

Substancja organiczna genetycznie związana z siarczkowymi rudami cynku i ołowiu na Górnym Śląsku

Maria Sass-Gustkiewicz*, Barbara Kwiecińska*

Organic matter genetically related to the sulfide ores of zinc and lead in Upper Silesia (southern Poland)

S u m m a r y. Organic matter contained in large amounts in the Upper Silesian Zn–Pb ore deposits has been identified as dopplerite, calcium humate. This humic, amorphous substance precipitated from humic acids loaded by calcium ions. The precipitation of dopplerite is contemporaneous with sulfide deposition at the time of initial and mature karst processes. The hydrothermal karst dissolution supplied calcium ions but the source of humic acids is still conjectural.

Czarna, amorficzna substancja organiczna (SO) występująca w górnośląskich złożach rud cynkowo-ołowiowych była przedmiotem badań już od ponad stu lat. Althans (1891) i Stappenbeck (1928) opisywali ją jako materiał humusowy nazywając ją Humilitkohle, Pechkohle, Asphalt lub Erdpech. Później polscy geolodzy używali określeń substancja węglowa (Krajewski i in., 1971; Lipiarski, 1971) oraz węgiel brunatny (Kołcon & Wagner, 1983). Keil (1956) obok substancji humusowej relacjonował obecność substancji bitumicznej w złożu Bolesław, w postaci cienkich wkładek pośród marglistych skał otaczających oraz lamin w zmineralizowanych osadach wewnętrznych. Jednakże, te ostatnie zostały później zidentyfikowane przez Krajewskiego i in. (1971) jako substancja humusowa całkowicie pozbawiona bituminów. Natomiast obecność bituminów w iłach witrilowych w ilości 0,2–1,3% obj. odnotował Michalik (1997).

Dyskusja na temat genezy złóż górnośląskich spowodowała zwiększenie zainteresowania ewentualnym współdziałaniem omawianej SO w ich powstaniu. Zwykle substancja ta była traktowana jako późniejsza domieszka nie związana z procesami złotowórczymi, zdeponowana mechanicznie przez wody infiltrujące z nadległych warstw po powstaniu złóż (Lipiarski, 1971; Harańczyk, 1988). Podobnie Stappenbeck (1928) uważał ją za substancję redeponowaną z otaczających złoża triasowych skał węglanowych, z którymi jego zdaniem się osadzała. Ci autorzy którzy dostrzegali przestrzenny związek pomiędzy SO i rudami uważali, że migrowała ona descenzyjnie w formie rzeczywistych rozтворów wodnych (Krajewski i in., 1971) lub w formie żeli (Kołcon & Wagner, 1983) w czasie formowania się złoża siarczków. Keil (1956) natomiast, akceptując ścisły związek genetyczny między SO i siarczkowymi rudami, traktował go jako argument na korzyść syngentycznej interpretacji powstania górnośląskich złóż.

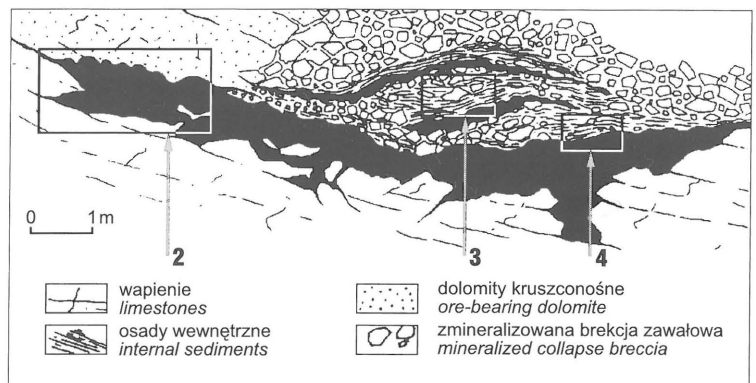
Celem niniejszej publikacji jest przedstawienie związków między SO i siarczkami oraz pod-

sumowanie najnowszych badań autorek nad geochemiczną naturą tej substancji (Sass-Gustkiewicz & Kwiecińska, 1994; Kwiecińska i in., 1997a; 1997b).

Opisy górnośląskich złóż rud cynkowo-ołowiowych, będących klasycznym przykładem złóż typu Mississippi Valley znane są z licznych publikacji. Ich cytowania dotyczące geologii ogólnego obszaru, opisu poszczególnych złóż oraz genetycznej interpretacji obserwowanych w nich zjawisk, czytelnik znajdzie między innymi w pracach: Bogacz i in. (1970), Sass-Gustkiewicz i in. (1982), Dżużyński & Sass-Gustkiewicz (1985, 1993), Sass-Gustkiewicz (1985) oraz Wodzicki (1987).

Obecność SO była rejestrowana we wszystkich kopalniach w obszarze górnośląskim. Jednakże opisy jej występowania różnią się znacznie pod względem precyzji. Większość historycznych danych pochodzi z niedostępnych dzisiaj kopalni rejonu Bytomia (Stappenbeck, 1928; Keil, 1956). Stosunkowo dużo informacji o SO pochodzi ze złóż w rejonie Olkusza (Keil, 1956; Krajewski i in., 1971; Lipiarski, 1971; Kołcon & Wagner, 1983). Tylko jedna publikacja opisuje jej występowanie w rejonie Chrzanowa (Szuwarzyński, 1975).

Trudno oszacować ilość SO występującej w poszczególnych złożach ponieważ żaden z opisów nie zawiera danych liczbowych. Zwykle ocena ta jest ogólnikowa jak np. liczne wystąpienia o dużej objętości (Krajewski i in., 1971; Lipiarski, 1971). Nowsze dane o wystąpieniach SO zgromadzone w trakcie profilowania odsłoneń w kopalni Pomorzany,



Ryc. 1. Skupienie doplerytu pierwszego typu (D1) wypełniające najniższą część kawerny pokryte zmineralizowaną brekcją oraz zmineralizowanymi osadami wewnętrznymi. Ten sam rodzaj doplerytu tworzy również warstwy pośród drobnolaminowanych osadów wewnętrznych zawierających dopleryt drugiego typu (D2) (w ramach wycinki 2, 3 i 4 przedstawione odpowiednio na rycinach: 2, 3 i 4). Kopalnia Pomorzany

Fig. 1. Structureless dopplerite infilling the lowermost part of a cave covered with mineralized collapse breccia and/or mineralized internal sediments. Layer-like accumulations of structureless dopplerite are enclosed within laminated internal sediments containing dopplerite fine grained type (inserts 2, 3 and 4 displayed respectively in Figs. 2, 3 and 4). Pomorzany Mine

choć tylko dwuwymiarowe (Kołcon & Wagner, 1983; Sass-Gustkiewicz & Kwiecińska, 1994) pozwalają stwierdzić, że wielkość jej skupień zawiera się w bardzo dużym

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



Ryc. 2. Dolna część kawerny rozwiniętej na kontakcie wapieni i dolomitów kruszczośnych wypełniona doplerytem (D1) (wycinek 2 z ryc. 1)

Fig. 2. Bottom of a cave developed at limestone-dolomite contact filled with structureless dopplerite (insert 2 in Fig. 1)



Ryc. 3. Syndepozycyjne deformacje zmineralizowanych osadów wewnętrznych zawierających dopleryt, spowodowane upadkiem okruchów oraz masowym zawaleniem stropu kawerny (wycinek 3 z ryc. 1)

Fig. 3. Dropstone- and collapse-induced deformations of mineralized internal sediments containing dopplerite (insert 3 in Fig. 1)



Ryc. 4. Zmineralizowane osady wewnętrzne zawierające dopleryt wykazują plastyczno-kruche deformacje (wycinek 4 z ryc. 1)

Fig. 4. Sphalerite-rich internal sediments containing dopplerite show plastic-brittle deformations (insert 4 in Fig. 1)

przedziale. Począwszy od drobnych kilkucentymetrowych skupień o różnorodnych formach do znacznych nagromadzeń porównywalnych objętościowo z nagromadzeniami siarczków. Zwykle mają nieregularne formy zależne od

kształtu wolnej przestrzeni, którą wypełniają. Wyróżnić można wśród nich nagromadzenia w formie gniazd oraz nieregularnych żył. Wielkość skupień gniazdowych SO waha się od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów średnicy, a formy żyłowe, rozprzestrzeniają się na długości kilku do kilkudziesięciu metrów przy miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do 2 metrów.

We wszystkich złożach górnośląskich wyróżniano makroskopowo dwie odmiany SO. Pierwsza (dopleryt — D1) to czarna błyszcząca substancja czasami o bardzo intensywnym połysku. Substancja ta rozpada się na drobne pryzmatyczne ziarna lub nieregularne fragmenty o muszlowym lub kostkowym przełamie. Ta odmiana doplerytu ulega łatwo dezintegracji na skutek gwałtownej utraty wilgotności. Wszystkie badane świeże próby zawierały 17–25% objętościowych wody higroskopijnej. Druga odmiana (D2) to brązowa lub czarno-brązowa substancja, matowa o charakterystycznej brązowej rysie. Powierzchnie przełamów pojedynczych fragmentów są nierówne. Jest substancją bardzo kruchą a jej skupienia łatwo się rozsypują tworząc formy pyłu lub submikroskopowej wielkości ziarna.

Zarówno wysoka zawartość kwasów humusowych osiągnąca 95% objętościowych składu badanej substancji oraz zawartość wapnia dochodząca do 8% pozwalają na zidentyfikowanie jej jako doplerytu — huminianu wapnia (wapniowej soli kwasu humusowego). Szczegółowa charakterystyka geochemiczna doplerytu została przedstawiona w pracach: Sasse-Gustkiewicz & Kwiecińska, (1994) oraz w Kwiecińska i in. (1997a, 1997b).

Analiza mikroskopowa nie ujawniła żadnych różnic pomiędzy dwoma odmianami doplerytu. W obu typach doplerytu stanowi czysty euzełinit. Nie stwierdzono obecności innych macerałów należących do grup liptynitu czy inertynitu. Badania palynologiczne również nie wykazały obecności spor ani pyłków co niestety uniemożliwia ocenę wieku badanej substancji. Pomiarów mikrofotometrycznych ujawniły bardzo niską refleksyjność w granicach 0.28–0.36%.

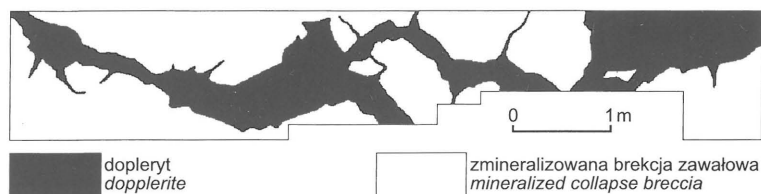
Analiza elementarna węgla i wodoru potwierdziła niski stopień uwęglenia doplerytu (zawartość węgla — do 65% obj., wodoru — do około 4,0% obj. w stanie suchym, bezpopiołowym). Wartość stosunku atomów H/C poniżej 1 jest typowa dla kwasów humusowych pochodzących z roślin lądowych. Zgodnie z opinią Hatcher'a i in. (1986) niska wartość H/C wyklucza bitumiczne pochodzenie doplerytu.

Badania pyrolizy metodą Rock-Eval wykazały niskie wartości wskaźnika wodoru (HI = 8–16) i wysokie wskaźniki tlenu (OI = 61–92), które są charakterystyczne dla humusowych substancji organicznych. Wyniki szczegółowych badań geochemicznych doplerytu (Kwiecińska i in., 1997b) potwierdziły jego allochtoniczne pochodzenie i silny stopień utlenienia i ponadto obecność wielu struktur charakterystycznych dla materii organicznej o niskim stopniu przeobrażenia.

Powyższe dane wskazują jednoznacznie, że badana substancja organiczna jest precypitatem powstałym wskutek reakcji kwasów humusowych z kationami wapnia.

Środowisko występowania SO

Występowanie wyróżnionych powyżej typów SO w złożach górnośląskich wydaje się być związane ze specyfiką ich najbliższego otoczenia. Występuje ona jako wypełnienie wolnych przestrzeni w złożu krasowym oraz w niewielkiej ilości w skałach otaczających złoża. Poniżej przedstawiono najbardziej charakterystyczne miejsca i sposoby jej wystę-



Ryc. 5. Nieregularne formy skupień doplerytu (D1) wypełniające pustki w obrębie zmineralizowanych brekcji zawałowych w kopalni Bolesław (zmodyfikowane na podstawie Krajewskiego i in., 1971)

Fig. 5. Highly irregular form of the dopplerite accumulation hosted in interfragmental voids of the mineralized karst-collapse breccia, Bolesław Mine (modified after Krajewski et al., 1971)

powiania poczynając od najpospolitszych wraz z ich krótkim opisem:

Spąg kawern. Spąg złoża krasowego w górnośląskich złożach rud Zn–Pb stanowi typową powierzchnię rozpuszczania charakterystyczną dla dojrzałych form krasowych. Zwykle powierzchnia ta pokryta jest brekcją zawałową i/lub osadami wewnętrznymi. Miąższość zachowanych osadów wewnętrznych oraz pionowy zasięg jej zachowanych ścian odzwierciedla oryginalną wysokość kawerny przed jej zawaleniem się (Dżułyński & Sass-Gustkiewicz, 1985).

Największe nagromadzenia doplerytu pierwszego typu wypełniają spąg kawern tworząc bezstrukturalne skupienia. Nieregularna dolna ich granica pokrywa się z krasową powierzchnią spągu (ryc. 1, 2). Górna powierzchnia tych skupień, podobnie jak i w innych miejscach złoża pozbawionych SO, pokryta jest zmineralizowaną brekcją lub zmineralizowanymi osadami wewnętrznymi. Skupienia te często zawierają idiomorficzne kryształki galeny, sfalerytu i markasytu tworzące w niektórych przypadkach znaczne krustyfikacje paragenetycznie związane z dopleritem. W licznych miejscach w obrębie SO występują okruchy siarczków różnych generacji.

Krasowe brekcje zawałowe. Dopleryt wypełniający przestrzeń pomiędzy okruchami zmineralizowanych brekcji zawałowych należy do pierwszego z wymienionych typów makroskopowych. Nagromadzenia te mają bardzo nieregularny kształt i zróżnicowaną wielkość (ryc. 5). Tworzą one zarówno różnokierunkowo rozprzestrzenione formy pseudo-żyłowe jak i skupienia gniazdowe. W tych ostatnich przypadkach objętość SO kilkakrotnie przewyższa objętość otaczających bloków brekcji (porównaj z Fig. 2 w: Sass-Gustkiewicz & Kwiecińska, 1994). Nagromadzenia te musiały zatem wypełnić wolną przestrzeń w obrębie brekcji zanim ich górna powierzchnia została przykryta blokami dolomitów i okruchów rud powstałych w procesie brekcjowania zawałowego, tzn. w czasie relatywnego spokoju pomiędzy kolejnymi jego epizodami.

Przelawicenia pośród osadów wewnętrznych. Zmineralizowane osady wewnętrzne są powszechnie spotykane w górnośląskich złożach. Ich petrografia, struktury oraz genetyczna interpretacja zostały opisane w pracy Sass-Gustkiewicz (1996). W osadach tych napotykanne są oba makroskopowo wyróżnione typy SO. Pierwszy z nich występuje w formie warstw (ryc. 1) tworzących przelawicenia z drobnolaminowanymi osadami wewnętrznymi zawierającymi SO drugiego typu (ryc. 1, 3). Warstwy te mogą osiągać miąższość kilkudziesięciu centymetrów rozprzestrzeniając się na długości kilkudziesięciu metrów. Zmineralizowane osady wewnętrzne zawierające SO cechują się takimi samymi syndepozycyjnymi deformacjami plastycznymi (ryc. 4),

wywołanymi upadkiem pojedynczych okruchów lub masywnym zawałem stropu kawerny, jak zmineralizowane osady wewnętrzne pozbawione tej substancji (Bogacz i in., 1973; Sass-Gustkiewicz, 1996). Oznacza to, że SO wraz z kruszcowymi składnikami osadów wewnętrznych została zdeponowana w trakcie formowania się zmineralizowanej struktury zawałowej (Dżułyński & Sass-Gustkiewicz, 1985).

Kanały cyrkulacji wód krasowych. W kopalni Pomorzany obserwowano SO, która wypełniała niewielkie kawerny o charakterystycznym okrągłym przekroju i nienaruszonym zawałem stropie. Formy takie reprezentują przekroje przez kanały cyrkulacji wód krasowych typowe dla warunków freaticznych. Są one zwykle połączone z nadległymi strukturami brekcjowymi. W formach tych obserwowano oba makroskopowe typy SO.

Dolomity kruszczońskie i wapienie triasowe. Dopleryt w dolomitach kruszczońskich występuje rzadko. W zachodniej części niecki bytomskiej znaleziono w nich pojedyncze wystąpienia w formie małych soczewek długości 15 cm i miąższości 2 cm (Cybis & Cybis, 1960). Większe jego ilości notowane były w rejonie chrzanowskim gdzie tworzył nieregularne gniazda i sferoidy wielkości do 20 cm (Szuwarzyński, 1975).

Z rejonu chrzanowskiego pochodzą również jedyne w obszarze górnośląskim informacje o występowaniu SO w obrębie niezmiennych dolomitacją węglanowych skał triasowych. Według Szuwarzyńskiego (1975) SO spotykana była we wszystkich odmianach litologicznych skał, a szczególnie w tych, które mają podwyższoną zawartość minerałów ilastych. Jej skupienia mają różnorodną wielkość i kształt. Najczęściej tworzą soczewki o długości dochodzącej do 20 cm bądź cienkie faliste laminy.

Iły witiolowe a substancja organiczna

Czarne iły witiolowe występujące w złożach niecki bytomskiej, powszechnie uważane za reziduum powstałe z rozpuszczania marglistych skał węglanowych, są nazwę zawdzięczają zawartości minerałów siarczanowych jak melanteryt czy epsomit, zwanych dawniej witiolami. Tworzą się one współcześnie wskutek utleniania siarczków żelaza w środowisku skał węglanowych.

Keil (1956) pisze o obecności znacznych ilości humusowej i bitumicznej SO w iłach witiolowych. Opinia ta stoi w jaskrawej sprzeczności z opinią Cybis & Cybis (1960), którzy w oparciu o profilowanie dziesiątków metrów wyrobisk górniczych w tych samych kopalniach, stwierdzili obecność zaledwie jednej soczewki substancji węglistej, o wielkości 1 cm x 3 mm. Zdaniem tych autorów nawet odprowadzenie kalcytu w procesie krasowego rozpuszczania otaczających skał węglanowych nie doprowadziło do istotnego wzbogacenia iłów w substancję organiczną ponieważ średnia zawartość pierwiastka węgla w iłach witiolowych wynosi 0,45% w porównaniu ze średnią zawartością w skałach macierzystych równą 0,41%. Do podobnej opinii przychylił się ostatnio również Michalik (1997), który przyznaje, że badane przez niego dotąd iły witiolowe z niecki bytomskiej zawierające SO (fide Michalik, 1997), są w gruncie rzeczy osadami wewnętrznymi. Autorki przychyliła się do opinii, że rezidualne iły witiolowe nie są środowiskiem występowania doplerytu.

Równoczesność depozycji rud i substancji organicznej

Podsumowując przedstawione powyżej oraz prezentowane we wcześniejszej publikacji (Sass-Gustkiewicz & Kwiecińska, 1994) dane stwierdzić można, że teza o równoczesności depozycji dopleptytu i siarczkowych rud wydaje się być uzasadniona w świetle zestawionych poniżej faktów:

1. Nagromadzenia dopleptytu znajdujące się pod zmineralizowaną brekcją i zmineralizowanymi osadami wewnętrznymi, na samym dnie kawern świadczą, że dopleptyt precypitował w nich od samego początku mineralizacji w dojrzałych formach krasowych;

2. Obecność okruchów minerałów kruszcowych w obrębie skupień dopleptytu należących do różnych stadiów mineralizacji (Sass-Gustkiewicz, 1985) wskazuje, że wytrącał się on w czasie różnych stadiów rozwoju złoża;

3. Zmineralizowane osady wewnętrzne zawierające SO ujawniają deformacje wskazujące na syndepozycyjność precypitacji dopleptytu i minerałów rudnych (Sass-Gustkiewicz, 1996);

4. Idiomorficzne tekstury siarczków oraz kalcytów występujących w obrębie SO dowodzą, że roztwory z których wytrącał się dopleptyt były również zdolne do precypitacji siarczków i węglanów.

Dyskusja

Regionalne rozmieszczenie dopleptytu. Z trzech obszarów eksploatacji rud górnośląskich tylko w dwóch: bytomskim i olkuskim notowano obecność dopleptytu w obrębie ciał złożowych. W obu obszarach siarczki wypełniają głównie wolne przetrzenie w dojrzałych formach krasowych. W obszarze chrzanowskim natomiast, gdzie większość rud powstała przez zastępowanie dolomitów kruszczoonych, a występujące w nich zjawiska krasowe mają charakter proto-krasowy (zaczątkowy), dopleptyt występuje tylko w formie synsedymenacyjnych skupień w skałach otaczających bez związku z mineralizacją siarczkową (Szuwarzyński, 1975).

Precypitacja dopleptytu (huminienu Ca) zależy bezpośrednio od dwóch czynników: obecności jonów wapnia i dostępu kwasów humusowych.

1. W warunkach towarzyszących powstawaniu złóż górnośląskich jony wapnia dostarczane są przez krasowe rozpuszczanie skał otaczających złoża. Ilość uwalnianych jonów Ca wzrasta w miarę rozwoju złożowych form krasowych, od etapu proto-krasowego, przez etap krasu inicjalnego do etapu krasu dojrzałego (Sass-Gustkiewicz, 1985). Można przyjąć, że ilość jonów Ca uwolnionych w czasie formowania się złoża proto-krasowego mogła być za mała do precypitacji dopleptytu nawet wtedy gdyby kwasy humusowe były dostarczane do środowiska precypitacji. Pogląd ten znajduje potwierdzenie w świetle wyników badań inkluzji ciekłych wykazujących regionalne zróżnicowanie zawartości wapnia (Kozłowski, 1995). I tak w rejonie chrzanowskim inkluzje są ubogie w wapń podczas gdy jego ilość istotnie wzrasta w inkluzjach w kierunku północnym, osiągając w rejonie Olkusza najwyższe zawartości. Fakt ten tłumaczyłby brak dopleptytu w złożu w rejonie chrzanowskim, gdzie występują prawie wyłącznie formy proto-krasowe oraz ich obecność w obszarach olkuskim i bytomskim gdzie złoża występują pośród najlepiej rozwiniętych dojrzałych form krasowych.

2. Obecność kwasów humusowych jest uwarunkowana zakresem temperatur. Optymalne warunki ich stabilności zawierają się w granicach od 80° do 120°C. Dolna granica

wyznaczona jest metabolizmem bakterii, górna zaś rozkładem kwasów. Według Kozłowskiego (1995) temperatury precypitacji siarczków w obszarze chrzanowskim osiągały 158°C podczas gdy w olkuskim spadały poniżej 139°C. Wynika z tego, że temperatury towarzyszące tworzeniu się siarczkowych złóż w obszarze chrzanowskim nie sprzyjały generacji i stabilności kwasów humusowych co było już możliwe w obszarze olkuskim.

Jak z tego wynika oba z wymienionych czynników nie sprzyjały precypitacji dopleptytu w obszarze chrzanowskim w okresie formowania się złoża rud siarczkowych, kiedy jak wskazują przedstawione powyżej materiały dopleptyt się strącał. Być może ich superpozycja doprowadziła do regionalnego zróżnicowania w rozmieszczeniu dopleptytu.

Pierwotne źródło kwasów humusowych. Dane geochemiczne (Sass-Gustkiewicz & Kwiecińska, 1994; Kwiecińska i in., 1997b) dowodzą, że dopleptyt jest substancją allochtoniczną, która wytrącała się z utlenionych roztworów wodnych transportujących kwasy humusowe z nieznanego pierwotnego źródła. W warunkach złóż górnośląskich istnieje kilka możliwości ich pochodzenia.

1. **Substancja organiczna rozproszona w skałach otaczających.** Według Kozłowskiego (1995) wapienie i dolomity środkowego triasu otaczające złożo, pozbawione mineralizacji siarczkowej, zawierają rozproszoną SO. Substancja taka jest potencjalnym źródłem kwasów organicznych, które mogą powstawać bądź na drodze bezpośredniej termicznej ich generacji, zgodnie z modelem Surdama i Crossey (zob. Spirakis & Heyl, 1993) bądź wskutek termochemicznej redukcji tiosiarczanów (kompleksów transportujących metale), procesem w którym kwasy organiczne tworzą się równocześnie z precypitacją siarczków (Spirakis & Heyl, 1993).

Obie hipotezy wydają się być bardzo prawdopodobne w świetle ostatnich studiów nad termiczną historią Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Banaś i in., 1996). Autorzy ci stwierdzili obecność istotnego wydarzenia termicznego, w którym najwyższe temperatury przypadają na przełom triasu i jury co ściśle odpowiada zakładanej przez autorkę (Sass-Gustkiewicz i in., 1982) złożotwórczej aktywności hydrotermalnej. Wyjaśniałoby to ponadto bliskie związki genetyczne dopleptytu i siarczków.

2. **Węgiel karboński z Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.** Bliskie sąsiedztwo Zagłębia pozwala rozważać również ten węgiel jako potencjalne źródło kwasów humusowych. Kwasy te mogą być ekstrahowane przez ascenzyjne roztwory hydrotermalne i następnie transportowane do miejsca depozycji (Sass-Gustkiewicz & Kwiecińska, 1994). Idea ta jest spójna z koncepcją złożotwórczej roli krasu hydrotermalnego oraz propozycją Wodzickiego (1987), który karbońskie osady uważa za źródło metali występujących w omawianych złożach.

3. **Rośliny rosnące na erozyjnej paleopowierzchni.** Obecność zwęglonych szczątków roślinnych w nadległych skałach sugeruje, że kwasy humusowe mogły powstać wskutek utlenienia roślin, a następnie były grawitacyjnie przemieszczone w roztworach wodnych do miejsca precypitacji w tworzącym się złożu siarczkowym.

W skałach zalegających bezpośrednio nad złożami szczątki roślinne opisowe są jako pospolite zjawisko w kontynentalnych osadach kajpru (Bilan, 1976) oraz w dolnojurskich utworach zawierających tzw. blanowickie węgle brunatne. Przyjmując (wynikający z przesłanek geologicznych) za prawdopodobny okres tworzenia się tych złóż, czas poprzedzający środkowo-jurską transgresję morską, oba źródła można uznać

za bardzo prawdopodobne. Badania geochemiczne materiału organicznego rozproszonego w ilastych łupkach kajprowych (Kwiecińska i in., 1997b) wskazują na jego wyraźne geochemiczne podobieństwo do doplerytu.

4. **Skupienia doplerytu w skale otaczającej.** Według Tissot & Welte (1978) dopleryt jest podatny na rozpuszczanie i może być łatwo redeponowany w roztworach utlenionych w formie kwasów humusowych i reprecypitowany równocześnie z rudami siarczkowymi w formach krasowych.

Wnioski

1. Amorficzna substancja organiczna występująca w siarczkowych złożach rud cynku i ołowiu jest doplerytem - huminianem wapnia, allochtoniczną substancją pochodzenia roślinnego;

2. Dopleryt precypitował w wyniku reakcji kwasów humusowych migrujących w utlenionych roztworach wodnych z jonami wapnia równocześnie lub prawie równocześnie z rudami siarczkowymi;

3. Regionalne rozmieszczenie doplerytu wydaje się być kontrolowane temperaturą roztworów mineralizujących oraz dostępnością jonów wapnia uwalnianych przez hydrotermalne procesy krasowe z węglanowych skał otaczających;

4. W świetle ostatnich wyników uzyskanych ze szczegółowych badań geochemicznych doplerytu i substancji organicznej rozproszonej w nadległych osadach kajpru (Kwiecińska i in., 1997b) utwory te wydają się być najbardziej prawdopodobnym pierwotnym źródłem kwasów humusowych.

5. Ze względu na obserwowany ścisły przestrzenny związek doplerytu i siarczkowych rud Zn-Pb autorki sugerują, że kwasy humusowe mogły odegrać istotną rolę w procesie strącania rud.

Literatura

ALTHANS R. 1891 — Geol. Landesanst. Jahrb., 12: 37–98.
BANAŚ M., CLAUER N. & ŚRODOŃ J. 1996 — III Ogólnopolska Sesja Naukowa Datowanie Mineralów i Skał. UMCS Lublin: 6–12.

BILAN W. 1976 — AGH, Zesz. Nauk., Geol., 2, 3: 1–73.
BOGACZ K., DŻUŁYŃSKI S. & HARAŃCZYK C. 1970 — Acta Geol. Pol., 20: 247–267.
BOGACZ K., DŻUŁYŃSKI S., HARAŃCZYK C. & SOB-CZYŃSKI P. 1973 — Roczn. Pol. Tow. Geol., 43: 59–72.
CYBIS J. & CYBIS J. 1960 — Rudy i Metale Nieżelazne, 8: 331–334.
DŻUŁYŃSKI S. & SASS-GUSTKIEWICZ M. 1985 — [W:] Wolf, K.H. (ed.), Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits. Elsevier, Amsterdam: 391–439.
DŻUŁYŃSKI S. & SASS-GUSTKIEWICZ M. 1993 — Kwart. Geol., 37: 255–264.
HARAŃCZYK C. 1988 — Prz. Geol., 36: 403–405.
KEIL K. 1956 — Beih. Zeits. Geol., 15: 63.
KOŁCON I. & WAGNER M. 1983 — Kwart. Geol., 27: 739–754.
KOZŁOWSKI A. 1995 — Acta Geol. Pol., 45: 84–141.
KRAJEWSKI R. AN NGUYEN KHAK & KWIECIŃSKA B. 1971 — Rudy i Metale Nieżelazne, 6: 287–281.
KWIECIŃSKA B., CZECHOWSKI F. & SASS-GUSTKIEWICZ M. 1997a — Materiały Konferencyjne IV Biennale SGA. Turku, Finlandia, Ed. Papunen: 71–73.
KWIECIŃSKA B., CZECHOWSKI F., SASS-GUSTKIEWICZ M. & JEZERSKI A. 1997b — Mineral. Pol., 28: 45–64.
LIPIARSKI I. 1971 — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre, 19: 79–83.
MICHALIK M. 1997 — Materiały Konferencyjne IV Biennale SGA. Turku, Finlandia, Ed. Papunen: 547–550.
SASS-GUSTKIEWICZ M. 1985 — AGH, Zesz. Nauk., Geol., 31: 1–101.
SASS-GUSTKIEWICZ M. 1996 — D.F. Sangster (ed.), Soc. Econ. Geol., Spec. Publ., 4.
SASS-GUSTKIEWICZ M., DŻUŁYŃSKI S. & RIDGE J.D. 1982 — Econ. Geol., 77: 392–412.
SASS-GUSTKIEWICZ M. & KWIECIŃSKA B. 1994 — International Journal of Coal Geology, 26: 135–154.
SPIRAKIS C.S. & HEYL A.V. 1993 — [W:] J. Parnell (ed.), H. Kucha & P. Landais, Organics in Ore Deposits: 381–398.
STAPPENBECK R. 1928 — Arch. Lagerstaetten-Forschungs, 41: 72–76.
SZUWARZYŃSKIM. 1975 — Rudy Met. Nieżel., 20: 489–490.
TISSOT B.P. & WELTE D.H. 1978 — Petroleum Formation and Occurrence: 538.
WODZICKI A. 1987 — Roczn. Pol. Tow. Geol., 57: 3–36.

*

B. JAMVEIT & B.W.D. YARDLEY — Fluid Flow and Transport in Rocks. Mechanism and effects. London, 1997, Chapman a. Hall, 314 s.

Prezentowana tu monografia zajmuje się zjawiskami przepływu fluidów (cieczy i gazów) w skałach oraz ich skutkami geologicznymi. Dotyczy to zjawisk w skałach egzogenicznych, magmatycznych i metamorficznych. Te problemy rozpatrzono głównie od strony fizycznej, jak i chemicznej. Specjalną uwagę zwrócono na różne parametry skał, jak np. porowatość, przepuszczalność, czy zjawiska powierzchniowe, a także na różne skutki (efekty) takie, jak np. termiczne. Wnikliwie omówiono zaburzeniami strukturalno-tektoniczne w skałach. Podkreślono zjawiska ewolucji cech

fluidów, np. w czasie czy w procesie przemieszczania fluidów. Uwypuklono zachodzące procesy metasomatyczne (np. metasomatoza krzemionkowa). W zjawiskach zmian cech fluidów szczególną uwagę zwrócono na wzrost koncentracji niektórych składników fluidów, co ma duże znaczenie geologiczne (szczególnie złożowe). W tej monografii omówiono również sposoby modelowania przepływów fluidów.

Omawiana publikacja składa się z przedmowy i siedemnastu rozdziałów. Zachęcam zainteresowanych do zapoznania się ze wskazaną monografią, ze względu na interesujące ujęcie zagadnień i jasny styl.

Tadeusz Gałkiewicz