

Stanisław PANEK, Marek SZUWARZYŃSKI

KOPALNE JAMY KRASOWE Z KRUSZCAMI W OKOLICACH CHRZANOWA

(6 fig)

*Fossil sinkholes with galena mineralization in the vicinity
of Chrzanów (Cracow-Silesian region)*

(6 Figs.)

Treść: W rejonie występowania złóż rud cynku i ołowiu w okolicach Chrzanowa obserwowano pod pokrywą osadów trzeciorzędowych kopalne jamy krasowe podobne do „sinkholes” (J. Bretz, 1950).

W spągowych częściach utworów brekcyjowych wypełniających jamy krasowe notowane jest okruszczowanie, wyraźnie młodsze od okruszczowania skupionego w głównych ciałach rudnych otaczającego złoża.

Kruszce te tworzą dwie generacje. Starsza generacja reprezentowana jest przez detrytus powstały wskutek skruszenia kruszców istniejących przed utworzeniem jam krasowych lub powstałych w początkowej fazie ich rozwoju. Młodsza generacja tworząca impregnacje i wypełnienia pustych przestrzeni w brekcji, powstała współcześnie z rozwojem jam krasowych, zapewne w wyniku remobilizacji otaczającego złoża rud cynku i ołowiu. Autorzy przypuszczają, że przyczyną rozwoju zjawisk krasowych i remobilizacji złoża było intensywne wietrzenie, jakie miało miejsce na opisywanym obszarze w starszym trzeciorzędzie.

WSTĘP

Złoże rud cynku i ołowiu eksploatowane przez kopalnię „Matylda” w Kątach koło Chrzanowa wykształcone było jako szereg gniazd i soczew skupionych w dwóch horyzontach rudnych (zob. też P. Sobczyński, M. Szuwarzyński, 1974). Miąższości poszczególnych ciał rudnych nie przekraczały tu trzech metrów. Obok nich występowało kilka gniazd brekcji z kruszcami ołowiu o miąższościach złoża dochodzących do kilkunastu metrów. Formy okruszczowania tego typu określano dawniej jako zmineralizowane strefy uskokowe (m. in. F. Bartonec, 1906). Badania autorów pozwoliły stwierdzić, iż okruszczowanie to lokuje się w spągowych częściach kopalnych jam krasowych.

Dane na temat tych jam zostały zebrane w czasie prowadzenia prac dokumentacyjnych w wyrobiskach kopalni „Matylda” w roku 1973. Autorzy pragną podziękować Prof. dr Stanisławowi Dżułyńskiemu za zachętę do pracy i wskazówki w czasie jej kontynuowania.

SYTUACJA GEOLOGICZNA

Opisywane jamy krasowe występują pod pokrywą kilkunastu metrów osadów trzeciorzędowych w prawie poziomo zalegających utworach wapienia muszlowego. Obserwowano je na obszarze położonym w obrębie rowu Chrzanów—Dąb, około 1 km na zachód od Chrzanowa.

Wykształcenie wapienia muszlowego nie odbiega tu od znanych schematów (szczegóły w pracy S. Siedleckiego, 1952). W dolnej jego części obecne są utwory wapienno-margliste należące do warstw gogolińskich oraz dolomity kruszconośne odpowiadające warstwom górażdzańskim, terebratulowym i karchowickim. Środkowy wapień muszłowy wykształcony jest jako dolomity diploporowe. Lokalnie występują też niewielkie, odosobnione płyty skał dolomitowych reprezentujących górny wapień muszłowy. Utwory te noszą ślady intensywnej erozji, która przyczyniła się do wymodelowania urozmaiconej rzeźby powierzchni (por. A. Radwański, 1968), pokrytej następnie przez transgresywne, ilasto-piaszczyste osady miocenu. W zagłębieniach przedmiocenijskiej powierzchni erozyjnej obecne są też lądowe osady starszego trzeciorzędu wykształcone jako ropy i piaski.

Jamy krasowe

Obserwowane w rejonie Chrzanowa jamy krasowe występują w obrębie dolomitów kruszconośnych i diploporowych (fig. 1). Mają one kształt zbliżony do leja o głębokości rzędu 60 m i średnicy dochodzącej do 100 m. Dna jam, ostro zarysowane, o bogatej morfologii (fig. 2), sięgają zazwyczaj do stropowych części wapieni gogolińskich.

Materiałem wypełniającym jamy są utwory brekcjowe oraz masa ilasto-piaszczysta. Ilościowo przeważają brekcje, przechodzące często w nagromadzenia luźnych bloków. Brekcje zbudowane są ze skruszonych skał otaczających, które stopniowo przechodzą w utwory brekcjowe poprzez silnie spękany górotwór tak, że często okonturowanie jamy jest niemożliwe. W pobliżu dna jamy spotyka się w brekcji także okruchy galeny.

Spoiwem brekcji w niższych jej częściach jest kalcyt lub klastyczny dolomit o konsystencji gliny, który w sporadycznych przypadkach posiada ślady laminacji (por. K. Bogacz et al., 1973). W wyższych częściach utwory brekcjowe spojone są masą ilasto-piaszczystą barwy czerwonej lub brunatnej zawierającą pewne ilości sypkiego, zdeintegrowanego dolomitu.

W profilu pionowym brekcji widoczne jest zróżnicowanie rozmiarów

okruchów dolomitu. W spągowej części utworów brekcyjnych przeważają okruchy o średnicy nie przekraczającej kilkunastu centymetrów. Wyżej dominują bloki silnie spękanego dolomitu o wymiarach dochodzących do kilku, niekiedy nawet kilkunastu metrów (objętość takiego bloku dochodzi do kilkudziesięciu metrów sześciennych), oddzielone od siebie łem i drobnoziarnistą brekcją. Ułożenie tych bloków wśród utworów brekcyjnych

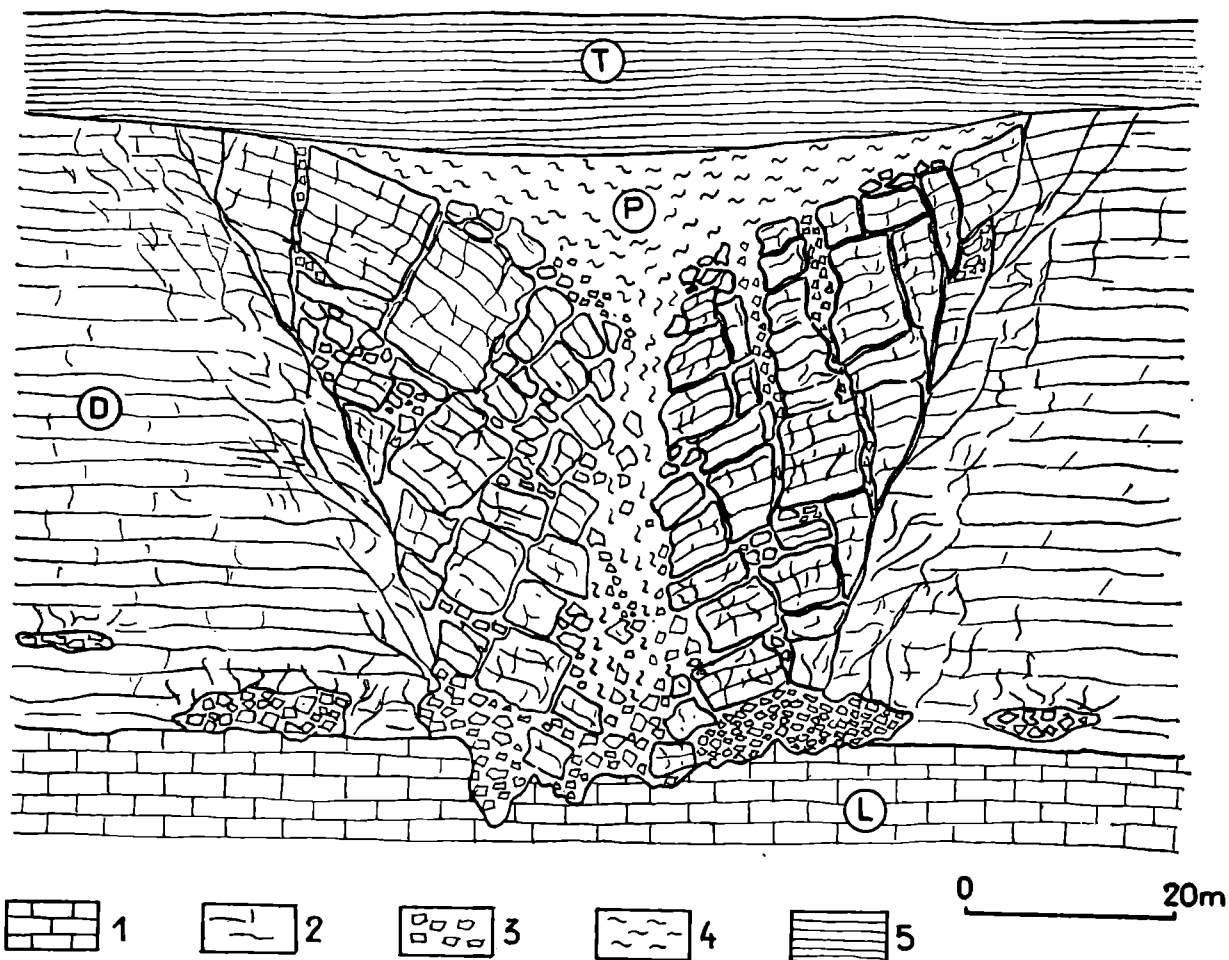


Fig. 1. Przekrój pionowy przez jamę krasową: L — wapienie gogolińskie, D — dolomity kruszonośne i diploporowe; P — paleogen; T — torton; 1 — wapienie i margle; 2 — dolomity; 3 — brekcje; 4 — rezidualne ły i piaski; 5 — warstwowane ły piaszczyste

Fig. 1. Vertical cross-section of sinkhole: L — Gogolin limestone; D — ore-bearing dolomite and Diplopore dolomite; P — Palaeogene, T — Tortonian; 1 — limestone and marl; 2 — dolomite; 3 — breccia; 4 — residual clays and sands; 5 — bedded sandy clays

wskazuje, że w czasie powstawania materiału wypełniającego jamy zostały one przemieszczone z pierwotnego ułożenia w górotworze uławiconym w płaszczyznach pionowej i poziomej (fig. 2).

W skali chodnika poszukiwawczego przemieszczenia te niekiedy robią wrażenie uskoków, wypełnione zaś łem i brekcją przestrzenie między blokami często przypominają szczeliny uskokowe (fig. 3). Dopiero zestawienie profili wyrobisk górniczych wykonanych w kilku poziomach pozwala uzyskać obraz zbliżony do przedstawionego na fig. 1.

Iły piaszczyste i piaski występujące w jamach krasowych obok skruszonych dolomitów triasowych należą do paleogeńskich utworów rezidualnych (zob. też S. Alexandrowicz, 1969).

Jak już powiedziano, ich odmiany zabarwione na czerwono i brunatno tworzą spoiwo utworów brekcyjowych. Nieco rzadziej spotyka się formy



Fig. 2. Wykształcenie spągowej części jamy krasowej wypełnionej brekcją: L — wapień gogoliński; D — dolomity kruszczośne

Fig. 2. Structure of lowermost part of sinkhole: L — Gogolin limestone; D — ore-bearing dolomite

zbudowane z czystych, zielonych iłów. W iłach tych występują pewne powierzchnie nieciągłości układające się równoległe do kontaktu ił — skała otaczająca (fig. 3, 4). Na powierzchniach takich obecne są zlustrowania.

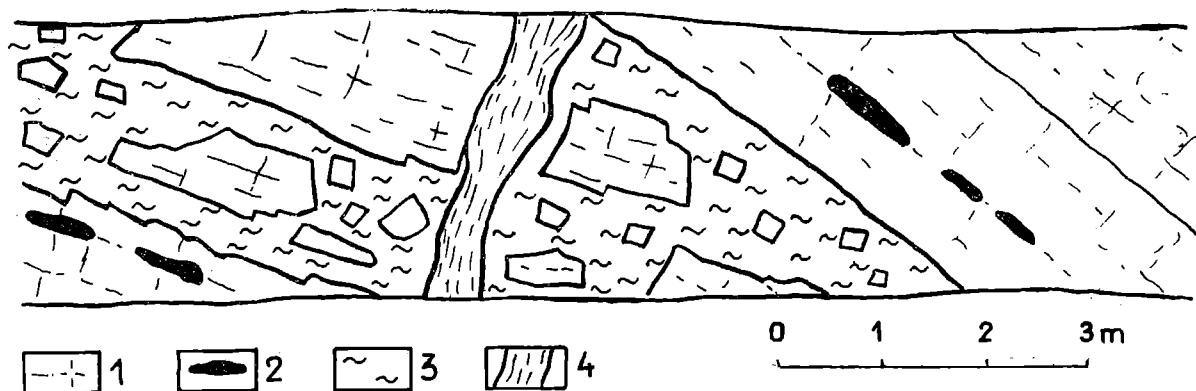


Fig. 3. Przykład wykształcenia utworów brekcyjowych: 1 — bloki dolomitu; 2 — konkretne krzemionkowe; 3 — brunatne iły piaszczyste i drobnoziarniste brekcje; 4 — zielone iły (liniami zaznaczono przebieg powierzchni nieciągłości)

Fig. 3. Detail of breccia structure: 1 — dolomitic blocks; 2 — cherts; 3 — brown sandy clays and fine-grained breccia; 4 — green clay

Sprawia to wrażenie, że materiał ten wcisnął się w pustki wśród brekcji lub w szczeliny w skałach uławiconych w bezpośrednim otoczeniu jam krasowych. Masom ilastym towarzyszą swego rodzaju „zmiany kontaktowe” w otaczającym dolomicie polegające na jego ziarnistej dezintegracji. Sypki dolomit oraz mniej zdeintegrowane jego okruchy są spotykane w iłach w pobliżu kontaktu ze skałami węglanowymi.

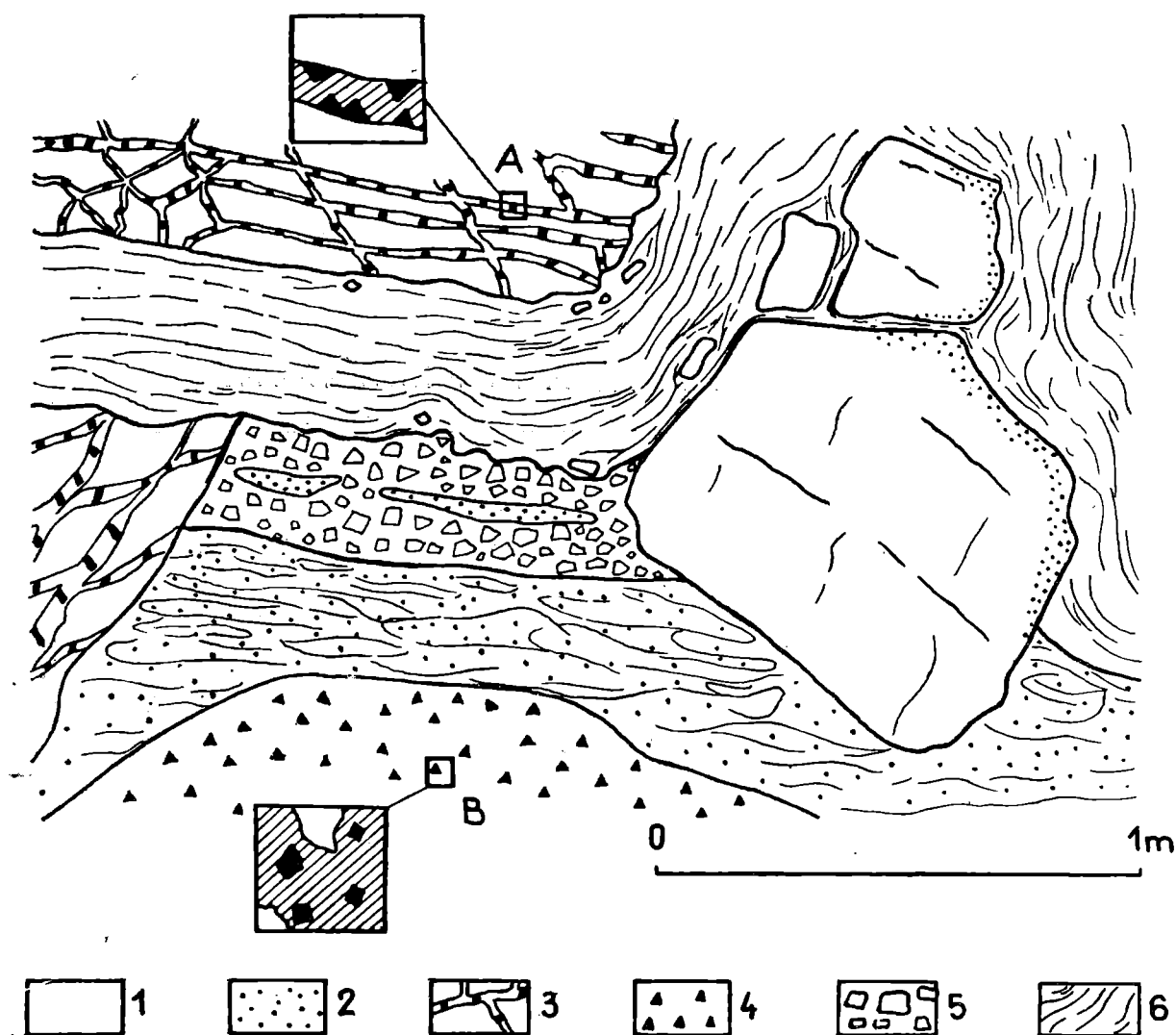


Fig. 4. Przykład wykształcenia utworów brekcyjnych: 1 — dolomit kruszonośny; 2 — rozsypliwý dolomit; 3 — żyły kalcytowe z galeną; 4 — gniazda kalcytowe impregnowane galeną; 5 — brekcja dolomitowa spojona kalcytem; 6 — zielone ily (liniami zaznaczono przebieg powierzchni nieciągłości); mineralizacja galenowa w żyłach (A) i gniazdach (B) kalcytowych: galena (czarna), kalcyt (zakreskowany), dolomit (biały)

Fig. 4. Detail of breccia structure: 1 — ore-bearing dolomite; 2 — disaggregated dolomite; 3 — calcite veins with galena; 4 — calcite nests with galena impregnation; 5 — breccia cemented with calcite, 6 — green clays; galena mineralization in calcite veins (A) and nests (B); galena (black), calcite (dashed lines), dolomite (white)

Geneza i rozwój jam krasowych

Przedstawione wyżej jamy krasowe są podobne do „sinkholes” opisanych przez J. Bretza (1950), który określa tą nazwą formy krasowe o kształcie zbliżonym do leja, niewyraźnym konturze, wypełnione materiałem złożonym ze skruszonych skał otaczających.

Zdaniem tego autora formy te powstały w wyniku stopniowego zawalania się skał nadległych nad ługowanymi skałami węglanowymi znajdującymi się w strefie saturacji. Podobne formy opisuje T. Ford (1969). Obserwacje przedstawionych jam krasowych, a także drobniejszych gniazd

brekcyjowych z zachowanymi skałami uławiconymi w stropie (por. McCormick et al., 1971) pozwalają stwierdzić, iż zachodziły tu podobne procesy (fig. 5).

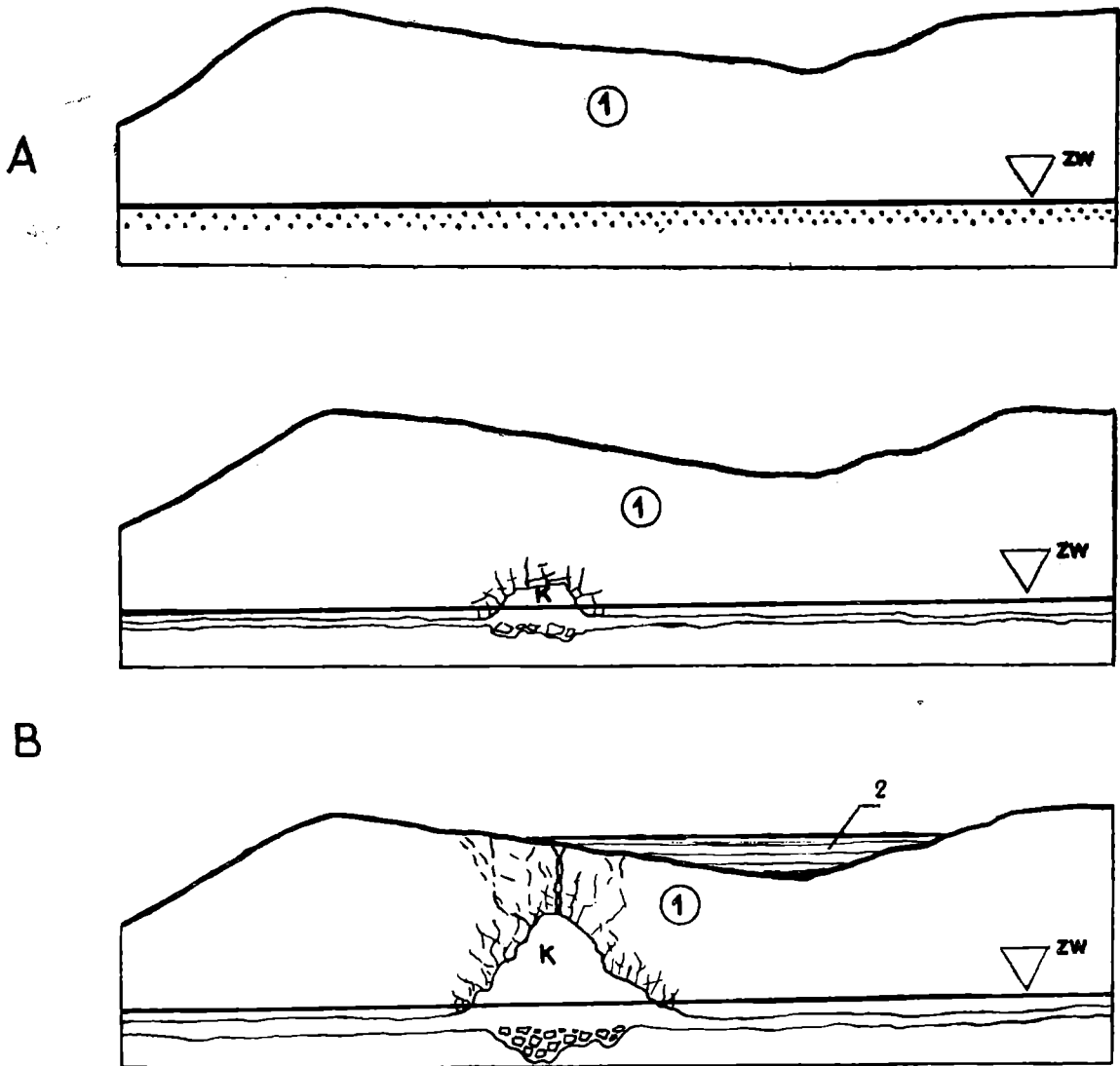


Fig. 5. Rozwój zjawisk krasowych: A — dezagregacja dolomitu, B — powstawanie pustek krasowych; 1 — triasowe skały węglanowe; 2 — paleogeńskie gliny rezidualne; ZW — zwierciadło wód krasowych; K — pustki krasowe
Fig. 5. Development of karst features: A — disaggregation of dolomites; B — cave-forming processes; 1 — Triassic carbonate rocks, 2 — Palaeogene residual clays; ZW — karst water table, K — cave

W pierwszej fazie działalności krasowej zachodziła na opisywanym obszarze dezintegracja dolomitu. Proces ten jest sygnalizowany jako początkowy przejaw krasu w dolomitach kruszczośnych przez K. Bogać et al. (1970) (zob. też A. Heyl jr. et al., 1959). W miejscach, gdzie obecnie występują jamy krasowe, zjawiska dezintegracji i odprowadzania części rozpuszczonych węglanów zachodziły z większą intensywnością niż na pozostałym obszarze. Zjawiskom tym towarzyszyło zawalanie się skał stropowych nad powstającymi pustkami, w których odkładały się produkty procesów krasowych — okruchy dolomitu i „piasek” dolomitowy —

oraz wytrącał się kalcyt. Faza ta jest zapewne zbieżna w czasie z powstaniem utworów typu laminatów (K. B o g a c z et al., 1973).

Druga faza rozwoju jam krasowych rozpoczęła się, gdy sklepienia ciśnień istniejące nad rozwijającymi się pustkami zbliżyły się do ówczesnej powierzchni terenu. Nasiliło się wtedy działanie czynników powierzchniowych, co przejawiało się w powstawaniu lejków krasowych, którymi przemieszczana była w dół substancja ilasto-piaszczysta, powstająca na powierzchni w wyniku intensywnego wietrzenia (por. S. A l e x a n d r o w i c z, 1969). Zmywaniu substancji rezidualnej do lejków krasowych towarzyszyła rozwinięta na mniejszą skalę niż w pierwszej fazie dezintegracja dolomitu. Wszystko to powodowało osłabienie skał budujących stropy nad pustkami, co w rezultacie prowadziło do całkowitego ich zawalenia i powstania otwartej od góry jamy krasowej.

Wiek opisanych zjawisk krasowych można określić na starszy trzeciorzęd, przed transgresją morza tortońskiego, którego poziomo zalegające utwory pokrywają od góry jamy krasowe. W rejonie występowania opisanych form panowały wtedy warunki lądowe i klimat zbliżony do tropikalnego, co sprzyjało intensywnemu rozwojowi zjawisk krasowych (zob. też R. G r a d z i ń s k i, 1962; A. R a d w a ń s k i, 1968; S. A l e x a n d r o w i c z, 1969 i in.).

K r u s z c e w j a m a c h k r a s o w y c h

W spągowych częściach jam krasowych stwierdzono występowanie pokażnych ilości kruszców. Obecne są tu galena, markasyt, piryty, brunkit i sfaleryt. Z minerałów niekruszcowych spotykano kalcyt i baryt. Mineralizacja ta nie wykazuje przestrzennego związku z okruszcowaniem występującym w obrębie horyzontów rudnych (fig. 6).

Galena występuje tu w dwóch formach. Częściej obserwowano formę detrytyczną, reprezentowaną przez monomineralne okruchy galeny w drobnoziarnistych brekcjach o spoiwie z klastycznego dolomitu. Ponadto w brekcjach tych występują kawałki dolomitu, z którego wiele posiada na swej powierzchni resztki uszkodzonych mechanicznie naskorupień galenowych. Wskazuje to, że forma ta powstała w wyniku skruszenia naskorupień galenowych na dolomicie, istniejących przed rozpoczęciem procesu brekcjowania. Trzeba tu dodać, że okruchy dolomitu, który przed pokruszeniem był barwy żółtej (por. K. B o g a c z et al., 1973), uległy w większości przypadków poczernieniu wskutek silnej impregnacji siarczkami żelaza, wśród których pojawiają się niekiedy drobne kryształki sfalerytu. Szczególnie nasiloną impregnację obserwuje się w pobliżu brzegów okruszków i wzdłuż przecinających je szczelin. W spoiwie brekcji siarczki żelaza występują w małych ilościach.

Drugą formę występowania galeny spotyka się w żyłach i gniazdach kalcytu. Kalcyt obok żył i gniazd (fig. 4) tworzy też spoiwo brekcji.

W tym przypadku jest to często utwór zbudowany z grubokrystalicznego kalcytu i klastycznego dolomitu impregnowany silnie pirytem. W utworach tych, a także w żyłach i gniazdach czystego kalcytu galena

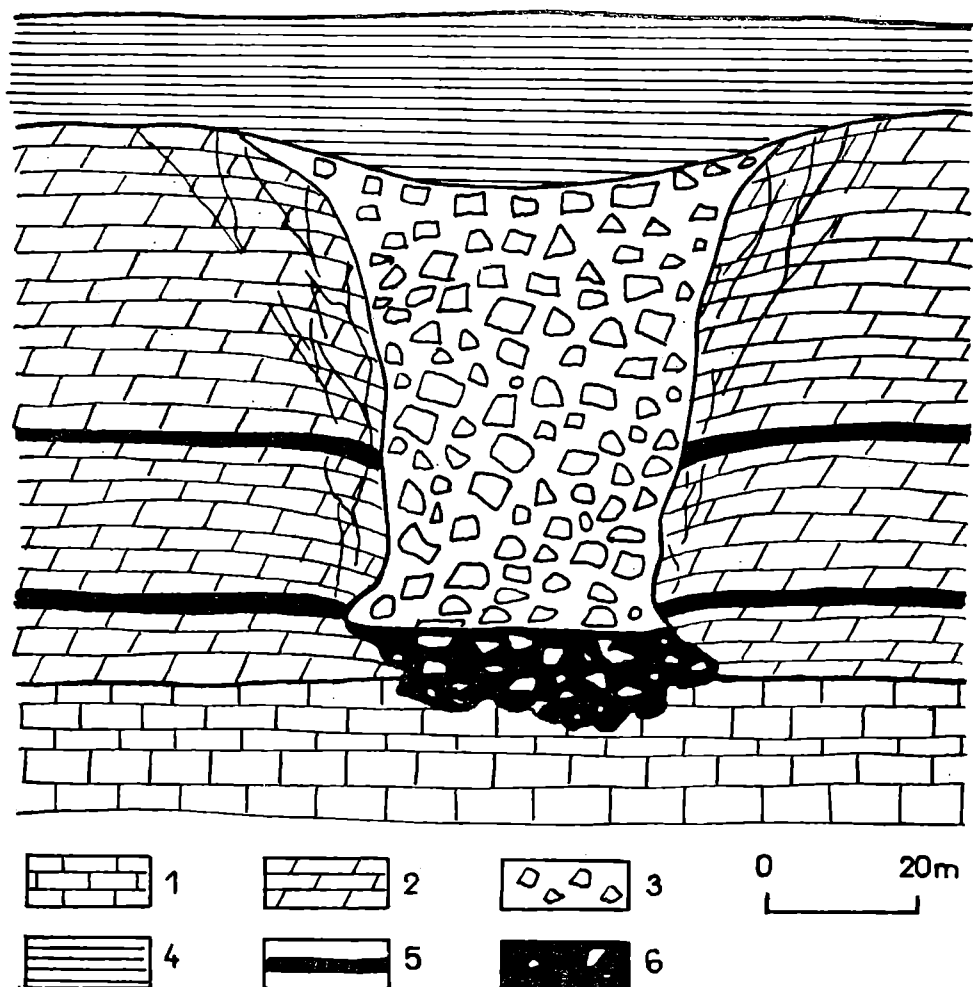


Fig. 6. Okruszczowanie w jamach krasowych: 1 — wapienie gogolińskie; 2 — dolomity kruszczośne i diploporowe; 3 — brekcje; 4 — iły tortońskie; 5 — horyzonty rudne w dolomitach kruszczośnych; 6 — okruszczowane brekcje

Fig. 6. Ore mineralization in sinkhole: 1 — Gogolin limestone; 2 — ore-bearing dolomites and Diplopore dolomite; 3 — breccias; 4 — Tortonian clays; 5 — ore horizons in the ore-bearing dolomites; 6 — mineralized breccias

tworzy impregnacje bezładnie rozmieszczonymi, idiomorficznymi kryształami lub w przypadku żył występuje jako idiomorficzne kryształy narastające na dolomicie, skierowane euhedralnymi ścianami w kierunku środka żyły (fig. 4).

Należy zwrócić uwagę, że te formy występowania galeny wykazują stosunkowo niski stopień utlenienia. O ile średni stosunek zawartości ołowiu związanego w związkach tlenowych do zawartości ołowiu całkowitego w rudzie pochodzącej z innych części złoża wynosił 0,2 do 0,3 to w przypadku kruszców z jam krasowych wahał się od 0,02 do 0,1. Wskazuje to, że kruszce z jam krasowych powstały po głównej fazie wietrzenia złoża, a następnie wskutek szczelnego wypełnienia pustek w górotwo-

rze utworami ilastymi były izolowane od wpływów wietrzenia. Tak więc galena z jam krasowych jest młodsza od galeny występującej w obrębie horyzontów rudnych.

Siarczki żelaza, głównie markazyt, notowane są poza wspomnianymi już przypadkami we wszystkich utworach krasowych. Obserwowano drobne konkretne markasytowe w ilach, pospolite są też impregnacje bloków dolomitowych budujących brekcję. Impregnacje takie są zresztą często spotykane w całym profilu dolomitów kruszczośnych w kopalni „Matylda”.

Dolomity impregnowane drobnoziarnistymi siarczkami żelaza zabarwione są na szaro lub czarno. Najczęściej impregnacje obserwuje się w bezpośrednim sąsiedztwie szczelin i fug międzyławicowych. Wraz z mineralizacją siarczkami żelaza notuje się wzrost zawartości cynku (analizy chemiczne wykazują zawartości do 4% Zn). Sposób występowania cynku nie został na razie określony.

Siarczki cynku w utworach krasowych, podobnie zresztą jak w całym złożu kopalni „Matylda”, należą do rzadkości (por. S. P a n e k, M. S z u w a r z y ń s k i, 1974). Poza wspomnianym na wstępie sfalerytem obecny jest tu brunkit. Minerale ten występuje w drobnych gniazdach między budującymi brekcję blokami dolomitu.

Podobnie rzadko występuje tu baryt tworzący drobne, porowate agregaty w pustkach między ziarnami dolomitu w brekcji, podobne do skupień barytu w namuliskach komór krasowych w kopalni „Trzebionka” (P. S o b c z y ń s k i, M. S z u w a r z y ń s k i, 1973).

UWAGI O GENEZIE KRUSZCÓW W JAMACH KRASOWYCH

Kruszce z jam krasowych należą niewątpliwie do dwóch generacji. Starszą generację reprezentuje galena występująca jako okruchy w brekcjach o spoiwie z klastycznego dolomitu. Przed rozkruszeniem wchodziła ona zapewne w skład okruszcowania powstałego przed rozpoczęciem zjawisk krasowych, będących przyczyną rozwoju jam krasowych, lub w ich początkowym stadium (por. z okruszcowaniem współwystępującym z rozsypliwym dolomitem — K. B o g a c z et al., 1973). Do drugiej, młodszej generacji należą wszystkie pozostałe formacje mineralne: utwory kalcytowe z galeną i pirytem, impregnacje siarczkami żelaza ze wzbogaceniami w cynk, gniazdowe formy brunkitu i barytu. Kruszce tej generacji są współczesne opisywanym zjawiskom i od nich późniejsze.

Pochodzenie roztworów kruszczośnych, które doprowadziły do powstania młodszej generacji okruszcowania (starsza generacja zachowała się jedynie w formie detrytus, nie może więc być w tym miejscu przedmiotem dyskusji), jest trudne do jednoznacznego określenia. Część przedstawionych tu form okruszcowania powstała w wyniku działania roztworów o charakterze zdecydowanie wietrzennym: ciemnienie skał węglanowych

wywołane impregnacją drobnoziarnistymi siarczkami żelaza (S. Dżułyński, W. Żabiński, 1954), podobnie powstawanie agregatów barytu w utworach krasowych (P. Sobczyński, M. Szwarzynski, 1973). Pozostałe przypadki, mineralizacja galeną i brunkitem, mogą budzić pewne kontrowersje, gdy chodzi o ich genezę. O roztworach, które doprowadziły do ich powstania, można powiedzieć jedynie, że były niskotemperaturowe, o czym świadczyć może obecność brunkitu (por. L. Zawiślak, 1970), i stwarzały środowisko redukcyjne. Trzeba też dodać, że występowanie produktów ich działalności jest ograniczone do jam krasowych, wytworzonych w wyniku krążenia wód gruntowych. W związku z tym jest wysoce prawdopodobne, że obserwowana mineralizacja powstała w wyniku remobilizacji złoża w warunkach supergenicznym.

Prowadzone aktualnie w rejonie Chrzanowa badania wód kopalnianych i cieków powierzchniowych pochodzących z triasowego poziomu wodonośnego wykazują podwyższone zawartości metali ciężkich, zwłaszcza cynku i ołowiu, dochodzące do kilku mg/l. Świadczy to o możliwości rozpuszczania i przenoszenia tych metali przez wody gruntowe w obszarze występowania złóż rud. Zatem roztwory, które spowodowały powstanie okruszczenia w jamach krasowych, mogły być zwykłymi wodami meteorycznymi (por. R. Hagni, O. Grave, 1964; P. Zuffardi, I. Salvadori, 1964; I. Smolarska, 1968; A. Bernard, 1973). Nie można przy powstawaniu niektórych minerałów, zwłaszcza siarczków, wykluczyć udziału mikroorganizmów z grupy anaerobów, zwłaszcza bakterii siarkowych (por. m. in. V. Caumartin, 1963). Źródłem metali było zapewne wietrzejące złożo siarczkowe występujące w horyzontach rudnych. Wiek remobilizacji określić można na starszy trzeciorzęd.

Zakłady Górnicze „Chrzanów”, 32-540 Trzebinia-Siersza

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Alexandrowicz S. W. (1969), Utwory paleogenu w południowej części Wyżyny Krakowskiej (Couches du Paléogène de la partie méridionale du Plateau de Cracovie). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 39, 4, Kraków, pp. 681—694.
- Bartonec F. (1906), Über die erzführenden Triassschichten Westgaliciens. *Öster. Z. Berg. und Hüttenwesen*, 54, 50—51, Wien.
- Bernard A. J. (1971), Metallogenic Processes of Intra-karstic Sedimentation. Ores in Sediments, ed. by G. C. Amstutz and A. J. Bernard, *Springer-Verlag* Berlin, Heidelberg, New York, pp. 43—57.
- Bogacz K., Dżułyński S., Hermańczyk C. (1970), Ore-filled hydrothermal karst features in Triassic rocks of the Cracow—Silesian region (Utwory krasu hydrotermalnego w dolomitach kruszconośnych). *Acta geol. pol.*, 20, 2, Warszawa, pp. 247—267.

- Bogacz K., Dżułyński S., Harańczyk C. (1973), Caves filled with elastic dolomite and galena mineralization in disaggregated dolomites (Jaskinie wypełnione osadem dolomitycznym i mineralizacja galenowa w rozsypliwym dolomicie kruszonośnym). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 43, 1, Kraków, pp. 59—71.
- Bretz J. H. (1950), Origin of the filled sink structures and circle deposits of Missouri. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 61, 8, New York, pp. 789—834.
- Caumartin V. (1963), Review of the microbiology of underground environments. *Bull. National Speleol. Soc.*, 25, 1, Arlington, pp. 1—14.
- Dżułyński S., Żabiński W. (1954), Ciemne wapienie w jurze krakowskiej (Dark limestones in the Cracowian Jurassic sediments). *Acta geol. pol.*, 4, 1, Warszawa, pp. 181—190.
- Ford T. D. (1969), Dolomite tors and sandfilled sink holes in the Carboniferous limestone of Derbyshire, England. *The Periglacial Environment*, ed. by T. L. Péwé. *McGill-Queens University Press*, Montreal, pp. 391—393.
- Gradziński R. (1962), Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej (Origin and development of subterranean Karst in the Southern part of the Cracow Upland). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 32, 4, Kraków, pp. 429—530.
- Hagni R. D., Grawe O. R. (1964), Mineral paragenesis in the Tri-State District Missouri, Kansas, Oklahoma. *Econ. Geol.*, 59, Lancaster, p. 456.
- Heyl jr. A. V., Agnew A. F., Lyons E. J., Behre jr. C. H. (1959), The Geology of Upper Mississippi Valley Zinc-Lead District. *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 309*, Washington.
- McCormick J. E., Evans L. L., Palmer R. A., Rasnick F. D. (1971), Environment of the zinc deposits of the Mascot — Jefferson City District, Tennessee. *Econ. Geol.*, 66, 6, pp. 757—762.
- Panek S., Szuwarzyński M. (1974), Rudy utlenione cynku w złożu kopalni Matylida. *Rudy i Met. Nieżel.*, 19, 2, Katowice, pp. 71—74.
- Radwański A. (1968), Transgresja dolnego tortoniu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej (Lower Tortonian transgression onto the Miechów and Cracow Uplands). *Acta geol. pol.*, 18, 2, Warszawa, pp. 400—445.
- Siedlecki S. (1952), Utwory geologiczne obszaru między Chrzanowem a Kwaczałą. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 60, Warszawa.
- Smolarska I. 1968, Charakterystyka złoża rud cynku i ołowiu kopalni Trzebionka (Characteristic of the zinc and lead ore deposit of the Trzebionka mine). *Pr. Geol. (Geol. Trans.)*, 47, Warszawa, p. 47.
- Sobczyński P., Szuwarzyński M. (1973), Baryt w komorach krasowych w kopalni Trzebionka (Barite occurrence in karst cavities in the Trzebionka mine). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 43, 3, Kraków, pp. 315—318.
- Sobczyński P., Szuwarzyński M. (1974), Wykształcenie dolomitów i horyzonty rudne w dolnym wapieniu muszlowym w kopalni Trzebionka (Dolomites and ore horizons in the Lower Muschelkalk of the Trzebionka mine). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 44, 4, Kraków.
- Zawiślak L. (1970), Brunkit z kopalni Olikusz. *Rudy i Met. Nieżel.* 15, 6, Katowice, pp. 419—422.
- Zuffardi P., Salvadori I. (1964), Supergene sulfides and sulfates in the supergene zones of sulfide ore deposits. *Developments in sedimentology*, vol. 2. ed. by G. C. Amstutz. *Elsevier Publ. Comp.*, Amsterdam, London, New York, pp. 91—101.

SUMMARY

Abstract: Sinkholes in the ore-bearing dolomite contain small amounts of sulfide ores, chiefly galena and iron sulfides. These accumulations are younger than the main sulfide mineralization in the Triassic of the Cracow — Silesian region and resulted through remobilization processes in the zone of weathering.

The ore-bearing dolomite in the Muschelkalk of the Cracow — Silesian region is the host of sulfide ores. Much of these ores occur as infillings of cavities which, by some authors, are also regarded as produced by hydrothermal solutions („hydrothermal karst” in the meaning of Bogacz et al., 1970). There are, however, small amount of sulfide ores which seem to be associated with ordinary meteoric karst features developed in the zone of weathering. Such sulfides show no specific spatial relationship to the main body of ores and ore definitely younger than the primary sulfides. The following considerations are devoted to such secondary sulfide ores in sinkholes and are based upon observations from the Matylda mine in the vicinity of Chrzanów, west of Cracow.

To begin with, it seems advisable to recall that the ore-bearing dolomite and the sulfide ores resident in it were exposed to intensive subaerial weathering and dissolution during early Tertiary time. Consequently, an extensive karst surface was developed in carbonate rocks throughout much of the Cracow — Silesian region. This surface was veneered, in places, by insoluble residues and subsequently covered by marine clays of Tortonian (Middle Miocene) age (e.g. Radwański 1968, Alexandrowicz 1969).

A prominent feature of the above mentioned, pre-Tortonian karst surface is its display of sinkholes (Fig. 1—4). Such sinkholes occur also in the ore-bearing dolomite and are characterized by the presence of sulfides (Fig. 6). The sinkholes under consideration may attain 100 m. in width and 60 m in vertical extent. They are filled with collapse breccias made up of angular dolomite fragments. The lowermost converging walls of sinkholes are sharp solution surfaces. The upper walls are less sharply defined and there may be a gradation between the fractured and crackled dolomite and the clastic fill of sinkholes (Fig. 1). The voids between the rock fragments and blocks in the collapse breccias are filled with disaggregated dolomitic grains, insoluble residuals, calcite and sulfide ores. The insoluble residues, chiefly red or green clays and very fine quartzose sands are obviously derived from the karst surface. These residues were first accumulated on the top of the ore-bearing dolomite and then they were carried downward into the caverns below.

The sulfides tend to concentrate in the lower parts of sinkholes (Fig. 6). They are comprised of galena, marcasite, pyrite and brunckite. Sphalerite occurs only in very insignificant amounts. In addition to the above mentioned sulfide minerals the sinkholes contain small amounts of barite.

The galena which is the most prominent sulfide mineral in sinkholes is of two types: 1. detrital and, 2. autigenic. The detrital galena is evidently derived from pre-existing older galena veins and is a part of the clastic fill (compare also Bogacz et al., 1973). The autigenic galena occurs in very subordinate amounts and is associated with coarse crystalline calcite and with accumulations of disaggregated dolomitic grains. Such galena occurs in form of euhedral crystals and resulted from remobilization processes.

Two stages in development of sinkholes can be differentiated (Fig. 5). The first stage was initiated by formation of „sanded dolomites” through dissolution of crystals edges and appearance of caverns (compare also Bogacz et al., 1970). A characteristic feature of this stage is that the dissolving solutions were devoid of surfacial contaminations. Therefore, the caverns produced are filled exclusively with disaggregated dolomitic grains derived from the enclosing country rock. Such internal sediments are characterized by current lamination and have already been described by Bogacz et al., 1973 — as „laminates”. The caves filled with laminates show also galena mineralization (autigenic). Bogacz et al. 1973 leave the nature of solutions responsible for the disaggregation, cavity-making and galena mineralization open to discussion. The present authors assume that all these processes were genetically related to the formation of sinkholes and were effected by ordinary karst waters.

As solution and brecciation proceeded upwards the cavernization process has reached the karst surface and the insoluble residues accumulated on this surface were carried into the cavities below. By this, the second stage of development was started which finalized in the formation of sinkholes as we see them today (Fig. 1). The process of disaggregation was still progressing and some of the dolomite blocks in collapse breccias became „sanded” or were transformed into a soft quasi-plastic mass of fine particles („shalification” in the meaning of Heyl et al., 1959, compare also Bogacz et al., 1973).

Concluding our consideration it may be stated that small amounts of sulfide ores in the ore-bearing dolomite were deposited in karst features produced by the action of meteoric water in the zone of weathering. Such sulfide accumulations are partly due to remobilization processes. It should be added that the remobilization processes by ordinary ground waters have been invoked to explain the origin of all the cavity-filling sulfide ores in the Cracow-Silesian region (Smolarska, 1968) and similar ores elsewhere (e. g. Bernard, 1973). This idea is not followed by the present authors. The presence of secondary sulfides in sinkholes proves, however, that remobilization processes are possible and may contribute to the formation of sulfide ores.