturalnych próbek z utworów kambryjskich.

Tabela 1

Odstępy płaszczyzn sieciowych d i intensywności I próbek z utworów kambryjskich

Wiśniówka		Barwinek 1 próbka a		Barwinek 1 próbka b		Niestachów 1	
d	I	d	I	d	I	d	I
7,89	8	7,89	8	7,89	11	7,89	8
7,13	100	7,18	100	7,13	100	7,13	100
4,43	15	4,41	18	4,41	17	4,43	18
4,34	15	4,33	19	4,34	17	4,34	18
4,24	12	4,24	18	4,26	15	4,24	13
4,12	19	4,11	22	4,11	20	4,11	21
3,94	12	3,94	14	3,94	19	3,94	13
3,78	15	3,78	19	3,79	17	3,78	17
3,58	100	3,58	100	3,58	100	3,58	100
3,42	13	3,42	16	3,42	15	3,42	14
3,33	11	3,33	12	3,32	15	3,33	15
3,25	5	3,25	7	3,25	7	3,25	6
3,08	6	3,08	8	3,07	8	3,08	7
2,92	6	2,92	7	2,91	6	2,92	7
2,79	7	2,78	9	2,78	9	2,78	8
		2,64	4	2,63	4		
2,55	11	2,56	14	2,56	13	2,55	10
2,52	8	2,52	10	2,52	10		
2,50	15	2,49	12	2,49	16	2,49	17
2,38	17	2,38	17	2,38	22	2,38	19
2,32	25	2,32	30	2,31	26	2,31	29
2,30	6						
2,20	6	2,20	8	2,19	8	2,20	8
		2,17	5	2,17	5	2,17	4
2,10	4	2,10	5	2,07	5	2,10	4
1,97	13	1,97	16	1,96	15	1,97	16
1,93	2	1,93	4	1,93	4	1,93	4
1,89	4	1,89	5	1,89	5	1,89	5
1,85	6	1,85	8	1,85	7	1,85	7
		1,80	5	1,81	8	1,80	5
1,78	12	1,78	13	1,78	15	1,78	14
		1,68	5	1,67	6	1,67	5
1,66	4	1,66	6	1,65	7	1,65	7
1,64	14	1,64	17	1,63	16	1,64	16
1,60	3	1,60	5	1,60	5	1,60	4
1,58	3	1,58	5	1,58	4	1,58	4
1,55	8	1,55	10	1,55	9	1,55	10

Z wyników przedstawionych w tabeli 1 i porównań z liczbowym wzorcem rentgenograficznym dickitu (tabela 3) podanym przez G. Browna (1961), oraz liczbowymi danymi dickitu z Osielca i Nowej Rudy (L. Chrobak, 1956, 1957), Męcina i Wiśniówki (H. Gruszczyk, J. Kubisz, 1960) oraz

Tabela 2

Odstępy płaszczyzn sieciowych d i intensywności I próbek dickitu
z ordowiku i dewonu

Mokradle 1		Łągów 1	
d	I	d	I
7,75	11	7,89	8
7,07	100	7,18	100
		4,45	17
4,39	15	4,37	19
4,32	17		
4,22	18	4,26	13
		4,16	13
4,09	19	4,12	20
3,91	14	3,94	17
		3,84	9
3,75	20	3,78	16
3,55	100	3,58	100
		3,43	13
3,39	14	3,37	7
3,32	16	3,34	8
3,24	8	3,26	6
3,07	7	3,09	7
2,91	7	2,93	7
2,90	8	2,89	15
		2,80	8
2,54	13	2,56	13
2,51	9	2,52	10
2,49	16	2,50	15
2,44	5		
2,37	24	2,38	16
2,31	26	2,32	20
		2,29	11
2,19	8	2,20	7
2,11	5	2,13	5
2,09	5	2,10	5
1,96	15	1,97	13
1,93	3	1,93	6
1,88	6	1,89	6
1,85	7	1,85	6
1,81	5	1,80	6
1,78	15	1,78	12
1,67	5	1,68	6
1,65	6	1,66	8
1,64	16	1,64	13
1,60	5	1,61	6
1,58	5	1,58	5
1,55	9	1,55	8

dickitu podawanego przez A. Wiewiórę (1962) wynika, że badane próbki wypreparowane z utworów kambryjskich są dickitami.

Nadzwyczaj wyraźne linie podstawowe $d = 7,13$, $d = 3,58$ oraz obecność linii $d = 1,97$, która nie pojawia się na dyfraktogramach kaolinitu, a zawsze jest obecna na obrazie dyfrakcyjnym dickitu, nieobecność na omawianych dyfraktogramach linii $d = 1,99$ i $d = 1,54$, jak również różnice w intensywności wielu innych refleksów — wszystko to pozwala stwierdzić obecność dickitu.

W tabeli 2 przedstawione są wyniki liczbowe badań rentgenostrukturalnych wykonanych dla próbek z utworów ordowiku i dewonu.

Wyniki badań przedstawione w tabelach 2 i 3 są na ogół bardzo zbliżone do przedstawionych w tabeli 1. Wszystkie charakterystyczne linie powtarzają się również i na tych rentgenogramach, wykazując analogiczne intensywności (fig. 2). Porównanie z przedstawionymi w tabeli 3 danymi liczbowymi dla innych dickitów, jak i wzorcem liczbowym dickitu podanym przez G. Browna (1961) również wskazują na obecność dickitu w analizowanych próbkach.

BADANIA TERMICZNE

Badania termiczne przeprowadzono przy użyciu rejestratora punktowego trójzapisowego i termopar Pt — Pt Rh, przy szybkości nagrzewania $10^\circ/\text{min}$. Na figurze 3 przedstawiono krzywe termiczne różnicowe badanych próbek dickitowych. Wszystkie termogramy są do siebie bardzo podobne i na wszystkich zaznacza się wyraźna, silna reakcja endotermiczna

z temperaturą początkową ok. 500°C i maksimum tej reakcji w temperaturze 690°C , oraz reakcja egzotermiczna w temperaturze $950\text{--}980^\circ\text{C}$. Bardzo charakterystyczny jest efekt endotermiczny osiągający maksimum w temperaturze 690°C , związany z temperaturą utraty wody i według interpretacji wielu autorów (L. Stoch, 1959; H. Gruszczyk, J. Kubisz 1960;

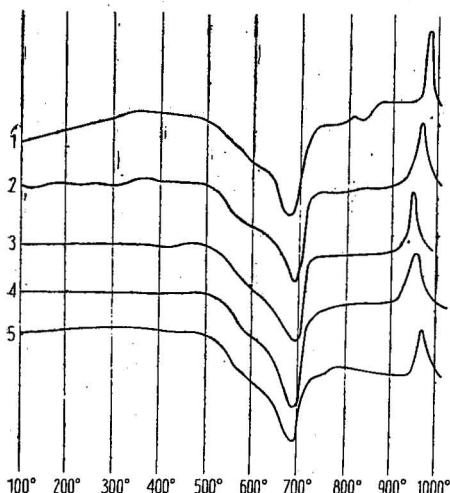


Fig. 3. Krzywe termiczno-różnicowe próbek dickitów
Thermal-differential curves of dickite samples

1 — Łagów 1; 2 — Niestachów 1; 3 — Mokradle 1; 4 — Wiśniówka Duża; 5 — Barwinek 1

K. Łydka, 1966) jest typowy dla dickitu. Obok maksimum tego efektu w temperaturze 690°C charakterystyczny dla dickitu jest również bardzo wyraźnie asymetryczny przebieg tego efektu. Mianowicie ramię zstępujące tego efektu (od strony temperatur niższych) schodzi w dół dość łagodnie pod kątem około 55° do temperatury ok. $630\text{--}640^\circ\text{C}$. Następnie od tej temperatury nieco szybciej (pod kątem ok. 60°) dochodzi do temperatury 690°C , gdzie znajduje się maksimum tego efektu. Drugie wstępujące

Odstępy płaszczyzn sieciowych d i intensywność I dickitów według danych z literatury

Dickit z Osielca		Dickit z Nowej Rudy		Dickit z M. Wiśniówki		Dickit z Męcina		Dickit wg A. Wiewióry		Dickit wg G. Browna	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
7,51	4	7,51	8								
7,10	4	7,13	9	7,17	10	7,16	10	7,13	98	7,16	10
4,84	1									4,46	0,5
4,44	9	4,52	4	4,45	4	4,45	3	4,43	41	4,44	4
		4,37	8	4,34	4	4,33	3	4,35	24	4,37	4
4,28	4	4,22	7	4,26	5	4,26	5			4,27	3
4,15	7										
		4,12	7	4,12	7	4,12	6	4,13	43	4,13	7
3,97	2	3,95	3	3,96	3	3,96	2	3,94	14	3,95	2
		3,89	4								
3,79	3	3,78	5	3,78	7	3,79	7	3,80	29	3,79	6
3,65	4	3,64	7								
3,57	5	3,56	10	3,58	10	3,58	10	3,58	100	3,58	10
3,44	1	3,41	3	3,42	4	3,43	2	3,43	17	3,43	3
		3,26	1	3,25	2	3,25	1	3,27	4	3,27	2
3,12	1	3,09	1	3,08	2	3,09	2	3,10	6	3,10	2
2,94	1	2,93	1	2,93	2	2,93	1	2,94	4	2,93	2
		2,82	1								
2,78	1	2,78	1	2,78	4	2,79	5	2,80	8	2,79	2
		2,59	2	2,64	1	2,64	1				
2,57	6	2,55	5	2,56	5	2,56	6	2,55	25	2,56	4
2,52	8									2,51	5
		2,50	6	2,50	7	2,50	7	2,51	38	2,40	1
2,38	1	2,39	2	2,38	6	2,38	6	2,38	16	2,38	2
		2,35	7								
2,32	10	2,32	12	2,32	9	2,32	8	2,33	68	2,32	9
						2,28	2				
						2,23	1				
2,21	1	2,20	2	2,20	3	2,21	2	2,21	10	2,21	2
								2,12	4		
2,08	1	2,08	1	2,09	2	2,10	2			2,10	1
										2,02	0,5
1,97	3	1,97	5	1,97	7			1,97	27	1,97	5
		1,93	1	1,93	1	1,93	1	1,94	4	1,93	1
1,90	1	1,89	1	1,89	2	1,89	1	1,89	5	1,89	2
1,85	1	1,85	2	1,85	2	1,85	1	1,86	10	1,85	3
		1,82	1			1,81	5			1,80	1
		1,79	2	1,78	5	1,78	6	1,79	12	1,78	1
1,68	2	1,68	2	1,68	1			1,67	13	1,68	1
1,67	3	1,65	7	1,65	8						
1,65	4	1,63	1	1,64	7	1,64	7	1,64	37	1,65	5
1,61	1	1,61	1	1,61	1			1,60	5	1,61	1
1,56	1	1,58	1	1,58	1			1,58	4	1,58	1
				1,57	1						
1,55	1	1,55	3	1,55	5	1,55	3	1,55	15	1,55	4

ramię tego efektu (w kierunku temperatur wyższych) ma natomiast przebieg bardziej zdecydowany pod kątem ok. 80° i bardzo szybko kończy ten efekt endotermiczny. Poza wyraźną asymetrią tego efektu endotermicznego jako całości wyraźnie jest również widoczna jego dwudzielność na część górną — asymetryczną i część dolną — symetryczną. W dolnym przebiegu tego efektu — od temperatury ok. 660°C do maksimum 690° i na drugim ramieniu do ok. 710°C — efekt ten jest wyraźnie symetryczny. Być może więc, że asymetria tego efektu jest powodowana domieszką kaolinitu, dla którego temperatura wydzielania wody sieciowej jest niższa. Prawdopodobnie właśnie na tym odcinku następuje nakładanie się efektu kaolinitowego i dickitowego, co powoduje przesunięcie ramienia zstępującego efektu endotermicznego dickitu w kierunku temperatur niższych. O pewnej zawartości kaolinitu w poszczególnych badanych próbkach świadczyć mogłyby prawdopodobnie również nieznaczne przegięcia wykresów w temperaturze $560\text{--}600^\circ\text{C}$, widoczne na wykresach dla próbek: Barwinek, Wiśniówka i Niestachów. W przypadku próbki z Łagowa może o tym świadczyć przesunięcie maksimum efektu endotermicznego do temperatury 680°C . Ponadto niewielkie przegięcie krzywej termiczno-różnicowej dla tej ostatniej próbki, w temperaturze ok. $810\text{--}830^\circ\text{C}$, może być spowodowane niewielką domieszką węglanów.

Efekt egzotermiczny z maksimum w temperaturze $950\text{--}980^\circ\text{C}$ związany jest z przebudową struktury. Przebieg tego efektu, w odróżnieniu od endotermicznego, jest prawie idealnie symetryczny.

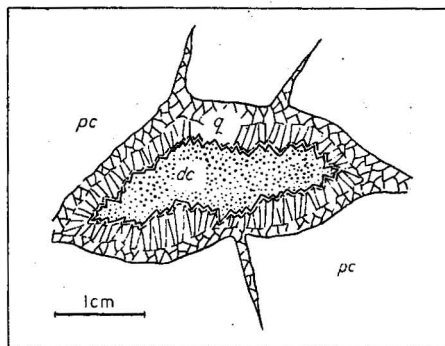
POZYCJA DICKITU W PARAGENEZIE MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ

Przy okazji geologicznej charakterystyki skał, w których stwierdzono dickit, wspomniano, iż zazwyczaj współwystępuje on z całym zespołem innych minerałów.

Fig. 4. Druza kwarcowa z dickitem z kamieniołomu Wiśniówka Duża
Quartz druse with dickite from
Wiśniówka Duża quarry

pc — piaskowiec kwarcytowy kambru środkowego; q — kwarc mlecznobiały powleczony tlenkami żelaza; dc — dickit pylasty

pc — Middle Cambrian quartzite sandstone; q — milky-white quartz coated with iron oxides; dc — fine dickite



Na obszarze regionu łysogórskiego mineralizację tę stwierdziliśmy za ledwie w jednym punkcie (nie licząc drugiego wystąpienia, wcześniej opisanego w Małej Wiśniówce), a mianowicie w kamieniołomie Wiśniówki Dużej. Dickit powleka tu spękania piaskowców kwarcytowych oraz wypełnia wnętrza druz zbudowanych z hipidiomorficznych kryształków przejrzystego i mlecznego kwarcu, niekiedy powleczonych cienkimi nasłonkami czerwonych tlenków żelaza (fig. 4).

Większość punktów z objawami mineralizacji występuje w południowej części paleozoiku świętokrzyskiego — na obszarze regionu kieleckiego. W dziesięciu zarejestrowanych tu punktach, reprezentujących osady wieku kambryjskiego, ordowickiego i środkowodewońskiego, stwierdzono występowanie dickitu w paragenizie epigenetycznej mineralizacji, nazywanej z uwagi na formę „okruszczeniem sieci drobnych spękań tektonicznych”. Mineralizacja ta, reprezentująca w regionalnej metalogenezie charakterystyczny morfogenetyczny typ, została dokładniej scharakteryzowana w innych opracowaniach (Z. Rubinowski, 1966, a także prace w druku). W oparciu o badania zarówno makro-, jak i mikroskopowe ustalono sukcesję minerałów tej paragenizy, wskazującą na wyraźnie stadialny charakter procesów mineralizacyjnych. W skałach starszego paleozoiku (kambr — ordowik) stadialność ta wyraża się konsekwentnym następstwem określonych zespołów mineralnych, związanych z kolejnym odnawianiem się sieci spękań tektonicznych w całym kompleksie skalnym (fig. 5). Świadczy to o zmieniającym się w czasie chemizmie roztworów mineralizujących.

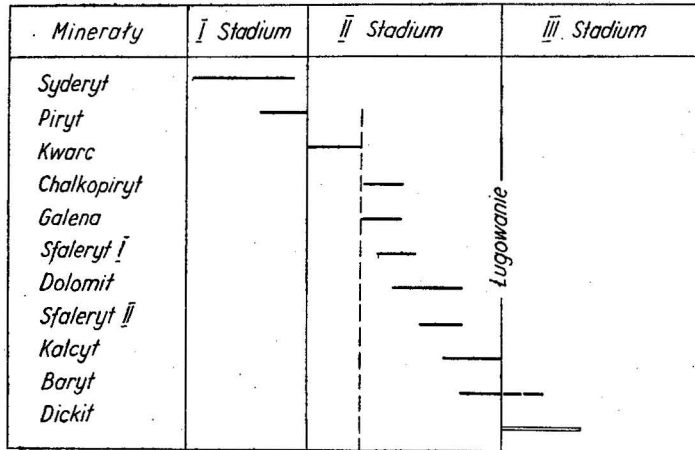


Fig. 5. Kolejność powstawania minerałów w spękania tektonicznych skał staropaleozoicznych w okolicach Kielce

Sequence in formation of minerals in tectonic fractures of Old-Palaeozoic rocks in the vicinity of Kielce

Najstarsze stadium mineralizacji wyrażone jest przez syderyt oraz piryt (ten ostatni pojawia się wyraźniej w kompleksach skał zawierających rozproszone, syngenetyczne siarczki żelaza). W drugim stadium, związanym z odrębnym systemem spękań, pojawia się najbardziej liczny zespół minerałów z kwarcem, chalkopirytem, galeną, sfaleritem (marmatyt i klejofan), dolomitem, kalcytem i barytem. W obrębie tego stadium zaznacza się również, choć mniej wyraźnie, pewna sukcesja powstawania poszczególnych komponentów, którą przedstawiono graficznie na fig. 5.

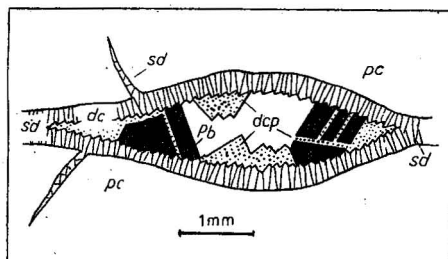
Dickit reprezentuje najmłodsze, trzecie kolejne stadium w całym tym zespole mineralnym. Jego utworzenie poprzedzone jest procesem ługowa-

nia wcześniej powstałych minerałów. Te charakterystyczne objawy zaobserwowano w wielu próbkach zebranych z rdzeni otworów, przewiercanych osady kieleckiego kambriu i ordowiku. Dają się zauważyć różne stadia ługowania minerałów żyłowych. Najłatwiej rozpuszczaniu ulegają kalcyt i baryt, w mniejszym stopniu krystaliczny dolomit, a najbardziej trwałym są kwarc i siarczki, przy czym galena i chalkopiryt noszą niekiedy ślady powierzchniowej korozji kryształów. Taka kolejność rozpuszczania minerałów pozwala wnioskować, iż ługujące roztwory nie były wodami infiltrującymi z powierzchni, gdyż te zawierać powinny tlen. A jak wiadomo, w środowisku utleniającym trwałe jest baryt, natomiast siarczki bardzo łatwo ulegają utlenieniu³. Dickit w obrębie żył mineralnych zajmuje zazwyczaj miejsce po wylugowanych minerałach, tworząc niekiedy pseudomorfozy po blaszkach barytu lub romboedrach węglanów (fig. 6). W takich przypadkach spotyka się niekiedy nieco większe nagromadzenia tego minerału. Zazwyczaj jednak dickit tworzy bardzo cienkie powłoczki i naloty w obrębie gęstej sieci utajonych spekań, rozwiniętych zarówno w kompleksach skał piaskowcowych, jak i mułowcowo-lupkowych starszego paleozoiku.

Fig. 6. Fragment żyłki mineralnej w rdzeniu z otworu wiertniczego Barwinek 1 (głębokość 117,5 m)

Fragment of mineral vein in drill core from the bore hole Barwinek-1 (depth 117,5 m)

pc — piaskowce krzemionkowe kambriu górnego; sd — syderyt żółto-brunatny; Pb — kryształki galeny; dc — dickit pylasty; dcp — pseudomorfozy dickitowe po romboedrycznych kryształkach węglanów oraz blaszkach barytu
pc — Upper Cambrian siliceous sandstones; sd — yellow-brown siderite; Pb — galena crystals; dc — fine dickite; dcp — dickite pseudomorphs after rhombohedral crystals of carbonates and barite flakes



W kompleksie węglanowych skał środkowodekańskich, w których mineralizację tę stwierdzono, jak wspomniano, jedynie w profilu otworu Łągów 1 również dominujące są formy szczelinowe. Objawy mineralizacji stwierdzone w tym otworze są dopiero w trakcie dokładniejszego opracowania. Wstępne badania pozwalają już jednak na stwierdzenie znacznych analogii tej mineralizacji do objawów wcześniej poznanych w profilu starszego paleozoiku. W paragenzie mineralnej stwierdzono w tym otworze m.in. współwystępowanie pirytu, dolomitu, sfalerytu (w dwóch odmianach: ciemnej i jasnej), kalcytu, śladów siarczków (Pb i Cu, barytu oraz dickitu). Dickit w tej paragenzie jest najmłodszym minerałem. Prawdopodobnie jego powstanie również poprzedzone jest fazą ługowania barytu i węglanów⁴. Również forma mineralizacji w węglanowych skałach środ-

³ Właśnie taki charakter przeobrażeń hipergenicznych obserwować można na wychodniach skał ordowickich w Bukówce pod Kielcami, gdzie zachowane są liczne żyły barytowe, zawierające jedynie kawerny po wylugowanych węglanach ze śladami cerusytu i limonitu, pozostałych po siarczku.

⁴ Mogłyby o tym świadczyć pustki o formach tabliczkowatych kryształów zachowane w niektórych agregatach krystalicznego dolomitu.

kowego dewonu jest zbliżona do opisanej w piaskowcowo-mułowcowo-lupkowym kompleksie staropaleozoicznym. Minerale tworzą tu cienkie (zazwyczaj nie przekraczające 1 mm grubości), nieregularne (biegnące żyłki. W strefach silniej tektonicznie zaangażowanych (np. w otworze Łągów 1 na głębokości 28,5÷29 m) pylasty dickit wraz z węglanami wypełnia przestrzeń pomiędzy okruchami brekcji dolomitowej i powleka obficie powierzchnie licznych spękań skały.

O wiele rzadziej spotyka się formy impregnacyjne wystąpień dickitu. W utworach starszego paleozoiku stwierdzono je w profilu otworu Mokradle 1, gdzie dickit wraz z węglanami i chalcedonem tworzy konkrecyjne, sferolityczne skupienia w niewielkich próżniach w mułowcach ordowickich (tabl. I, fig. 7). Przykładem takich form mogą być również drobno-kawerniste i porowate dolomity środkowodewońskie impregnowane dickitem, występujące w otworze Łągów 1, w charakterystycznym poziomie brekcji sedymentacyjnych, na głębokości 14÷31 m (tabl. II, fig. 12).

Scharakteryzowana mineralizacja typu „sieci drobnych spękań tektonicznych”, jak uzasadniono w bardziej obszernym, regionalnym studium metalogicznym (Z. Rubinowski, praca (2) w przygotowaniu do druku), reprezentuje objawy epigenetycznej, postwaryscyjskiej formacji ołowio-cynkowo-barowej. Za hydrotermalną *sensu lato* genezę tej mineralizacji przemawiają m.in. takie fakty jak: paragenezy mineralne — wskazujące na stadialność procesów mineralizacyjnych, związek z młodą, potriasowego wieku tektoniką, stwierdzony głębokościowy zasięg okruszczenia oraz jego charakterystyczna pionowa strefowość (Z. Rubinowski, praca (1) w przygotowaniu do druku). Istotną rolę w tego typu procesach okruszczenia przypisać należy reliktowym wodom zawartym w skałach paleozoicznych. Te reliktowe solanki uruchamiane i podgrzewane w efekcie dysjunktywnych procesów tektonicznych mogą spełniać funkcję wtórno-hydrotermalnych (parahydrotermalnych) roztworów lęgujących, transportujących i osadzających minerały wcześniej nagromadzone w skałach na drodze procesów endo- lub egzogenicznych.

Dickit w tej paragenezie stanowi minerał przechodni, pojawiający się głównie w skałach starszego paleozoiku (stwierdzone występowanie jego w dewonie środkowym jest jak dotąd wyjątkowe). Minerał ten uruchamiany może być na drodze wtórnohydrotermalnej ze skał otaczających, względnie dostarczany przez juwenilne roztwory epitermalne. Nie można również w niektórych przypadkach wykluczyć możliwości przemieszczania tego minerału w postaci mechanicznej zawiesiny wzdłuż zawodnionych szczelin, analogicznie jak obserwuje to A. Paulo (1967) w obrębie przeobrażonych porfirów w okolicach Wałbrzycha.

W świetle stwierdzonych nowych faktów mało prawdopodobne jest przyjmowanie egzogenicznej, wietrzeniowej genezy mineralizacji dickitem w Górach Świętokrzyskich.

WNIOSKI

Szczegółowe badania mineralogiczne i petrograficzne próbek uzyskanych z wierceń badawczych, wykonanych w ostatnich latach na obszarze trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, pozwoliły na stwierdzenie szeregu nowych wystąpień dickitu, dotychczas znanego w tym regionie

w jednym punkcie (Mała Wiśniówka). W wyniku kompleksowych badań rentgenostrukturalnych, termicznych i petrograficznych zidentyfikowano ten minerał w próbkach pobranych z pięciu nowych punktów. Rozpoznano warunki geologiczne stwierdzając, że dickit względnie mieszanina dickitu i kaolinitu współwystępuje w charakterystycznym zespole paragenetycznym wraz z kwarcem, węglanami, siarczkami metali kolorowych i barytem, co pozwoliła na zlokalizowanie dalszych pięciu punktów z wystąpieniami tej mineralizacji. Stwierdzone objawy związane są głównie ze środowiskiem piaskowcowo-mułowcowo-lupkowych osadów starszego paleozoiku (kambr — sylur), tylko wyjątkowo pojawiając się również w węglanowych kompleksach skał wieku środkowodeńskiego. Ze względu na charakter wykształcenia mineralizację tę obserwować można jedynie w próbkach z wierceń lub w głębszych sztucznych odślonięciach tych skał (np. szybiki, większe kamieniołomy), gdyż na wychodniach pylaste kryształki dickitu są zazwyczaj łatwo wymywane ze szczelin. Badana mineralizacja ma charakter epigenetyczny, stadialny i wykazuje związek z siecią niewielkich tektonicznych spekań i pustek skalnych. Na podstawie szerszych regionalnych studiów metalogenicznych (Z. Rubinowski, 1966) można ją uznać za jedną z typowych regionalnych form postwaryscyjskiej, hydrotermalnej *sensu lato* formacji ołowiuowo-cynkowo-barowej. W całym zespole paragenetycznym dickit jest minerałem najmłodszym, którego powstanie poprzedzane jest chemicznym ługowaniem wcześniej powstałych minerałów (głównie barytu i węglanów).

Przedstawione wyniki badań pozwalają na inną od przedstawionej wcześniej przez H. Gruszczycza i J. Kubisza (1960) interpretację genezy mineralizacji dickitowej w Górach Świętokrzyskich. Wymienieni autorzy są skłonni łączyć powstawanie tego minerału z procesami późnej diagenety (krystalizacja z tzw. wody filowej) względnie wietrzenia (hipergenezy). Stwierdzone nowe fakty pozwalają na powiązanie dickitu oraz współwystępującego z nim zespołu minerałów z regionalnymi procesami mineralizacyjnymi o charakterze wtórnohydrotermalnym. Takie wnioski potwierdzałyby poglądy wielu badaczy uważających dickit za minerał krystalizujący głównie w warunkach hydrotermalnych (np. A. G. Bietiechtin, 1955; W. A. Deer, R. A. Howie, J. Zussman, 1962; G. Brown, 1961).

W dalszych badaniach okruszcowania w paleozoiku świętokrzyskim należy zwrócić większą uwagę na charakterystyczne objawy mineralizacji dickitowej, mogącej stanowić jeden z ważnych wskaźników mineralnych w poszukiwaniach hydrotermalnych złóż rud metali.

Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, Al. Zwirki i Wigury 93
Oddział Świętokrzyski Instytutu Geologicznego
Kielce, ul. Zgoda 21
Nadesłano dnia 19 marca 1969 r.

PIŚMIENNICTWO

- BEDNARCZYK W., CHLEBOWSKI R., KOWALCZEWSKI Z. (1966) — Utwory ordowiku w synklinie bardziańskiej. Kwart. geol., 10, p. 705—723, nr 3. Warszawa.

- BETNECHTIN A. G. (1955) — Podstawy mineralogii. Tłumaczenie z rosyjskiego. Wyd. Geol. Warszawa.
- BOLEWSKI A. (1965) — Mineralogia szczegółowa. (Wyd. Geol. Warszawa.
- BROWN G. (1961) — X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. London.
- CHROBAK L. (1956) — Badania rentgenograficzne folerytów z Nowej Rudy. Biul. Inst. Geol., 103, p. 39—48. Warszawa.
- CHROBAK L. (1957) — Dikit z Osielca. Arch. mineral., 20, p. 75—84, nr 1, 2. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z. (1963) — Wyniki badań przeprowadzonych w latach 1961—1963 nad utworami starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J. (1962) — Rock-forming minerals, 3. London.
- GRUSZCZYK H., KUBISZ J. (1960) — O nowych występowaniach dykitu w Polsce. Kwart. geol., 4, p. 194—204, nr 1. Warszawa.
- JAGIELSKA J. (1965) — Wyniki badań mikrosporowych w otworach Barwinek, Bukówka, Niestachów, Zarobiny. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- LYDKA K. (1966) — Dykit z Kamińska k. Wałbrzycha. Arch. mineral., 26, p. 501—506, nr 1 i 2. Warszawa.
- PAULO A. (1967) — Zmiany wtórne w porfirach okolic Wałbrzycha. Kwart. geol., 11, p. 270—283, nr 2. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1962) — Lamprofiry okolic Daleszyc i związane z nimi przejawy mineralizacji. Kwart. geol., 6, p. 245—269, nr 3. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1966) — Metalogeneza trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (praca (1) w przygotowaniu do druku) — Strefowość okruszczenia ołowiu-cynku-barowego w Górach Świętokrzyskich.
- RUBINOWSKI Z. (praca (2) w przygotowaniu do druku) — Rudy metali nieżelaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogeniczna.
- STOCH L. (1959) — Niektóre zagadnienia analizy termicznej różnicowej minerałów. Arch. mineral., 21, nr 2, p. 185—228. Warszawa.
- WIEWIÓRA A. (1962) — On Elisee's X-ray Method of Identifying Minerals of the Kaolinite Group. Bull. de l'Acad. Pol. des Sciences, 10, p. 65—72 nr 2. Warszawa.
- СМИРНОВ В. И. (1965) — Геология полезных ископаемых. Недр. Москва.

Роман ХЛЕБОВСКИ, Збигнев РУБИНОВСКИ

ДИКИТ, СОПУТСТВУЮЩИЙ ЯВЛЕНИЯМ ОРУДЕНЕНИЯ В СВЕНТОКШИНСКИХ ГОРАХ

Резюме

При проведении в последние годы геологических исследований на территории палеозойского блока Свентокшиских гор, было отмечено залегание дикита, который до настоящего времени был отмечен на этой территории Х. Грущиком и Я. Кубишем (1960) только в одном месте (Вишнювка Мала).

Новые залегания дикита отмечены в кернах 10 буровых скважин, а также в каменоломне Дужей Вишнówki (фиг. 1). Пять образцов этого минерала подвергли детальным комплексным исследованиям рентгеноструктурными методами (таб. 1—3, фиг. 2), методами термического дифференциального анализа (фиг. 3), а также петрографическими, при которых в них отмечено наличие дикита обычно с примесью каолинита. Отмечено, что эта минерализация носит эпигенетический характер. Дикит находится в виде белых мелкочешуйчатых налетов в сети кливажных трещин отдельности в древнепалеозойских песчаниках, алевролитах и сланцах, реже в карбонатных породах (Лагув 1). Возраст этих пород относится к периоду от нижнего кембрия до среднего девона. Дикит обычно залегает совместно с характерным комплексом минералов, представленным кварцем, сидеритом, доломитом, кальцитом, сульфидами Zn, Pb, Cu и Fe, а также баритом (фиг. 5). В результате широкого регионального металлогенического изучения, проведенного З. Рубиновским (1966, 1970) авторы склонны всю эту минерализацию считать послеварисским, гидротермальным (в широком смысле слова) проявлением свинцово-цинково-бариевой формации. Геологические условия залегания минеральных скоплений, минеральный парагенезис, а также глубина распространения этих проявлений (в скважине Барвинек 1 до глуб. около 800 м от поверхности) исключают возможность существования гипергенного (выветривания) или диагенетического источника происхождения дикита, которые принимаются Х. Грущиком и Я. Кубишем (1960) для проявлений, отмеченных в Вишнówке Малой.

Roman CHLEBOWSKI, Zbigniew RUBINOWSKI

DICKITE MINERALIZATION IN THE ŚWIĘTOKRZYSKIE MTS.

Summary

During the geological research conducted in the area of the Palaeozoic massif of the Świętokrzyskie Mountains, new sites of dickite occurrence have recently been ascertained. In this area, dickite has been reported by H. Gruszczuk and J. Kubisz (1960), who observed it to occur at one point only (Wiśniówka Mała).

The new dickite occurrence sites have been investigated in drill cores from 10 bore holes, and in a quarry at Wiśniówka Duża (Fig. 1). Five samples of this mineral underwent detailed and complex examinations using X-ray-structural methods (Tabs. 1—3, Fig. 2), DTA method (Fig. 3), and petrographic methods. The dickite has been found to occur rather with an admixture of kaolinite. It has been ascertained that this mineralization is of epigenetical nature, and may be observed as white, fine-foliaceous coatings in the network of cleavage and joint fractures in the Old-Palaeozoic sandstones, siltstones and schists, rarely also in carbonate rocks (Łagów 1). The age of these rocks ranges from Lower Cambrian to Middle Devonian. As a rule, the dickite is accompanied by a characteristic mineral assemblage that consists of quartz, siderite, dolomite, calcite, Zn, Pb, Cu, and Fe sulphides, and barite (Fig. 5). Due to the intense regional metallogenic studies conducted by Z. Rubinowski (1966, 1970), the authors are of the opinion that this mineralization is a manifestation of post-Variscan hydrothermal (sensu lato) lead-

-zinc-barium formation. The geological occurrence conditions of this mineralization, mineral paragenesis, and depth of extent of these manifestations (in the bore hole Barwinek 1 — down to a depth of about 800 m below the earth surface), exclude any hypergenic (weathering) or diagenetic source of dickite, previously accepted by H. Gruszczyk and J. Kubisz (1960) in relation to the manifestations ascertained at Wiśniówka Mała.

TABLICA I

Fig. 7. Dickit wypełniający próżnie skalne (a — łuski dickitowe, b — fosforany, c — piryt). Płytką cienką mułowca, otwór wiertniczy Mokradle 1, głębokość 197,1 m; nikole skrzyżowane, pow. 150 ×

Dickite filling rock voids (a — dickite scales, b — phosphates, c — pyrite). Thin slide of silstone from bore hole Mokradle 1, depth 197,1 m. Crossed nicols, enl. × 150

Fig. 8. Mikrosferolity dickitu w formie nerkowatych pasemek. Wiśniówka Duża. Płytką cienką, nikole skrzyżowane, pow. 250 ×

Microspherolites of dickite developed as kidney-shaped bands. Wiśniówka Duża. Thin slide, crossed nicols, enl. × 250

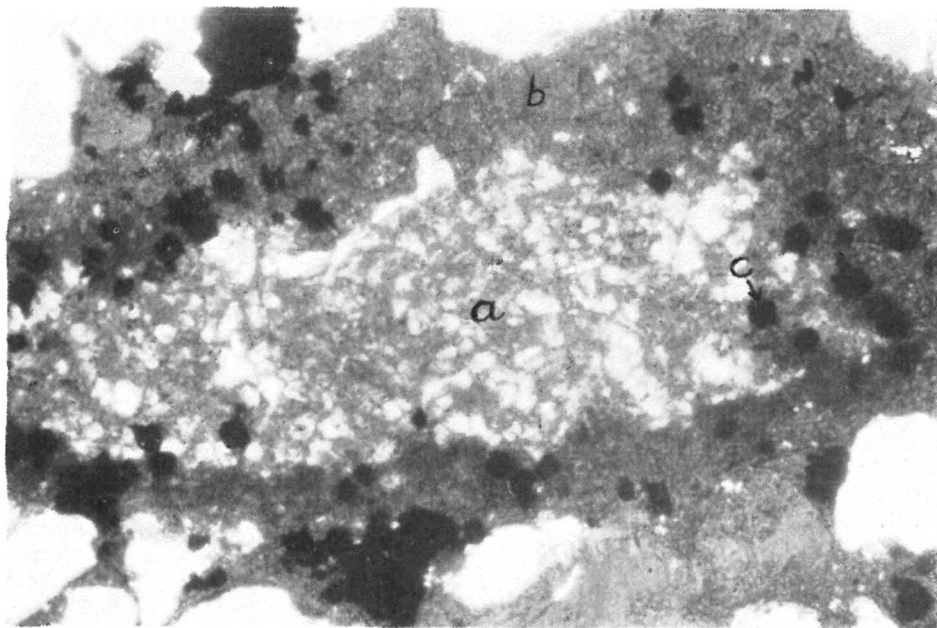


Fig. 7

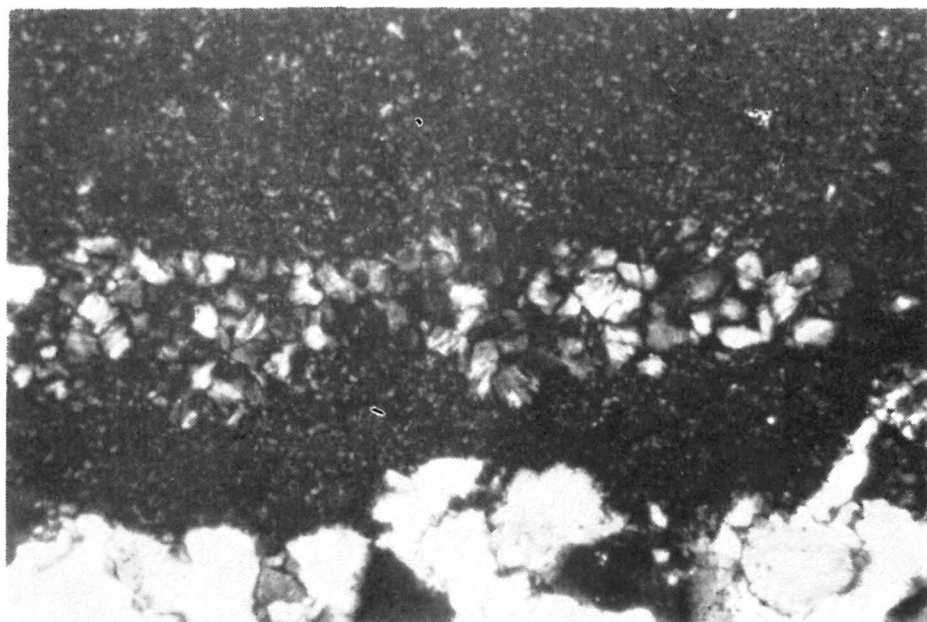


Fig. 8

Roman CHLEBOWSKI, Zbigniew RUBINOWSKI — Dickit towarzyszący przejawom okruszczenia

TABLICA III

- Fig. 9. Mikrosferolitowa budowa krystalicznych skupień dickitu. Wiśniówka Duża. Płytką cienką, nikole skrzyżowane, pow. 300 X
Microspherulitic structure of crystalline aggregations of dickite. Wiśniówka Duża. Thin slide, crossed nicols, enl. X 300
- Fig. 10. Kryształki dickitu w formie pakietów ustawionych prostopadle do powierzchni płytki cienkiej. Wiśniówka Duża, nikole skrzyżowane, pow. 300 X
Dickite crystals developed as bundles arranged perpendicularly to thin slide plane. Wiśniówka Duża. Crossed nicols, enl. X 300

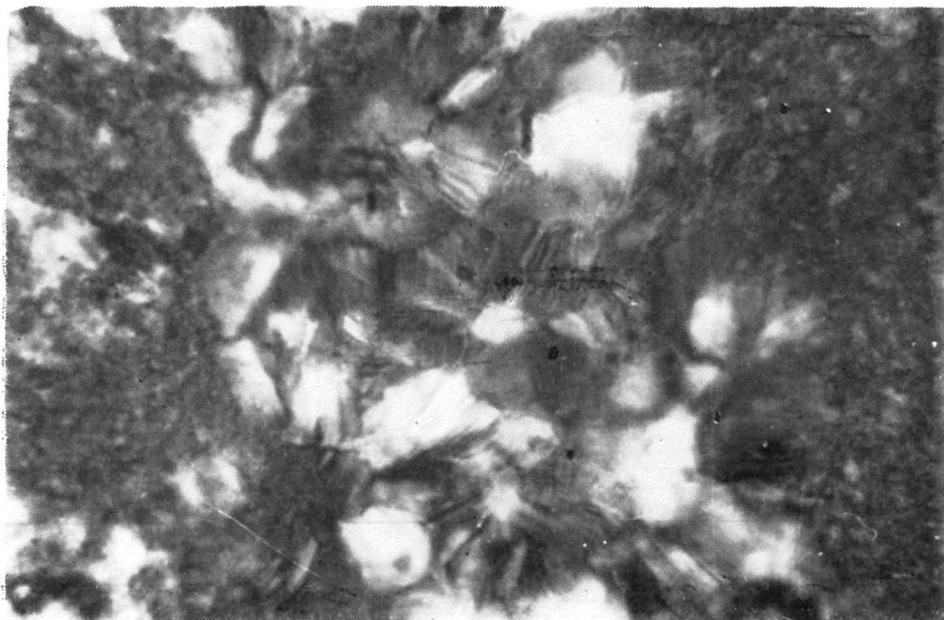


Fig. 9

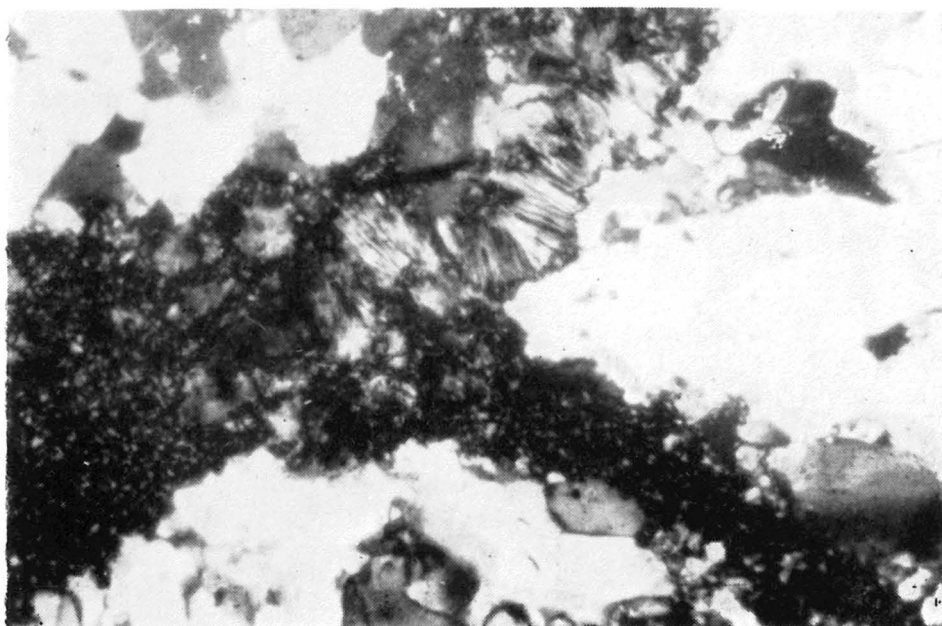


Fig. 10

Roman CHLEBOWSKI, Zbigniew RUBINOWSKI — Dickit towarzyszący przejawom okruszczenia

TYTUŁOWA III

Fig. 11. Okruchy piaskowców kwarcytowych (jasne), spojone substancją fosforanową (ciemne), zawierającą smugi dickitu (szare drobnoziarniste). Wiśniówka Duża. Płytką cienką, nikole skrzyżowane, pow. 60 X

Fragments of quartzite sandstones (light) cemented with phosphate substance (dark) that contains dickite streaks (grey, fine-grained strips). Wiśniówka Duża. Thin slide, crossed nicols, enl. X 60

Fig. 12. Wydłużone kawerny w dolomitach dewonu środkowego, wypełnione dickitem. Otwór wiertniczy Łagów 1, głębokość 31,2 m. Płytką cienką, nikole skrzyżowane, pow. 30 X

Elongated cavities in Middle Devonian dolomites filled with dickite. Bore hole Łagów-1, depth 31,2 m. Thin slide, crossed nicols, enl. X 30

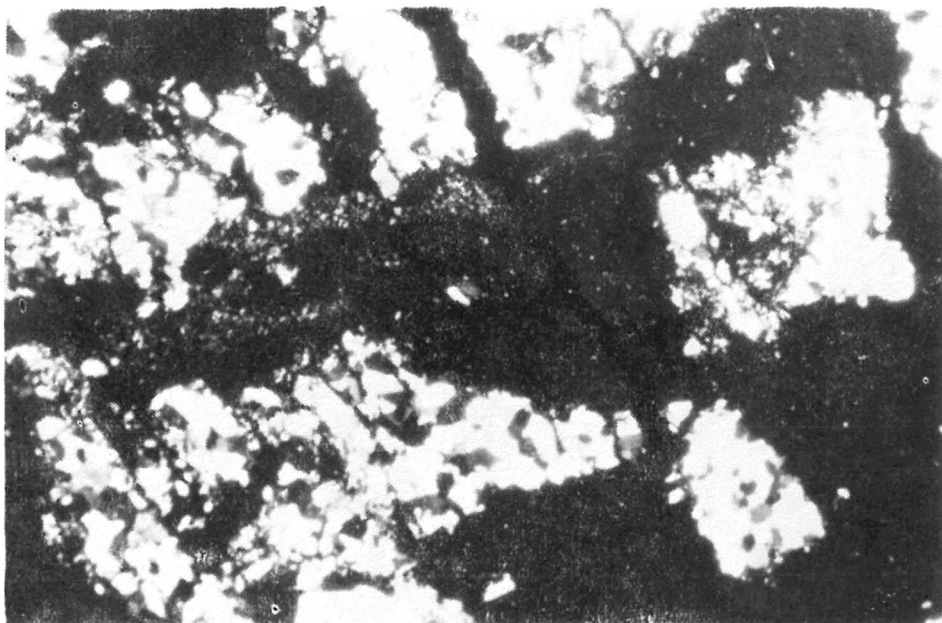


Fig. 11



Fig. 12

Roman CHLEBOWSKI, Zbigniew RUBINOWSKI — Dickit towarzyszący przejawom okruszczenia

TABLICA IV

- Fig. 13. Kryształki dickitu w formie pakietów oraz pojedyncze o pokroju heksagonalnym. Otwór wiertniczy Mokradle 1, głębokość 197,1 m. Preparat proszkowy w balsamie kanadyjskim, światło zwykłe, pow. 400 X
Dickite crystals developed as bundles, or as single individuals hexagonal in shape. Bore hole Mokradle 1, depth 197,1 m. Powder pattern in Canadian balsam, normal light, enl. X 400
- Fig. 14. Jak wyżej. Widoczny pakiet złożony z licznych kryształków dickitu ustawionych prostopadle do płaszczyzny preparatu
As above. Note a packet of numerous dickite crystals arranged perpendicularly to the plane of preparation
- Fig. 15. Jak wyżej. Widoczne pojedyncze kryształki o pokroju heksagonalnym
As above. Note single crystals hexagonal in shape



Fig. 13



Fig. 14

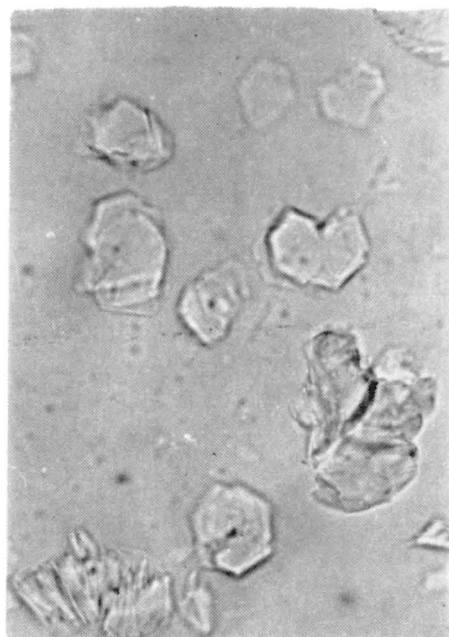


Fig. 15

Roman CHLEBOWSKI, Zbigniew RUBINOWSKI — Dickit towarzyszący przejawom okruszczenia