

**PSTRE UTWORY TYPU BREKCJI ZAWAŁOWEJ
Z KOPALNI WĘGLA KAMIENNEGO „MARCEL”
(GÓRNOŚLĄSKIE ZAGŁĘBIE WĘGLOWE)**

**Red beds of the collapse-type breccia from the “Marcel” Coal Mine
(Upper Silesian Coal Basin, Poland)**

**Marek MUSZYŃSKI, Andrzej SKOWROŃSKI
& Ireneusz LIPIARSKI**

*Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska;
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;*

e-mail: mmuszyn@agh.edu.pl, lipiarski@geol.agh.edu.pl

Treść: W Kopalni Węgla Kamiennego „Marcel” napotkano w 2001 r. w przecince badawczej na głębokości 300 m brekcję zawałową. Występuje ona w strefie redukcji miąższości pokładu nr 505 wśród tzw. pstrych utworów. Z uwagi na wyjątkowo urozmaicony skład mineralny brekcji, wynikający ze złożonej jej genezy, poddano ją badaniom mineralogicznym, stosując mikroskopię optyczną, XRD, IR i SEM/EDS. Stwierdzono, że neogenicznymi składnikami brekcji są głównie Mg-Fe-montmorillonity, haloizyt-7 Å i -10 Å, harmotom, hematyt, syderyt i cristobalit. Ponadto zidentyfikowano: mullit, goethyt, minerał mieszanopakietowy illit/smektyt, kaolinit-T, alunit, chalkopiryt i sfaleryt. Towarzystwają im, na ogół liczne, epiklasty kwarcu i śladowo substancja organiczna. Brekcja powstała przez wypełnienie pustki po częściowo wypalonym węglu (samozapłon w efekcie przedmiocenijskiego wietrzenia). Tworzą ją okruchy skał stropowych, głównie iłowców oraz mułowców karbonu, i ich minerałów, przeobrażonych termicznie, a następnie metasomatyycznie, połączonych skąpym cementem. Procesy metasomatyczne i cementacyjne przebiegały w stopniowo zmieniającym się środowisku – od silnie kwaśnego i utleniającego, po alkaliczne i redukcyjne.

Słowa kluczowe: Polska, Górnośląskie Zagłębie Węglowe, utwory pstre, brekcja zawałowa, minerały neogeniczne

Abstract: In the “Marcel” Coal Mine a collapse breccia was found in a cross-cut at the 300 m level in 2001. The breccia occurs within red beds, in a zone where the seam No. 505 has a reduced thickness. With regard to an exceptionally diversified mineral composition that results from a complex origin of this rock, it was studied using optical microscopy as well as the XRD, IR and SEM/EDS methods. Neogenic components of the breccia are represented mainly by Mg-Fe-montmorillonites, halloysite-7 Å and -10 Å, harmotome, hematite, siderite and cristobalite. Additional minerals identified include mullite, goethite, mixed-layer illite/smectite, kaolinite-T, alunite, chalcopyrite and sphalerite. They are accompanied by usually numerous quartz epiclasts and traces of organic matter. The breccia consists of fragments of hanging wall rocks, mainly Carboniferous claystones and mudstones and their minerals, thermally altered and, then, metasomatically bound with scarce cement. The rock was formed by filling an empty space left after partly burned out bituminous coal, self-ignited as a result of pre-Miocene weathering. The metasomatic processes and cementation took place in the environment with gradually changing conditions, from strongly acidic and oxidizing to alkaline and reducing.

Key words: Poland, Upper Silesian Coal Basin, red beds, collapse breccia, neogenic minerals

WSTĘP

W wyrobiskach kopalni węgla kamiennego „Marcel”, w południowej części niecki chwałowickiej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW), napotkano w dwu miejscach (odslonięcia: W1 – 2000 r. i W2 – 2001 r.) tzw. pstrych utworów (Lipiarski *et al.* 2004 – Fig. 1, 2).

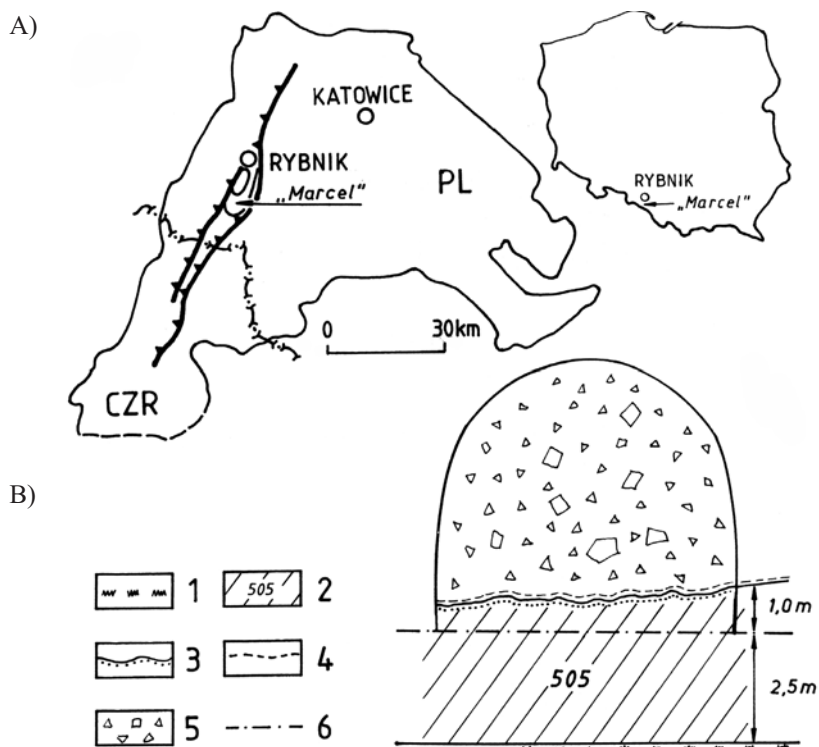


Fig. 1. A) Obszar Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) z zaznaczonym położeniem KWK „Marcel” w niecce chwałowickiej: PL – polska część GZW, CZR – czeska część GZW; B) szkic (bez skali) odslonięcia W2 (przecinka badawcza na głębokości 300 m) w pstrych utworach w KWK „Marcel”; rejon redukcji miąższości pokładu węgla nr 505 w wyniku fosylnego wietrzenia i wewnętrznego pożaru: 1 – mułowiec podścielający pokład węgla, 2 – węgiel, zachowany (niewypalony) dolny odcinek pokładu węgla, 3 – aktualna (po wypaleniu górnego odcinka) stropowa powierzchnia pokładu węgla, 4 – ilowiec alunitowy (przeobrażony popiół powęglowy), 5 – brekcja zawałowa, 6 – spąg wyrobiska górniczego

Fig. 1. A) The area of the Upper Silesian Coal Basin (USCB) with the localization of the “Marcel” Coal Mine in the Chwałowice trough: PL – Polish part of the USCB, CZR – Czech part of the USCB; B) sketch (not to scale) of the W2 exposure (cross-cut at the 300 level) in the red beds of the “Marcel” Coal Mine; the area where the thickness of the coal seam No. 505 has been reduced due to fossil weathering and internal fire: 1 – mudstone, underlying the seam, 2 – coal; preserved (not burned out) lower part of the seam, 3 – current roof of the seam (i.e. the roof formed after the fire in which the upper part of the seam was burned out), 4 – alunite claystone (formed from alteration of coal ash after the fire within the seam), 5 – collapse breccia, 6 – bottom of the cross-cut



Fig. 2. Brekcja zawałowa z kopalni „Marcel” (próbka 8)

Fig. 2. Collapse breccia from the “Marcel” mine (sample 8)

Godne uwagi jest zwłaszcza odsłonięcie W2 w przecince badawczej na głębokości 300 m, w którym niemal wyłącznym reprezentantem pstrych utworów jest brekcja zawałowa, wypełniająca pustkę po częściowo wypalonym pokładzie węgla nr 505 (Fig. 1). Miejscami brekcja jest oddzielona od resztki pokładu węgla cienką (do 0.5 mm miąższości), nieciągłą laminą jasnordzawobeżowego iłowca ałunitowego (Lipiarski *et al.* 2004). Z uwagi na urozmaicony skład mineralny i złożoną genezę brekcji – odróżniających ją od wcześniej opisanych tego typu utworów z GZW (Kowalski 1977) – objęto ją kompleksowymi badaniami mineralogicznymi. Poprzedzono je opracowaniami – pochodzących także z tego odsłonięcia: iłowca ałunitowego (*loco cit.*) oraz harmotomu (Muszyński & Wyszomirski 2005).

W badaniach laboratoryjnych stosowano, oprócz mikroskopii optycznej, dyfraktometrię rentgenowską – XRD (dyfraktometr Philips X Pert APD), spektroskopię absorpcyjną w podczerwieni (spektrometr BIO-RAD FTIR 165, próbki w formie pastylek z KBr) oraz elektronową mikroskopię skaningową połączoną z analizą chemiczną w mikroobszarze SEM/EDS (mikroskop HITACHI S-4700 sprzężony ze spektrometrem NORAN Vantage). Próbki analizowane SEM/EDS napylano uprzednio warstewką węgla; analizy chemiczne EDS wykonywano metodą punktową.

WYNIKI BADAŃ

Ogólna charakterystyka brekcji

Klasty tworzące brekcję mają rozmiary od ułamków milimetra (w składzie pierwotnej matrix) do ponad 50 centymetrów oraz nieprawidłowy, zróżnicowany kształt (przeważnie anizometryczny) i różne barwy: beżowe, popielate, zielonkawe, różowe, rdzawe, brunatne, szaroczarne – o różnej intensywności i odcieniu (Fig. 2, 3).



Fig. 3. Brekcja zawałowa kontaktująca z węglem (w prawym górnym rogu); kopalnia „Marcel” (próbka 1)

Fig. 3. Collapse breccia contacting with coal (upper right corner), “Marcel” mine (sample 1)

Zmienność barwy dotyczy zarówno poszczególnych klastów, jak i ich fragmentów. W obrębie klastów zróżnicowanie barwy nie wykazuje na ogół prawidłowości. Większość klastów jest skrytoziarnista, zbita, o gładkim, muszlowym przełamie, co wraz z pstrymi barwami upodabnia je do porcelanitów (jaspisów porcelanowych). Różnicę stanowi jednak znacznie niższa ich zwięzłość. Pozostałe klasty są wyraźnie grubiej ziarniste, o nierównym, szorstkim przełamie, również o małej zwięzłości. Z mikroskopowych obserwacji wynika, że klasty reprezentują termicznie (miejscami aż do zeszkliwienia) i metasomatycznie przeobrażone iłowce oraz podrzędnie mułowce karbonu. Ich granice z lepiszczem są zróżnicowane – od ostrych, wyraźnych, po silnie rozmyte, zatarte, a ułożenie w brekcji jest bezładne. Klasty mają zmienny skład mineralny, który jest zależny od składu wyjściowych skał oraz intensywności i rodzaju późniejszych przeobrażeń. Zmienność składu mineralnego poszczególnych klastów powoduje różny stopień ich zwięzłości – od bardzo słabego, poprzez słaby (w przewadze), po średni. W budowie klastów uczestniczą najczęściej: smektyty, minerały grupy kaolinitu oraz kwarc; rzadziej pojawiają się: harmotom, hematyt, cristobalit, mullit, syderyt, a sporadycznie – trydymit, kalcyt, substancja organiczna oraz minerał mieszanopakietowy illit/smektyt.

Stosunkowo skąpe lepiszcze brekcji miało pierwotnie naturę wypełniającej matrix, złożonej z drobnych okruszków nadległych skał i minerałów karbonu, uprzednio przeobrażonych termicznie, oraz zapewne podrzędnie – z popiołu po wypalonym węglu. W późniejszym okresie uległo ono przeobrażeniom metasomatycznym oraz zostało uzupełnione substancją cementującą. Obecnie pod względem składu mineralnego lepiszcze to tworzy niejednorodna mieszanina smektytów, kwarcu, hematytu, harmotomu, minerałów grupy kaolinitu, goethytu, mullitu, syderytu oraz śladowo alunitu, chalkopiryty i sfalerytu. Składniki powyższe słabo wiążą klasty, powodując – wraz z małą zwięzłością większości klastów – że badana brekcja jest skałą kruchą.

Zarówno klasty, jak i lepsze brekcji przecinają liczne szczeliny o maksymalnej miąższości około 5 mm; pospolite są też różnej wielkości i kształtu pory oraz – w przypadku pierwotnie w różnym stopniu zeszkliwionych klastów – mikrokawerny typu wezykul skał wulkanicznych (Fig. 4, 5), o średnicy do ok. 3 mm. Częściowo lub całkowicie wypełniają te pustki: smektyty, harmotom, minerały grupy kaolinitu, cristobalit, hematyt, goethyt, syderyt i kwarc.



Fig. 4. Różnego kształtu i wielkości wezykule w pierwotnie zeszkliwionym kłaście, w różnym stopniu wypełnione przez minerały ilaste; brekcja zawałowa z kopalni „Marcel” (próbka 6). Płytką cienką; mikroskop polaryzacyjny; polaryzatory X

Fig. 4. Vesicles of different shapes and sizes filled or partly filled with clay minerals in formerly vitrified glass; collapse breccia from the „Marcel” mine (sample 6). Thin section; polarizing microscope; crossed polars

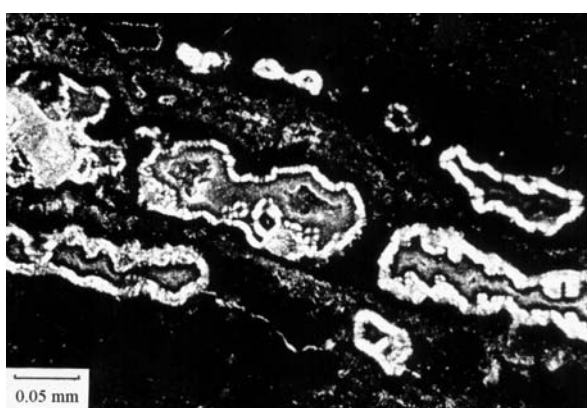


Fig. 5. Anizometryczne, różnokształtne wezykule w pierwotnie zeszkliwionym kłaście, częściowo wypełnione przez minerały ilaste; brekcja zawałowa z kopalni „Marcel” (próbka 6). Płytką cienką; mikroskop polaryzacyjny; polaryzatory X

Fig. 5. Anisometric vesicles of various shapes partly filled with clay minerals in a formerly vitrified clast; collapse breccia from the „Marcel” mine (sample 6). Thin section; polarizing microscope; crossed polars

Charakterystyka składników mineralnych brekcji

Minerały ilaste

Minerały ilaste generalnie dominują w składzie badanej brekcji. Są reprezentowane głównie przez smektyty i minerały grupy kaolinitu. W części analizowanego materiału stwierdzono też minerał mieszanopakietowy illit/smektyt.

Smektyty. Minerały te występują w zmienionych klastach jako wtórne składniki po zdegradowanych termicznie pierwotnych minerałach glinokrzemianowych i/lub szklawie, tworzą także mikronacieki na powierzchniach szczelin i porów, a także dominują w wypełnieniach obu rodzajów tych pustek. Z obserwacji makroskopowych wynika, że są one barwy zielonej, o różnej intensywności i odcieniu, często też pigmentowane na brązowo-czerwono zmiennej ilości domieszkami hematytu (ewentualnie goethytu). Jak wynika z obserwacji SEM, smektyty występują w formie powyginanych łusek o zróżnicowanych i bardzo nieregularnych kształtach oraz wielkości do ok. 2.5 μm , które tworzą mikroagregaty o siatkowej budowie lub zwarte skupienia, niekiedy o równoległej mikroteksturze (Fig. 6, 7).

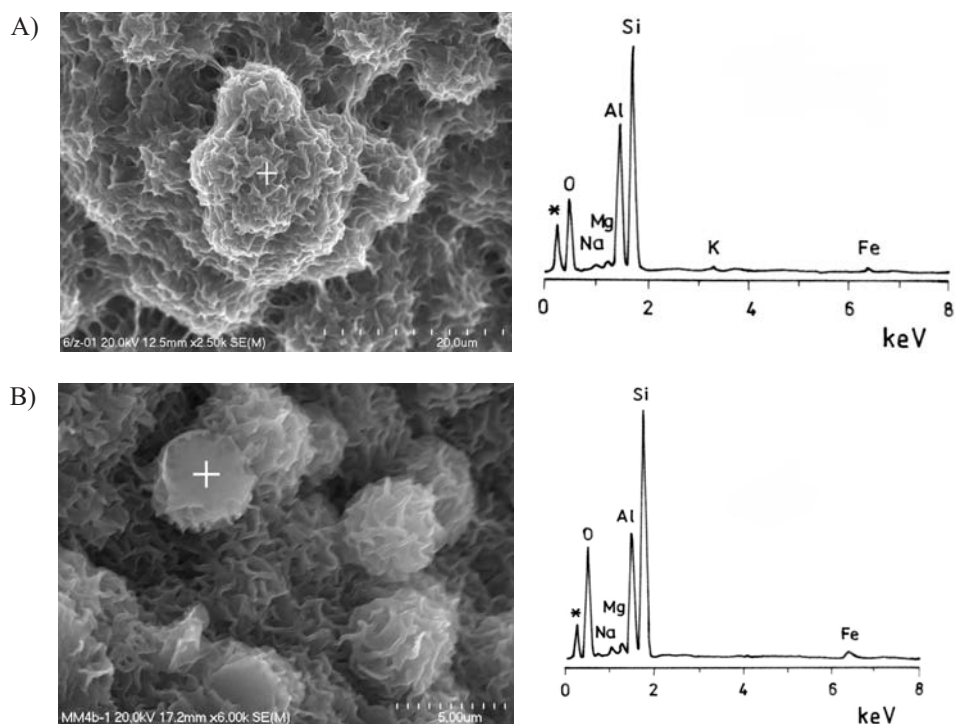


Fig. 6. SEM/EDS smektytów z brekcji z kopalni „Marcel”: A) mikroagregat w mikrokawernie typu wazykuli (próbka 6); B) mikroagregaty w porze w zmienionym kłaście (próbka 4). Krzyżyki na obrazach SEM oznaczają miejsca analiz EDS

Fig. 6. SEM images and EDS spectra of smectites; collapse breccia from the “Marcel” mine: A) microaggregate in a vesicle-type microcavern (sample 6); B) microaggregates in a pore of an altered clast (sample 4). Crosses on the SEM images mark the positions of EDS analyses

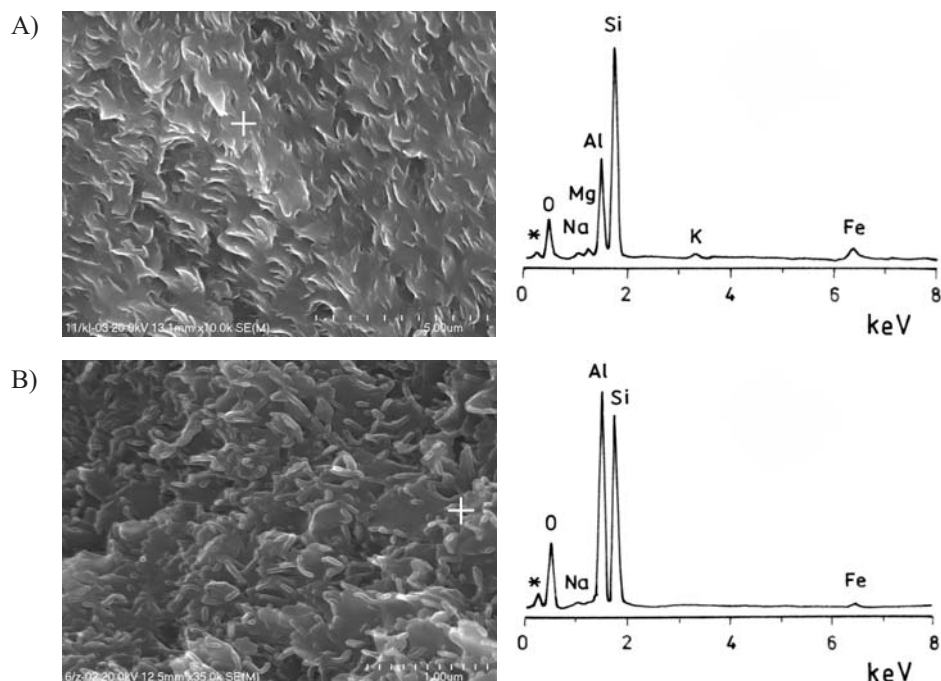


Fig. 7. SEM/EDS minerałów ilastych z brekcji z kopalni „Marcel”: A) skupienie jednokierunkowo zorientowanych, nieregularnych łusek smektytu w brunatnym kłaście zmienionego iłowca (próbka 11); B) skupienie haloizytu (formy pałeczkowe) i smektytu (nieregularne łuski) w lepiszczu (próbka 6). Krzyżyki na obrazach SEM oznaczają miejsca analiz EDS

Fig. 7. SEM images and EDS spectra of clay minerals; collapse breccia from the “Marcel” mine: A) aggregate of irregular flakes of smectite, oriented in one direction, in a brownish clast of altered claystone (sample 11); B) aggregate of halloysite (rod-like forms) and smectite (irregular flakes) in a bounding mass (sample 6). Crosses on the SEM images mark the positions of EDS analyses

Minerały te dają na dyfraktogramach rentgenowskich naturalnych preparatów orientowanych refleksy $d_{001} = 12.6\text{--}12.8 \text{ \AA}$. Po nasyceniu preparatów glikolem etylenowym osiągnają one wartości $17.0\text{--}17.2 \text{ \AA}$, zaś po wyprężeniu w $560^\circ\text{C}/1 \text{ h}$ – $9.9\text{--}10.0 \text{ \AA}$ (Fig. 8). Zarejestrowane dla preparatów nieorientowanych odstępów płaszczyzn sieciowych d_{060} wynoszą $1.49\text{--}1.50 \text{ \AA}$. Powyższe dane rentgenograficzne wskazują, zgodnie z danymi m.in. Stocha (1974) oraz Moora & Reynoldsa (1989), że są to smektyty dioktaedryczne o jednowartościowych kationach w przestrzeniach międzypakietowych. Potwierdzeniem są wyniki analiz chemicznych, wykazujące obecność sodu – na ogół wraz z podrzędnymi ilościami potasu, natomiast brak wapnia (Tab. 1, Fig. 6, 7A). W wynikach analiz chemicznych tych minerałów zwracają uwagę wysokie zawartości żelaza, występującego na ogół w zdecydowanej przewadze nad magnezem. Ponadto widoczne są podwyższone udziały glinu. Na obecność żelaza w strukturze badanych smektytów wskazuje jednoznacznie występowanie na krzywych absorpcyjnych w podczerwieni, wyraźnych – choć zmiennej intensywności – pasm absorpcji w zakresie $874\text{--}882 \text{ cm}^{-1}$ (Fig. 9). Pochodzą one – zgodnie z danymi m.in. Farmera & Russella (1967), Russella (1987) i Russella & Fräsera (1994) – od zginających drgań OH w ugrupowaniach $\text{AlFe}^{3+}\text{OH}$ w warstwach oktaedrycznych.

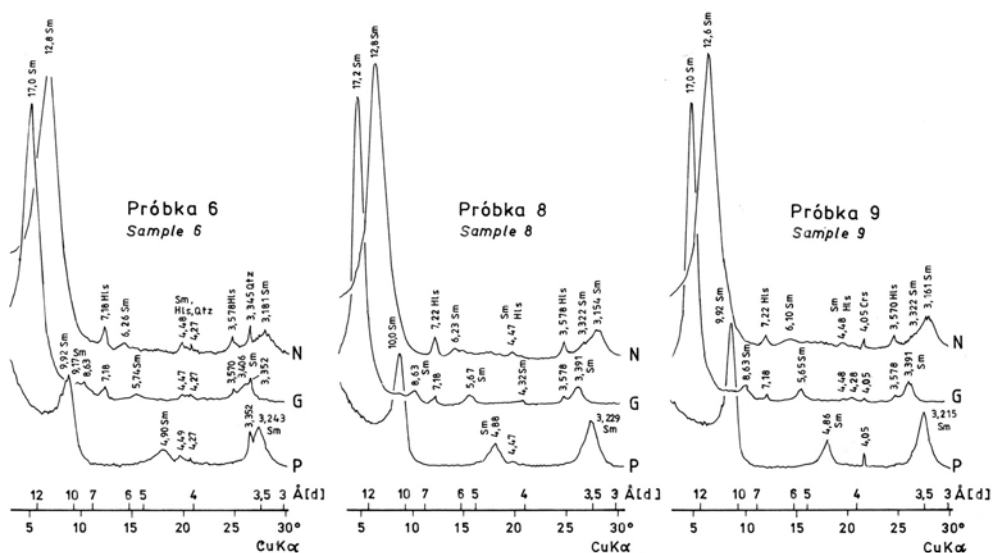


Fig. 8. Dyfraktogramy rentgenowskie smektytów (Sm) wyseparowanych z mikroawernej (próbka 6) i żyłek (próbki 8, 9) przecinających brekcję zawałową z kopalni „Marcel” (frakcje poniżej 2 μm): N – próbki naturalne orientowane, G – glikolowane oraz P – prażone w 560°C/1 h. Symbole refleksów pochodzących od domieszek: Crs – cristobalit, Hls – haloizyt-7 \AA , Qtz – kwarc

Fig. 8. X-ray diffraction patterns of smectites (Sm) separated from a microcavern (sample 6) and veins (samples 8, 9) intersecting the collapse breccia, “Marcel” mine, size fractions < 2 μm : N – natural, oriented samples, G – glycolated samples, P – samples annealed at 560°C for 1 h. Reflections of admixtures marked as: Crs – cristobalite, Hls – halloysite-7 \AA , Qtz – quartz

Tabela (Table) 1

Wyniki punktowych analiz chemicznych smektytów* z brekcji zawałowej z Kopalni Węgla Kamiennego „Marcel”

Results of point chemical analyses of smectites from the collapse breccia, “Marcel” Coal Mine*

Składniki <i>Components</i>	4	6	8	11
	% wag. – analizy zostały przeliczone na 100% po odjęciu H ₂ O <i>weight % – analyses recalculated to 100% without H₂O</i>			
SiO ₂	64.20	64.45	63.06	63.32
Al ₂ O ₃	26.36	25.00	22.70	24.87
Fe ₂ O ₃ sum. (<i>total</i>)	4.39	6.99	8.19	7.49
MgO	2.21	1.65	2.62	1.82
Na ₂ O	2.84	1.66	2.18	1.18
K ₂ O	–	0.25	1.25	1.32

Tabela (Table) 1 cd.

Kationy Cations	Liczba kationów przeliczona na 11 jonów tlenu z pominięciem H ₂ O Number of cations on the basis of 11 oxygen ions, ignoring H ₂ O			
Si	3.80	3.83	3.80	3.79
Al tetr.	0.20	0.17	0.20	0.21
Al okt. (oct.)	1.64	1.58	1.41	1.54
Fe ³⁺ sum. (total)	0.20	0.31	0.37	0.34
Mg	0.19	0.15	0.24	0.16
Na	0.33	0.19	0.26	0.14
K	–	0.02	0.10	0.10
Oktaedryczne – Σ Octahedral – total	2.03	2.04	2.02	2.04
Międypakietowe – Σ Interlayer – total	0.33	0.21	0.36	0.24

* 6, 8 – barwy zielonej, w formie wypełnienia mikrokawerny (6) i żyłki szczelinowej (8); 4, 11 – barwy zielonkawej, w składzie zmienionych klastów

* 6, 8 – green, as infillings of a microcavern (6) and a fracture vein (8); 4, 11 – greenish, in altered clasts

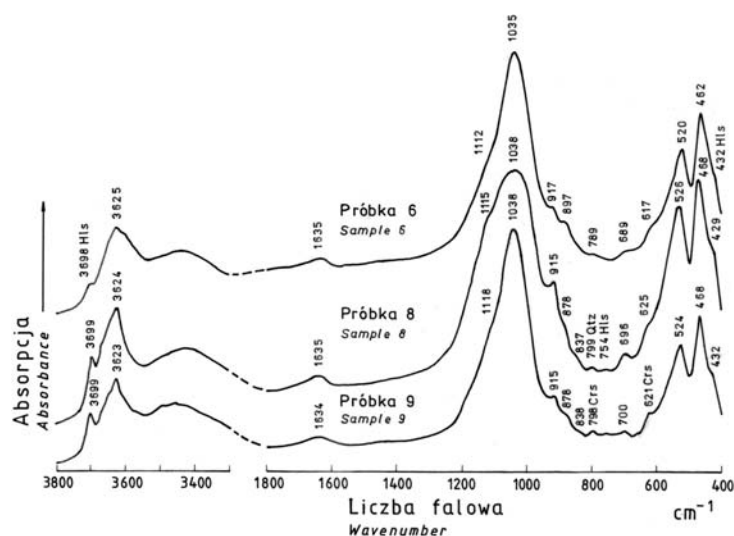


Fig. 9. Krzywe absorpcyjne w podczerwieni smektytów wyseparowanych z brekcji z kopalni „Marcel” (frakcje < 2 μm): próbka 6 – wypełnienie mikrokawerny, próbki 8 i 9 – żyłki szczelinowe. Diagnostyczne pasma domieszek, których obecność potwierdzono rentgenograficznie: Crs – cristobalit, Hls – haloizyt, Qtz – kwarc

Fig. 9. Infrared absorption spectra of smectites separated from the collapse breccia, “Marcel” mine, size fractions < 2 μm . Sample 6 – infilling of a microcavern, samples 8 and 9 – fracture veins. Diagnostic bands of the admixtures confirmed in X-ray analyses marked as: Crs – cristobalite, Hls – halloysite, Qtz – quartz

Z kolei wykazane analizami chemicznymi niskie zawartości magnezu w badanych smektytach są powodem braku lub występowania jedynie bardzo słabych pasm około 840 cm^{-1} , związanych ze zginającymi drganiami OH w ugrupowaniach AlMgOH w warstwach oktaedrycznych (*loco cit.*). Podwyższone natomiast zawartości glinu, wobec braku beidellitowych cech krzywych absorpcyjnych w podczerwieni (por. Russell & Fraser 1994), można zapewne wiązać częściowo z domieszkami haloizytu, który wprawdzie nie był dostrzegalny w miejscach analizowanych SEM/EDS, lecz wyraźnie zaznaczył swą obecność na dyfraktogramach rentgenowskich, nawet we frakcjach $< 2\text{ }\mu\text{m}$ (Fig. 8).

Z powyższych danych wynika, że smektyty w badanej brekcji są reprezentowane przez dioktaedryczne Mg-Fe-montmorillonity.

Minerał mieszanopakietowy illit/smektyt. Na obecność – oprócz smektytów – minerału mieszanopakietowego illit/smektyt wskazuje pojawiający się na dyfraktogramach rentgenowskich słaby, rozmyty refleks z maksimum około $10.5\text{ }\text{\AA}$. Brak możliwości wydzielenia tej fazy mineralnej nie pozwolił na dokładniejszą jej diagnostykę.

Minerały grupy kaolinitu. Minerale tej grupy są reprezentowane przez haloizyt- $10\text{ }\text{\AA}$ i $-7\text{ }\text{\AA}$ – z reguły współwystępujące ze sobą i ze smektytami w większości klastów, lepiszczu oraz rzadziej w wypełnieniach pustek skalnych. Ponadto w jednym przypadku, w nacieku na powierzchni szczeliny, udokumentowano kaolinit-T.

Jednoznacznym dowodem na obecność w badanej brekcji haloizytu- $10\text{ }\text{\AA}$ jest występowanie na dyfraktogramach rentgenowskich refleksu $d_{001} \cong 10\text{ }\text{\AA}$, który – w przeciwieństwie do refleksu o analogicznej wartości, lecz pochodzącego od mik (illitu) – zanikł po wyprażeniu próbek w 300°C przez 3 h (zgodnie z metodyką Brindleya & Brauna 1980) (Fig. 10). W przypadku mik (illitu) refleks ten nie uległby zmianie. Dla haloizytu- $7\text{ }\text{\AA}$, poza występowaniem diagnostycznego dla minerałów tej grupy refleksu $d_{001} \cong 7.2\text{ }\text{\AA}$, charakterystyczna jest znacznie wyższa intensywność linii $d_{020} \cong 4.45\text{ }\text{\AA}$ od refleksu $d_{002} \cong 3.57\text{ }\text{\AA}$ (przeciwnie niż u kaolinitu) oraz obecność dwu nierozdzielonych pasm w zakresie ok. $35\text{--}40^\circ 2\Theta$ (Fig. 10 – próbka 8P). Te ostatnie w przypadku kaolinitu, nawet o słabo uporządkowanej strukturze, uległyby zauważalnemu rozdzielaniu na dublet ($\cong 2.55$ i $2.49\text{ }\text{\AA}$) i tercet ($\cong 2.42$; 2.38 i $2.33\text{ }\text{\AA}$).

Haloizytową naturę minerałów omawianej grupy potwierdzają również wyniki badań absorpcyjnych w podczerwieni (Fig. 11). Zgodnie z danymi m.in. Pampucha & Błaszczak (1964) oraz Russella & Fradera (1994), diagnostyczna dla haloizytu jest zwłaszcza obecność dwu pasm absorpcji: 3692 cm^{-1} i bardziej intensywnego 3621 cm^{-1} , związanych z drganiami grup OH. W przeciwieństwie do haloizytu kaolinit-D, dickit i nakryt wykazują w tym zakresie obecność trzech, a kaolinit-T – czterech pasm absorpcji. Charakterystyczne jest również jedynie bardzo słabe rozdzielanie pasma związanego z drganiami rozciągającymi Si-O między 1000 i 1100 cm^{-1} w widmie haloizytu.

Przy odróżnianiu haloizytu od innych minerałów kaolinitowych jest również pomocne porównanie intensywności słabych pasm około 750 i 800 cm^{-1} , z których pierwsze – w przypadku haloizytu – zaznacza się nieznacznym przegięciem. Obecność domieszki kwarcu w badanym materiale uniemożliwiła jednak ich wykorzystanie.

W badanej skale – jak wynika z obserwacji SEM – charakterystyczne, pałeczkowe kryształy haloizytu (por. Henning & Störr 1986, Kautz & Ryan 2003) osiągają długość zaledwie 0.3–0.4 μm . Powoduje to, że na tle towarzyszących im zwykle i przerstających się z nimi łuskowych kryształów smektytów dostrzegalne są one dopiero przy dużych powiększeniach: 35–50 tysięcy razy (Fig. 7B).

Kaolinit o dobrze uporządkowanej strukturze (kaolinit-T), tworzący mikronacieki na powierzchni jednej ze szczelin, zidentyfikowano analizą spektroskopową w podczerwieni (Fig. 12).

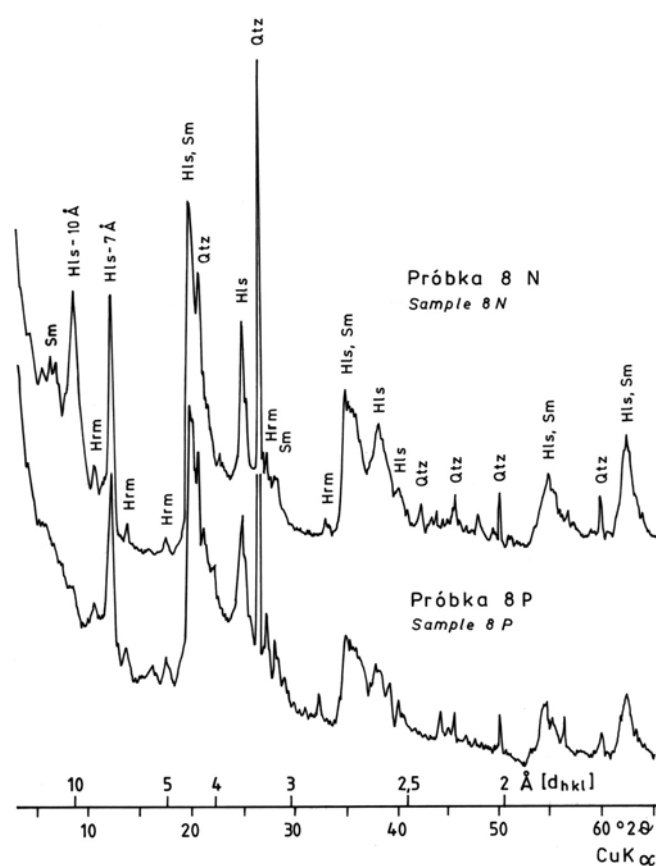


Fig. 10. Dyfraktogramy rentgenowskie popielatego klastu przeobrażonego iłowca (próbka 8) wyseparowanego z brekcji z kopalni „Marcel”: N – próbka naturalna, P – próbka wyprażona w 300°C przez 3 h. Objaśnienia symboli: Hls-10 Å – haloizyt-10 Å, Hls-7 Å – haloizyt-7 Å, Hls – obie odmiany haloizytu, Hrm – harmotom, Qtz – kwarc, Sm – smektyt

Fig. 10. X-ray diffraction patterns of ash-grey, altered clast from the collapse breccia, “Marcel” mine (sample 8): N – natural sample, P – sample annealed at 300°C for 3 h. Explanation of symbols: Hls-10 Å – halloysite-10 Å, Hls-7 Å – halloysite-7 Å, Hls – both varieties of halloysite, Hrm – harmotome, Qtz – quartz, Sm – smectite

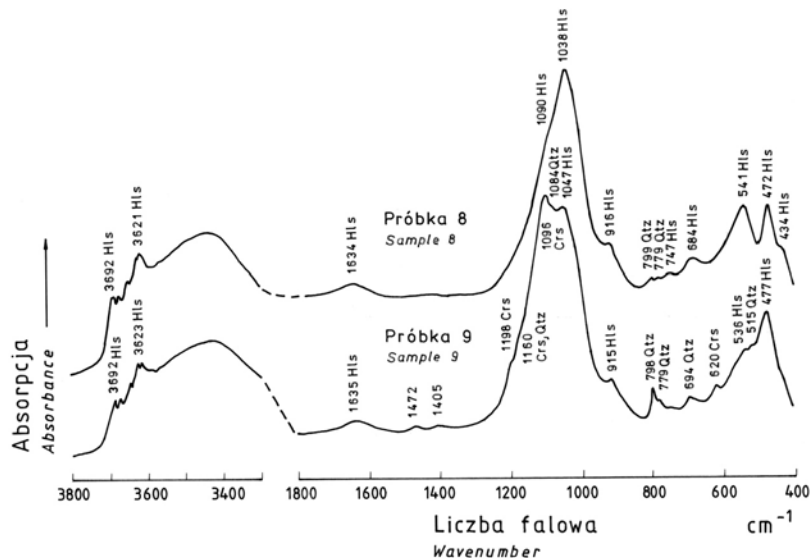


Fig. 11. Krzywe absorpcyjne w podczerwieni klastów wyseparowanych z brekcji z kopalni „Marcel”: próbka 8 – jasnopopielaty, zasobny w dwie odmiany halozyty; próbka 9 – czarny, zawierający głównie cristobalit, kwarc i halozyty (skład mineralny potwierdzono rengenograficznie). Objasnienia symboli: Crs – cristobalit, Hls – halozyty, Qtz – kwarc

Fig. 11. Infrared absorption spectra of two components of the collapse breccia, “Marcel” mine: sample 8 – light ash-grey clast, rich in two varieties of halloysite; sample 9 – black clast, composed mainly of cristobalite, quartz and two varieties of halloysites (mineral composition confirmed in X-ray analyses). Explanation of symbols: Crs – cristobalite, Hls – halloysite, Qtz – quartz

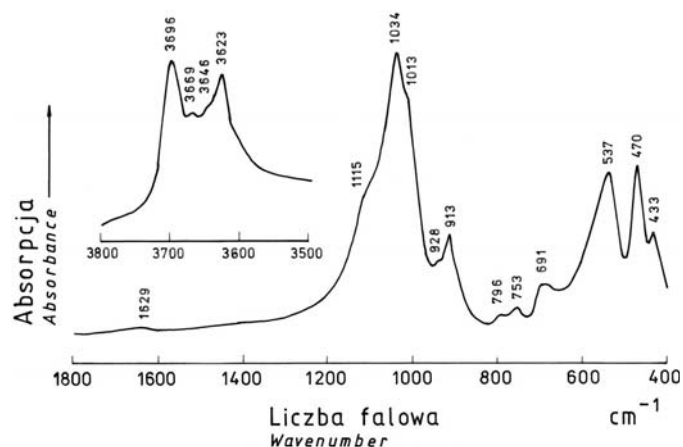


Fig. 12. Krzywe absorpcyjne w podczerwieni kaolinitu wyseparowanego z mikronacieku na powierzchni szczeliny w brekcji zawałowej z kopalni „Marcel” (próbka 2)

Fig. 12. Infrared absorption spectra of kaolinite separated from a microcoating in a fracture in the collapse breccia, “Marcel” mine (sample 2)

O dobrym uporządkowaniu struktury tego minerału świadczy – zgodnie ze wspomnianymi wyżej danymi Pampucha & Błaszczak (1964) oraz Russella & Fräsera (1994) – obecność czterech wyraźnych pasm w zakresie rozciągających drgań grup OH: 3696, 3669, 3646 i 3623 cm^{-1} .

Minerały grupy SiO_2

Minerały tej grupy są reprezentowane przez detrytyczny (terrygeniczny) kwarc i podrzędnie cristobalit oraz trydymit. Ponadto niewykluczona jest domieszka mikrokryształicznego kwarcu autigenicznego.

Ziarna **kwarcu terrygenicznego** (epiklasty) występują głównie w większości przeobrażonych klastów skał, liczne są też miejscami w lepiszczu brekcji, a ponadto rzadko napotykanne są wśród neogenicznych składników wypełniających szczeliny. Ich rozmiary zazwyczaj nie przekraczają górnej granicy frakcji aleurytowej (0.063 mm). Nieliczne większe ziarna kwarcu dochodzą do ok. 0.2 mm, a wyjątkowo osiągają ok. 0.4 mm. Przeważnie są one ostrokrawędziste lub co najwyżej – tylko w przypadku większych ziarn – słabo obtoczone. Ich kształty są zróżnicowane – zarówno izo-, jak i anizometryczne, a charakter wygaszania światła jest zmienny. Ziarna kwarcu, nawet w zeszkliwionych uprzednio fragmentach brekcji nie wykazują obtopienia, natomiast często – zwłaszcza o większych rozmiarach – są spękane.

W badanych utworach nie udało się w sposób jednoznaczny udokumentować obecności **kwarcu autigenicznego**. Przypuszczalnie jednak przynajmniej części mikroskopijnych ziarn tego minerału, a zwłaszcza obecnych w formie mikrowrostków w kryształach harmotomu i syderytu – mimo anhedralnych zarysów – można przypisać taką genezę.

Cristobalit jest pospolitym składnikiem, pojawiającym się w różnych asocjacjach, nie tylko w niektórych klastach oraz w lepiszczu, ale także w wypełnieniach szczelin. Jego identyfikację oparto głównie na wynikach analiz XRD. Na dyfraktogramach rentgenowskich daje on bowiem ostre refleksy d_{hkl} (I) = 4.05–4.06 (100); 3.13–3.14 (13); 2.84–2.85 (9); 2.49–2.50 (22); 1.93 (3); 1.87 Å (4), na ogół wyraźnie wyodrębniające się spośród linii dyfrakcyjnych innych faz (Fig. 13). Zgodnie z danymi ICDD 39-1425 odpowiadają one niskotemperaturowemu cristobalitowi o dobrze uporządkowanej strukturze. Na krzywych absorpcyjnych w podczerwieni minerał ten – w przypadkach gdy nie jest stowarzyszony ze smektytem i/lub harmotomem – zaznacza swą obecność charakterystycznymi pasmami: 620; 1096; 1198 cm^{-1} (Fig. 11 – próbka 9) (por. m.in. Görlich *et al.* 1983, Russell & Fraser 1994).

Obecność niskotemperaturowego **trydymitu** o dobrze uporządkowanej strukturze stwierdzono wyłącznie w jednym przypadku, w silnie zmienionym termicznie i zargilityzowanym kłaście iłowca, w oparciu o wystąpienie na dyfraktogramach rentgenowskich diagnostycznych (por. m.in. Graetsch & Flörke 1991, Graetsch 1998, ICDD 18-1170), ostrych refleksów d_{hkl} (I) = 4.33 (100); 4.11 (79); 3.82 (44); 2.977 (12) Å (Fig. 13). Towarzyszą mu: smektyt i śladowo haloizyt, hematyt oraz inne minerały grupy SiO_2 : cristobalit i podrzędnie terrygeniczny kwarc.

Zarówno cristobalit, jak i trydymit są niewyróżnialne w tle współwystępujących z nimi z reguły minerałów ilastych nawet przy bardzo dużych powiększeniach SEM. Ich obecność zdradza jedynie podwyższona zawartość SiO_2 (do blisko 90% wag.) w niektó-

rych punktach analizowanych metodą EDS. Powodem tego może być ich łuskowe wykształcenie, zbliżone do smektytów. Nie można też wykluczyć, że podobnie jak w przypadku asocjacji smektyt-trydymit/cristobalit (Dódoný *et al.* 2001), minerały te są związane strukturalnie ze smektytem.

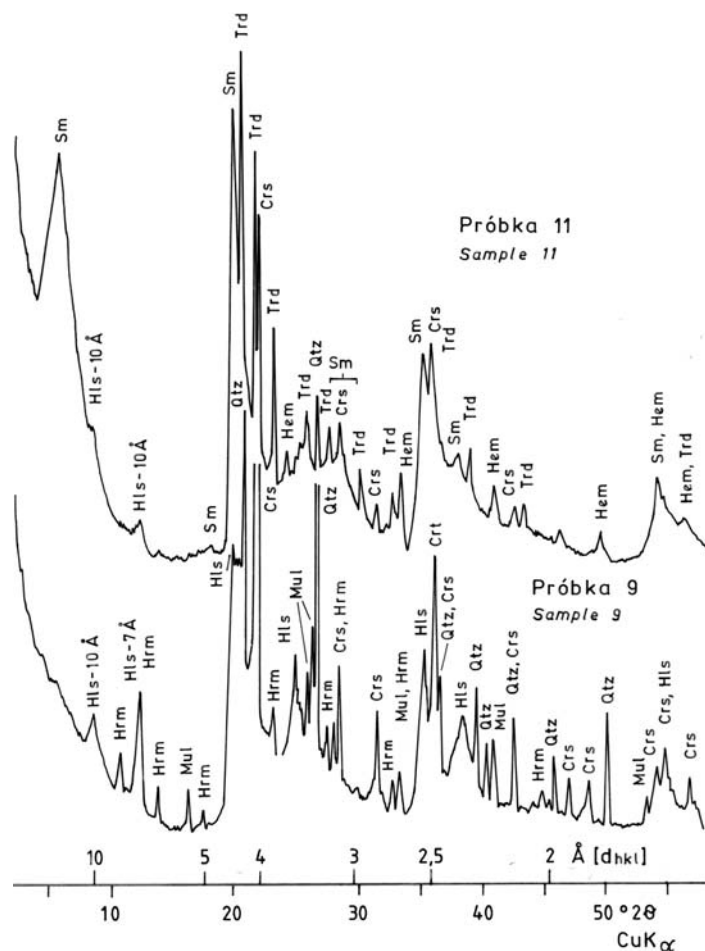


Fig. 13. Dyfraktogramy rentgenowskie dwóch składników wyseparowanych z breccji z kopalni „Marcel”: próbka 11 – rdzawy fragment klastu przeobrażonego iłowca lub mułowcowego iłowca, próbka 9 – szaroczarny fragment klastu przeobrażonego mułowcowatego iłowca. Objaśnienia symboli: Crs – cristobalit, Hem – hematyt, Hls-10 Å – haloizyt-10 Å, Hls-7 Å – haloizyt-7 Å, Hls – haloizyt, Hrm – harmotom, Mul – mullit, Qtz – kwarc, Sm – smektyt, Trd – trydymit

Fig. 13. X-ray diffraction patterns of two components separated from the collapse breccia, “Marcel” mine: sample 11 – rusty coloured clast of altered claystone or silty claystone, sample 9 – grey-black clast of altered silty claystone. Explanation of symbols: Crs – cristobalite, Hem – hematite, Hls-10 Å – halloysite-10 C, Hls-7 Å – halloysite-7 Å, Hls – halloysite, Hrm – harmotome, Mul – mullite, Qtz – quartz, Sm – smectite, Trd – tridymite

Inne minerały grupy krzemianów

Harmotom (Muszyński & Wyszomirski 2005) jest składnikiem niektórych zmetasomatyzowanych klastów i lepiszcza brekcji oraz wypełnień i mikrodruz w pustkach skalnych. W mikrodruzach słupkowe, subhedralne kryształy tego minerału, przeważnie bezbarwne i przezroczyste, osiągają wielkość 0.5 mm. W przewodzie są to penetracyjne bliźniaki o symetrii pseudotetragonalnej (typ morwenitowy) i pseudorombowej (typ Marburg). Ich skład chemiczny cechuje obecność sodu i potasu, przy znacznej przewodzie pierwszego z wymienionych, oraz brak wapnia.

Na podstawie rezultatów punktowych analiz chemicznych wykonanych metodą EDS, obliczone wzory dla dwu kryształów tego minerału są następujące:



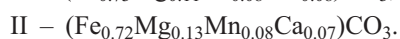
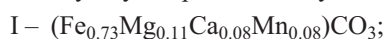
Mullit występuje w podrzędnych ilościach i tylko w niektórych spośród klastów oraz lokalnie w lepiszczu. O jego obecności jednoznacznie świadczy występowanie na dyfraktogramach rentgenowskich najintensywniejszych diagnostycznych refleksów: d_{hkl} (I) = 5.40 (41); 3.434 (90); 3.394 (100); 2.714 (33); 2.534 (43); 2.210 Å (35) (por. ICDD 15-776), nie koincydujących z refleksami minerałów grupy SiO₂. Linie te, w przypadkach współwystępowania mullitu z harmotomem i/lub minerałami ilastymi, są wyraźniej widoczne po wyprężeniu próbek w 700°C przez 3 h, powodującym zanik refleksów tych minerałów – na skutek destrukcji ich struktury.

Minerały węglanowe

Syderyt należy do podrzędnych składników brekcji i występuje w niektórych klastach i miejscami w lepiszczu. Minerał ten jest makro- i mikroskopowo barwy od bladej do ciemnobrunatnej lub miodowej. Przeważnie występuje w formie różnokształtnych mikroagregatów: od kulistych, soczewkowych, zbliżonych kształtem do romboedru, po nieforemne – o wielkości do 0.8 mm. Rzadziej reprezentowane są pojedyncze kryształy o mniej lub bardziej prawidłowym romboedrycznym kształcie (Fig. 14–16) i maksymalnej wielkości 0.2 mm.

Zarówno agregaty, jak i kryształy syderytu zawierają niekiedy pylaste wrostki tlenków żelaza i/lub substancji ilastej. Analizy EDS wykazały w tym mineralu diadochowe podstawienia Mg, Mn i Ca (Fig. 16).

Obliczone na podstawie ilościowych oznaczeń metodą EDS przykładowe formuły chemiczne syderytów prezentowanych na figurze 16, są następujące:



Obecność diadochowych podstawień znajduje odbicie na dyfraktogramach rentgenowskich badanych minerałów, podwyższając wartość refleksu $d_{104} = 2.80 \text{ \AA}$ (właściwą dla pozbawionego domieszek syderytu – por. ICDD 29-696) do 2.82 \AA (Tab. 2).

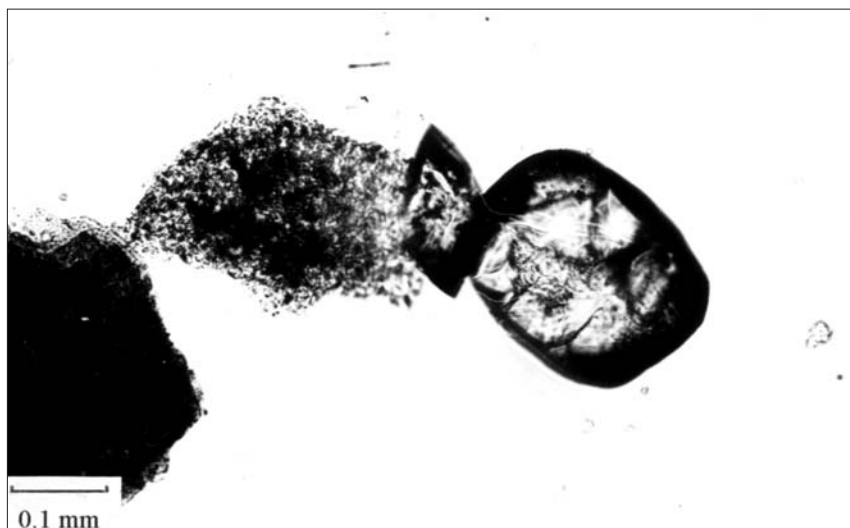


Fig. 14. Romboedryczny kryształ i sferyczne, agregatowe ziarno syderytu, wyseparowane z brekcji zawałowej z kopalni „Marcel” (próbka 2). Preparat proszkowy; mikroskop polaryzacyjny; jeden polaryzator

Fig. 14. A rhombohedral crystal and a spherical aggregate of siderite, separated from the collapse breccia, “Marcel” mine (sample 2). Grain mount, polarizing microscope, one polar

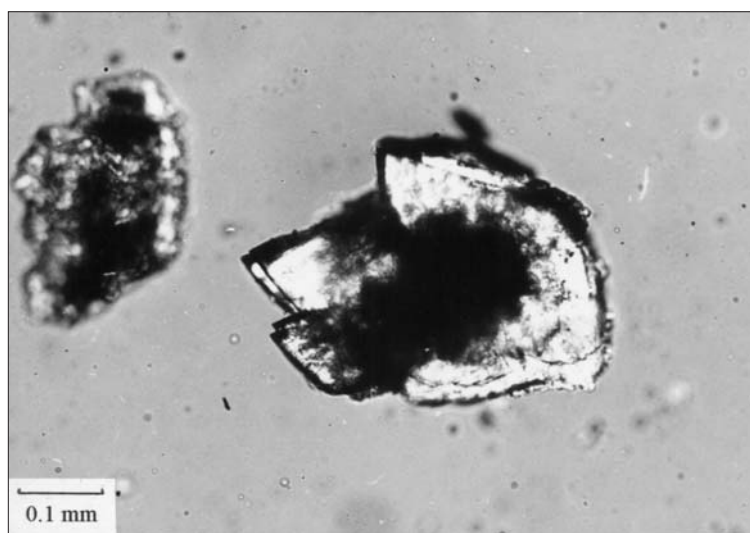


Fig. 15. Agregat romboedrycznych kryształów syderytu wyseparowany z brekcji zawałowej z kopalni „Marcel” (próbka 2). Preparat proszkowy; mikroskop polaryzacyjny; jeden polaryzator

Fig. 15. Aggregate of rhombohedral crystals of siderite, separated from the collapse breccia, “Marcel” mine (sample 2). Grain mount, polarizing microscope, one polar

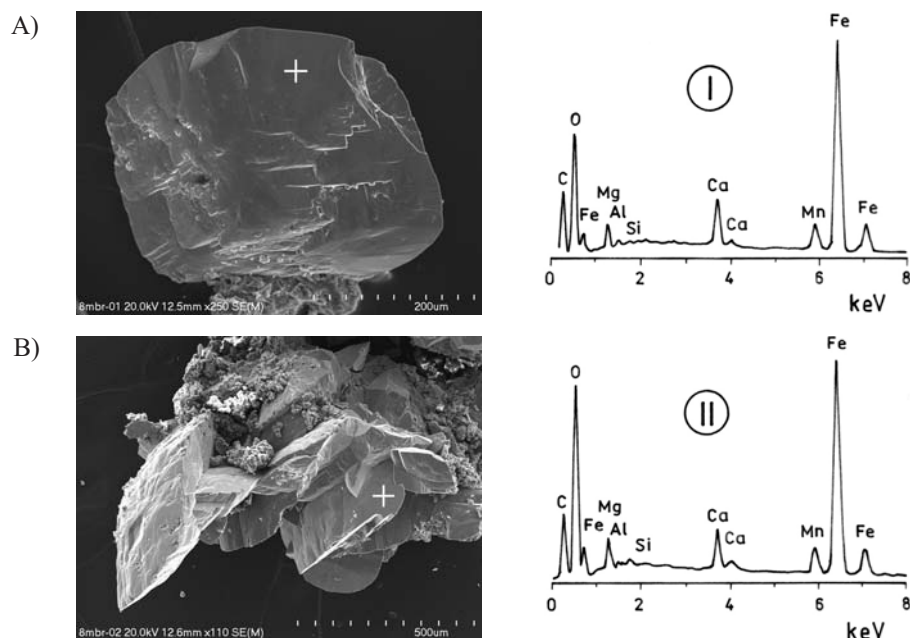


Fig. 16. SEM/EDS krysztalów syderytu wyseparowanych z brekcji z kopalni „Marcel” (próbka 8): A) z klastu przeobrażonego mułowca; B) z lepszca brekcji. Krzyżyki na obrazach SEM oznaczają miejsca analiz EDS

Fig. 16. SEM images and EDS spectra of siderite crystals, separated from the collapse breccia, “Marcel” mine (sample 8): A) a clast of altered mudstone; B) bounding mass of breccia. Crosses on the SEM images mark the positions of EDS analyses

Tabela (Table) 2

Dane rentgenograficzne syderytu z brekcji zawałowej z Kopalni Węgla Kamiennego „Marcel”
X-ray data of siderite from the collapse breccia, “Marcel” Coal Mine

Syderyt – KWK „Marcel” Siderite – “Marcel” Coal Mine		Syderyt – ICDD 29-696 Siderite – ICDD 29-696		
d [Å]	I	d [Å]	I	hkl
3.622	17	3.593	25	012
2.816	100	2.795	100	104
–	–	2.564	< 1	006
2.360	8	2.346	20	110
2.147	7	2.134	20	113
1.977	9	1.965	20	202
1.807	3	1.7968	12	024
–	–	1.7382	30	018
1.746	12	1.7315	35	116
–	–	1.5291	3	211
1.516	3	1.5063	14	122

Sporadycznie jest ponadto reprezentowany kalcyt, niewykazujący – jak wynika z analiz EDS – domieszek izomorficznych w ilości wykrywalnej tą metodą. Maksymalne rozmiary jego anhedralnych ziarn oraz sub- do euhedralnych kryształów – rozproszonych na ogół nierównomiernie w skale – nie przekraczają 0.05 mm.

Minerały siarczanowe

Alunit (Lipiarski *et al.* 2004) w obrębie samej brekcji pojawia się wyłącznie w ilościach śladowych, ujawniając swoją obecność na dyfraktogramach rentgenowskich jedynie słabymi refleksami: $d_{hkl} \cong 5.7; 5.0; 3.50; 3.00; 1.90$ i 1.74 \AA . Koncentruje się on natomiast w spągu pstrych utworów, w laminię iłowca kontaktującego z częściowo zachowanym pokładem węgla. Jest wykształcony kryptokrystalicznie: jego romboedryczne kryształy, o pokroju zbliżonym do sześcianu, mają wielkość poniżej $1 \mu\text{m}$. Prawdopodobnie minerał ten zawiera podstawienia diadochowe baru, strontu, fosforu i ewentualnie jonu hydroniowego w strukturze.

Minerały rudne

Hematyt należy do pospolitych składników brekcji – zwłaszcza lepiszcza, ale także licznych klastów i niektórych wypełnień szczelin. Tworzy zarówno zwarte, różnokształtne skupienia, jak i stanowi rozsiany nierównomiernie czerwony pigment. Ma wykształcenie od krypto- do mikrokrystalicznego. Obserwacje SEM wykazały, że rozmiary nieco anizometrycznych ziarn hematytu nie przekraczają $1 \mu\text{m}$. Na dyfraktogramach rentgenowskich diagnostycznymi dla tego minerału, niekoincydującymi z liniami współwystępujących faz, są ostre refleksy o wartościach $d_{hkl} \cong 3.69; 2.70; 2.52; 2.21; 1.84$ i 1.45 \AA (por. ICDD 33-664).

Goethyt występuje lokalnie w lepiszczu oraz w wypełnieniach pustek, na ogół jedynie w śladowych ilościach. Z tego też powodu swoją obecność ujawnia na dyfraktogramach rentgenowskich zwykle tylko najintensywniejszym, podstawowym refleksem ok. 4.18 \AA , niekoincydującym jednocześnie z liniami współwystępujących faz mineralnych.

Chalkopiryt – udokumentowany mikroskopią optyczną – jest reprezentowany przez nieliczne anhedralne ziarna o rozmiarach $0.0X \text{ mm}$.

Nieprawidłowe, agregatowe ziarno **sفالerytu** o wielkości zaledwie $2.5 \mu\text{m}$ stwierdzono metodą SEM/EDS tylko w jednym punkcie, w obrębie skupienia hematytu. W mineralu tym zarejestrowano kilkuprocentową domieszkę żelaza (ok. 5.6% wag. Fe), choć nie można też wykluczyć, że obecność tego pierwiastka – z uwagi na małe rozmiary analizowanego ziarna sفالerytu – można wiązać z otaczającym hematytem.

UWAGI GENETYCZNE

Zaburzenia tektoniczne fazy asturyjskiej (Bukowy 1984) spowodowały zafałdowanie skał karbonu produktywnego, a młodsze, związane z orogenezą alpejską (Jureczka & Kotas 1995) – głównie ich zuskokowanie. Odslonięte osady karbonu były poddane procesom erozji i wietrzenia, powtarzającym się kilkakrotnie aż do transgresji mioceńskiej. Procesy te, których nasilenie miało miejsce prawdopodobnie w paleogenie (Kowalski 1977, 1982), różnicowały morfologię powierzchni utworów karbonu i w wielu miejscach odsłoniły

pokłady węgla. Bezpośrednie oddziaływanie tlenu na odsłonięte i głęboko spękanе wskutek wietrzenia pokłady węgla, a natlenionych wód descenzyjnych na głębiej położone, powodowało – wraz z wietrzeniem otaczających ilasto-klastycznych skał karbonu – utlenianie węgla. To ostatnie doprowadzało niejednokrotnie do jego samozapłonu (m.in. Kowalski 1977, 1982, 1983), podobnie jak obecnie często ma to miejsce na wychodniach, w wyrobiskach kopalnianych oraz hałdach (m.in. Wielogórski *et al.* 1975, Wagner 1980, Kralik 1984).

W rejonie odsłonięcia W2 w kopalni „Marcel” w wyniku żarzenia się węgla pokładu 505 wytworzyła się na tyle wysoka temperatura, że z części glinokrzemianowych składników ilasto-klastycznych stropowych skał karbonu utworzył się stop i wykryształizował mullit (por. Kralik 1984). Temperaturę tę można oceniać na wyższą od 900–1000°C, o czym świadczy obecność mullitu, lecz niższą od temperatury topnienia kwarcu (1470°C przy braku topników), którego detrytyczne ziarna uległy jedynie spękaniu.

Po wypaleniu się około 60% węgla pokładu 505, o pierwotnie około 9-metrowej miąższości, a zapewne już w trakcie jego żarzenia się, następowało zasypywanie powstałej pustki przez obrywający się ze stropu przeobrażony termicznie materiał skalny. Na styku z pozostałym fragmentem pokładu mieszał się on z popiołem powęglowym, zapewne bardzo podrzędnym ilościowo, bowiem popielność węgla tego pokładu wynosi nie więcej niż 10%. Nagromadzony w pustce powęglowej materiał (po ostygnięciu) składał się w przewadze z termicznie przeobrażonych (w różnym stopniu) pierwotnych minerałów glinokrzemianowych (głównie ilastych), mikroporowatego szkliwa, detrytycznych ziarn kwarcu oraz posiarczkowego i/lub posydyrytowego, hematytu lub pierwotnie maghemitu. Niewielką jego domieszkę stanowił ponadto mullit; mogły być obecne cristobalit i podrzędny trydymit, choć powstanie tych faz można również przypisać procesom późniejszym. Niewykluczone, że występowała też siarka rodzima powstała z rozkładu siarczków, którą obserwuje się aktualnie w przypadku żarzących się hałd (m.in. Wielogórski *et al.* 1975, Wagner 1980).

Materiał klastyczny, który wypełnił pustkę powęglową, składał się zatem w znacznej części z labilnych składników glinokrzemianowych. W miarę stygnięcia ulegały one przeobrażeniom, w pierwszym etapie pod wpływem wód descenzyjnych. Przeobrażenia te, którym towarzyszyło wypełnianie wolnych przestrzeni przez neogeniczne minerały, powodowały przekształcanie luźnego materiału w słabo zwięzłą brekcję. Wody porowe miały początkowo charakter silnie kwaśnych roztworów zasobnych w jony SO_4^{2-} i jednocześnie w tlen. Umożliwiły one powstanie alunitu (Lipiarski *et al.* 2004), koncentrującego się w spągu brekcji, na styku z pozostałym fragmentem pokładu węgla. Następnie, w miarę postępującego hydrolytycznego rozkładu glinokrzemianowych prekursorów (głównie szkliwo i zdegradowane minerały ilaste), powodującego stopniowy wzrost zasolenia roztworów i zawartości w nich krzemionki, oraz jednocześnie obniżania się ich kwasowości, w całej masie skały tworzyły się kolejno: haloizyt-7 Å i haloizyt-10 Å. Zgodnie z danymi przedstawionymi przez Stocha (1974), pierwszy z tych minerałów wymaga jeszcze kwaśnego środowiska (pH = od 5 do ok. 6.5) i niskiego zasolenia, natomiast drugi – środowiska już obojętnego (pH \cong 7), o wyraźnie wyższym zasoleniu. Niewykluczone, że fazami pośrednimi dla tych minerałów były alofany, częste w kwaśnym środowisku produkty hydrolizy minerałów glinokrzemianowych i szkliw. Obecność haloizytów, a nie kaolinitu – według Churchmana (2003) – świadczy jednocześnie o stale utrzymującej się wilgotności środowiska.

Później musiał nastąpić dalszy wzrost pH (do około 8, a lokalnie przypuszczalnie powyżej) i jednocześnie zasolenia roztworów porowych oraz stężenia w nich krzemionki, umożliwiające tworzenie się montmorillonitu i harmotomu (Muszyński & Wyszomirski 2005). Minerale te częściowo zastąpiły wcześniej powstałe glinokrzemianowe składniki skały, a ponadto wypełniły (nie zawsze całkowicie) pozostałe pustki skalne. Krystalizacja montmorillonitu w niewielkim zakresie miała ponadto miejsce jeszcze po powstaniu harmotomu (Muszyński & Wyszomirski 2005).

Zapewne równoległe z powstawaniem montmorillonitu i harmotomu, w sprzyjających warunkach, tworzył się syderyt. Mineral ten precypitował z roztworów porowych, w środowisku dość silnie redukcyjnym (zatem po odcięciu dopływu natlenionych wód descenzyjnych) i o odczynie – według Krauskopfa (1967) – obojętnym bądź zasadowym. Zakres trwałości tego mineralu, jak wynika z diagramów fazowych Eh-pH (Garrels & Christ 1965, Bahrig 1994), jest jednak bardzo ograniczony. Dwutlenek węgla, niezbędny do powstania syderytu, pochodził najprawdopodobniej z powoli utleniającej się substancji organicznej rozproszonej w brekcji oraz zawartej w pozostałej części pokładu węgla. Według Krauskopfa (1967), związek ten może bowiem powstawać z rozkładającej się substancji organicznej nie tylko w warunkach silnie utleniających, lecz także przy nieznacznym jedynie dostępie tlenu.

Cristobalit oraz podrzędny trydymit mogą być, jak już uprzednio wspomniano, produktami termicznych przemian skał stropowych karbonu (por. Kralik 1984). Nie można jednak wykluczyć, że powstały one później (pierwotnie jako opal-CT) z nadmiarowej krzemionki, która nie weszła w struktury neogenicznych minerałów krzemianowych. Zachodziło to jednocześnie z krystalizacją montmorillonitu i harmotomu. Tego typu proces często towarzyszy montmorillonityzacji i zeolityzacji, zwłaszcza zasobnych w szkliska skał piroklastycznych (m.in. Fisher & Schmincke 1984, Wieser 1994, Hay & Sheppard 2001). Krystalizacja cristobalitu oraz podrzędnego trydymitu, a nie kwarcu, świadczyłaby wówczas o zasobności roztworów w alkalia (Taylor & Lin 1941, Wyart 1943, Papailhau 1957 – *vide* Narębski & Paulo 1973).

Procesy argilityzacji (przypuszczalnie już tworzenie się haloizytu-10 Å, a zwłaszcza montmorillonitu), zeolityzacji i lokalnej syderytyzacji oraz ewentualnie silifikacji pierwotnych składników brekcji zachodziły zapewne w warunkach stagnujących wód porowych. Powstanie takich warunków miało niewątpliwie miejsce na skutek przykrycia wietrzejących skał karbonu przez morskie wody, a następnie osady miocenu, których aktualna miąższość w rejonie kopalni „Marcel” wynosi około 200 m.

Wyrażamy podziękowania Pani mgr Annie Łatkiewicz (Laboratorium Mikroskopii Skaningowej i Mikroanalizy, Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie) za wykonanie analiz SEM/EDS. Jesteśmy też wdzięczni naszym kolegom, mgr. Adamowi Gawłowi i mgr. Stanisławowi Olkiewiczowi, za wykonanie części analiz (rentgenowskich, spektroskopowych w podczerwieni) i pomoc w interpretacji wyników, a ponadto prof. Zenonowi Kłapycie za dyskusję dotyczącą poprawności identyfikacji minerałów ilastych. Dziękujemy też prof. Piotrowi Wyszomirskiemu za wnikliwe przeglądnięcie manuskryptu.

Badania były finansowane z funduszy na prace statutowe AGH; temat numer 11.11.140.158.

LITERATURA

- Bahrig B., 1994. The formation of alternating chalk/siderite units during the Neogene in the Black Sea – an example of climatic control of early diagenetic processes. W: Wolf K.H. & Chilingarian G.V. (eds), *Diagenesis IV. Developments in Sedimentology* 51, 133–153, Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- Brindley G.W. & Brown G., 1980. *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. Miner. Soc., London.
- Bukowy S., 1984. Struktury waryscyjskie regionu śląsko-krakowskiego. *Prace Nauk. Uniw. Śląskiego w Katowicach*, 691, 1–78.
- Churchman G.J., 2003. Water: a necessary and sufficient condition for the formation of halloysite rather than kaolinite. *Abstracts, EUROCLAY Confer. 2003*, Modena, Italy, 66–67.
- Dódney I., Nemeth T. & Kovács K., 2001. Crystal-chemical study of smectite-tridymite/cristobalite association in chloropal. *Mid-European Clay Conf. '01*, Stará Lesná, Slovakia, 9–14 September 2001, *Book of Abstracts*, 33.
- Farmer V.C. & Russell J.D., 1967. Infrared absorption spectrometry in clay studies. *Clays Clay Miner.*, 15, 121–142.
- Garrels R.M. & Christ Ch.L., 1965. *Solutions, minerals and equilibria*. Harper & Row, New York.
- Görlich E., Błaszczak K. & Handke M., 1983. Infrared spectra of silica polymorphs. *Miner. Polon.*, 14, 1–2, 3–18.
- Graetsch H., 1998. Characterization of the high-temperature modifications of incommensurate tridymite L3-T0 (MX-1) from 25 to 250°C. *Amer. Miner.*, 83, 872–880.
- Graetsch H. & Flörke O.W., 1991. X-ray powder diffraction patterns and phase relationship of tridymite modifications. *Zeitschr. Kristallogr.*, 195, 31–48.
- Hay R.L. & Sheppard R.A., 2001. Occurrence of zeolites in sedimentary rocks: an overview. *Review in Mineralogy and Geochemistry*, 45, 217–234.
- Henning K.H. & Störr M., 1986. Electron micrographs (TEM, SEM) of clays and clay minerals. *Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften. Series in Geological Sciences*, Heft 25, Akademie-Verlag, Berlin.
- Jureczka J. & Kotas A., 1995. Upper Silesian Coal Basin. W: Zdanowski A., Żakowa H. (eds), *The Carboniferous system in Poland*, *Prace Państw. Inst. Geol.*, 148, 164–175.
- Kautz C.Q. & Ryan P.C., 2003. The 10 Å to 7 Å halloysite transition in a tropical soil sequence, Costa Rica. *Clays Clay Miner.*, 51, 3, 252–263.
- Kowalski W.M., 1977. Petrografia pstrych utworów górnośląskiej serii piaskowcowej (namur górny) Rybnickiego Okręgu Węglowego. *Zesz. Nauk. AGH Geologia*, 3, 1–61.

- Kowalski W.M., 1982. Przedmioceńska strefa wietrzenia w stropie warstw załęskich (pstry utwory) Rybnickiego Okręgu Węglowego. *Kwart. Geol.*, 26, 1, 59–70.
- Kowalski W.M., 1983. Procesy wietrzeniowe i epigenetyczne w obrębie pstrych utworów Rybnickiego Okręgu Węglowego. *Przeł. Geol.*, 31, 11, 591–595.
- Králík J., 1984. Tepelné zmeny uhlonosných sedimentu pri požárech dulních odvalu a přírodním horení uhelných slojí. *Sbor. Ved. Práci Vys. Šk. Bánské v Ostravě*, 30, 171–198.
- Krauskopf K.B., 1967. *Introduction to geochemistry*. Mc Graw-Hill Book Company, New York.
- Lipiarski I., Muszyński M. & Wyszomirski P., 2004. Alunites in the red beds of the “Marcel” coal-mine; Upper Silesian Coal Basin, Poland. *Miner. Polon.*, 35, 1, 3–18.
- Moore D.M. & Reynolds R.C. Jr., 1989. *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford University Press, Oxford – New York.
- Muszyński M. & Wyszomirski P., 2005. Harmotome from a new occurrence of red beds in the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *Miner. Polon.*, 36, 1, 31–49.
- Narębski W. & Paulo A., 1973. Solfataric alteration products of andesitic lavas in the crater of Cotopaxi volcano, Equador. *Miner. Polon.*, 4, 67–84.
- Pampuch R. & Błaszczak K., 1964. Infrared vibrational spectra of kaolin group minerals. *Prace Kom. Nauk. Techn. Oddz. PAN w Krakowie, Ceramika*, 3, 5–32.
- Russell J.D., 1987. Infrared methods. W: Wilson M.J. (ed.), *A handbook of determinative methods in clay mineralogy*, 133–173, Blackie, Glasgow-London.
- Russell J.D. & Fraser A.R., 1994. *Infrared methods*. W: Wilson M.J. (ed.), *Clay mineralogy: spectroscopic and chemical determinative methods*, 11–67, Chapman & Hall, London.
- Stoch L., 1974. *Minerały ilaste*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Wagner M., 1980. Przemiany termiczne węgla kamiennego w strefach pożarów hałd kopalnianych. *Zesz. Nauk. AGH Geologia*, 6, 2, 5–14.
- Wielogórski Z., Zawidzki P. & Koisar B., 1975. Procesy powstawania minerałów w strefach pożarów hałdy kopalni węgla „Słupiec”. *Przeł. Geol.*, 9, 443–448.
- Wieser T., 1994. Origin of the Lower Eocene clinoptilolite-montmorillonite claystones from the Skole Unit of Flysch Carpathians. *Miner. Polon.*, 25, 2, 3–20.

Summary

In the “Marcel” Coal Mine (Upper Silesian Coal Basin, S part of the Chwałowice trough, Fig. 1A) collapse breccia was found in 2001 (cross-cut, 300 level; exposure W2 – Fig. 1B) within red beds (Figs 2, 3). The breccia fills a hollow after not fully burned out seam No. 505, being separated from the remaining part of the seam by a lamina of alunite-rich claystone (the latter represents an altered ash after combustion of coal).

Considering a diversified mineral composition and complex genesis of the rock, the breccia was subjected to detail mineralogical studies. The methods involved optical microscopy (Figs 4, 5, 14, 15), and also X-ray diffractometry (Figs 8, 10, 13), infrared absorption spectroscopy (Figs 9, 11, 12) and electron scanning microscopy combined with chemical analysis in microareas (Figs 6, 7, 16).

The breccia formed in three essential stages:

1. Pre-Miocene weathering of coal of the No. 505 seam resulted in its self-ignition.
2. An empty space after a burned out fragment of the seam was filled with a mineral matter. It consisted of thermally altered and even partly vitrified clasts of roof rocks (mainly fragments of Carboniferous claystones and mudstones of various sizes) of newly formed minerals (mullite, hematite and, possibly, cristobalite and tridymite), underlain by a thin layer of ash after burned out coal.
3. Labile components, contained in this material and in ash (mainly glass and degraded clay minerals) were altered in the environment under gradually changing conditions – from strongly acidic and oxidizing to alkaline and reducing. The last processes were accompanied in empty spaces by crystallization of neogenic minerals, which cemented the initially loose rock material in a poorly indurated breccia. The main minerals crystallized in the following sequence: alunite, halloysite-7 Å and -10 Å, dioctahedral Mg-Fe-montmorillonites, siderite and harmotome, possibly cristobalite. These processes were initiated by surficial, descending solutions/waters (formation of alunite and halloysite-7 Å) and continued in stagnating porous solutions in Miocene, when the Carboniferous strata were inundated and covered by marine sediments.