

Geneza minerałów okruchowych w utworach klastycznych niecki żytawskiej (Sudety)

Magdalena Jęczmyk*, Jacek R. Kasiński*, Eugeniusz Sztromwasser**, Barbara Kazimierska*, Ewa Wanda Górecka*

W latach 1991–1995 r. Zakład Geologii Surowców Mineralnych wraz z Oddziałem Dolnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego prowadził temat planowy pt. *Badania rozsypisk kopalnych na obszarze Sudetów i bloku przedsudeckiego* (Jęczmyk i in., 1995). Na podstawie danych z literatury wytypowano 59 obszarów do poszukiwań nagromadzeń minerałów ciężkich i złota, a na kilkunastu z nich prowadzono prace poszukiwawcze. Materiał do badań pochodził z rdzeni archiwalnych otworów wiertniczych oraz z odkrywek i odsłonień. Opróbowano i zbadano skład mineralny serii mułkowo-piaszczysto-żwirowych trzeciorzędu i czwartorzędu w zasięgu:

- ▶ rozpoznanych lub/i eksploatowanych złóż węgla brunatnego, glin, łąłow ceramicznych i kaolinów;
- ▶ rowów tektonicznych;
- ▶ hipotetycznych stożków napływowych;
- ▶ niektórych anomalii minerałów okruchowych we współczesnej sieci rzecznej.

Rejon niecki żytawskiej (ryc. 1) uznano za perspektywiczny ze względu na sygnalizowane w jego zasięgu przez wielu badaczy nagromadzenia minerałów ciężkich.

Według publikowanych danych, w utworach trzeciorzędowych i czwartorzędowych napotkano bogate koncentracje cyrkonu (Nawara, 1969).

Liczne dane dotyczą występowania syderytów w płonnych przewarstwieniach w złożu węgla brunatnego Turów. Kowalski & Szpila (1979) zwracają uwagę na powszechne występowanie syderytów w zwietrzelinie bazaltowej oraz w warstwach międzywęglowych. W otworze 9/53, w warstwach podwęglowych Kanasiewicz (1990) wykrył poziom kaolinitowo-syderytowy na głębokości 275–294 m. W otworze tym zawartość syderytu waha się od 16 do 41%. Dalsze poszukiwania rud żelaza typu syderytowego w dziewięciu pogłębionych otworach kopalnianych, usytuowanych wokół wspomnianego otworu dały negatywne wyniki (Subieta & Szymkowiak, 1991). W żadnym z nich nie stwierdzono występowania syderytów nad stropem podłoża, a tym samym nie potwierdziła się hipoteza o szerokim rozprzestrzenieniu węglanów żelaza w dolnej, podwęglowej serii ilastej.

Mineralizacja siarczków żelaza: pirytu i markasytu była tematem artykułu Kowalskiego & Hulasa (1979). Obecność siarczków stwierdzono w seriach międzywęglowych, w zwietrzelinie bazaltów oraz w kwarcu żyłowym występującym w złożu kaolinu. Na podstawie pokroju kryształów autorzy wnioskowali o ich szybkiej krystalizacji. Poszukiwania masywnej mineralizacji siarczkowej w rejonie Sieniawki, Białopola i Jasnej Góry nie dały pozytywnych rezultatów. Gęsta infrastruktura podziemna i niska oporność

zwietrzliny podłoża zakłócają obraz uzyskany za pomocą pomiarów polaryzacji wzbudzonej (Kanasiewicz, 1990; Kucharski & Słowikowski, 1988).

Śladowe ilości barytu, występujące z pirytem i galeną stwierdzono w tufach lapilli (Kuhl & Kruszewski, 1961) w sąsiedztwie otworu SP-34, na głęb. 319,8 m (ryc. 1).

W trakcie prac rozpoznawczych w strefie mineralizacji Th-TR-Nb w rejonie Markocic, w otworze IG-5 na głęb. 182 m natrafiono na 10-centymetrowej grubości żyłę barytową (Jęczmyk & Kanasiewicz, 1987; Nowakowski & Olszyński, 1982). Autorzy byli zgodni w opinii, że niecka żytawska jest perspektywiczna dla poszukiwań mineralizacji barytowej oraz wiązali ją z trzeciorzędową działalnością wulkaniczną.

O przejawach mineralizacji kruszcowej w skałach krystalicznych niecki, w rejonie Jasnej Góry pisze Mikulski (1988).

W obrębie tej samej struktury w strefie ryftowej Ohrzy na terenie Czech, w niedużej odległości od granic naszego kraju, mineralizacja fluorytowo-barytowa i kwarcowo-hematytowa występuje powszechnie i pozostaje w związku z siecią nieciągłości tektonicznych o kierunkach NW–SE lub ENE–WSW (Bernard, 1969). Chrt dowodzi, że mioceniński i czwartorzędowy cykl mineralizacji, wykształcony w formie żył fluorytowych i barytowych oraz metasomatycznych impregnacji, występuje w okolicach Děčína i Teplicka i wiąże go z dyslokacjami o kierunku ENE–WSW (Chrt, 1970). Żyły fluorytowo-barytowe z siarczkami Cu i As o kierunku NW–SE spotyka się w obrębie tej samej struktury bardziej na wschód, w miejscowościach Grabštejn, Bílý Kostel i Kržany. Zdaniem Chrta, mamy tu do czynienia z formacją wczesnolaramijską na pograniczu kredy i paleogenu (Bernard, 1969; Chrt, 1980).

Zarys budowy geologicznej

Niecka żytawska ma charakter depresji tektonicznej rozwiniętej na skrzyżowaniu dwóch regionalnych pasmowych stref wzmoczonej aktywności tektoniczno-wulkanicznej; rowu kruszcogórskiego o charakterze ryftu kontynentalnego, tzw. ryftu Ohrzy o orientacji SSW–NNE i łużycko-łabskiej strefy tektoniczno-wulkanicznej o orientacji NW–SE (Kopecký, 1979). Niecka żytawska leży na północnym skrajku ryftu Ohrzy, który w tym rejonie ulega bifurkacji na dwa ramiona: jedno o orientacji SSW–NNE, będące kontynuacją głównego kierunku strukturalnego i drugie o orientacji SW–NE. Oba główne kierunki tektoniczne: w zachodniej części niecki SW–NE i NW–SE, a w części wschodniej SSW–NNE i NE–SW mają starsze, przedkenozoiczne założenia tektoniczne i były wielokrotnie uaktywniane w procesie rozwoju zapadliska. W toku kenozoicznej ewolucji zapadliska powstał ponadto system uskoków o orientacji W–E o charakterze lokalnym i zasięgu ograniczonym do najbliższych okolic depresji (Kasiński & Panasiuk, 1987). Wynikiem nałożenia się opisanych kierunków tektonicznych było rozczłonkowanie podłoża krystalicznego na bloki (ryc. 1, 2).

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

**Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, ul. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Obraz budowy strukturalnej niecki potwierdza dominujące znaczenie najmłodszego systemu uskoków o orientacji W–E, do którego należą: uskok Zatonia, uskok Bogatyni, główny uskok Żytawy i zachodnia część południowego uskoku Żytawy. Z tym samym systemem są także powiązane wszystkie znane na omawianym obszarze kominy wulkaniczne (diatremy).

Ewolucja tektoniczno-wulkaniczna basenu sedymentacyjnego niecki żytawskiej przebiegała w kilku etapach, znajdujących swe odbicie w cykliczności sedymentacji osadów paleogenu i neogenu (Kasiński, 1983). Inicjalna faza wulkanizmu, poprzedzająca utworzenie depresji jest datowana na środkowy bądź późny eocen (Alibert i in., 1987), następne zaś kolejno na przełom wczesnego i późnego oligocenu, początek miocenu, środkową część wczesnego miocenu, przełom wczesnego i środkowego miocenu i pogranicze miocenu i pliocenu (Brause, 1989). Wulkanyty poszczególnych etapów różnią się składem, zmieniając się od bardziej zasadowych do bardziej kwaśnych (Szymkowiak & Panasiuk, 1985). Wyniki badań geofizycznych, zwłaszcza magnetycznych i grawimetrycznych pozwalają sądzić, że w kilku miejscach podłoża niecki mamy do czynienia z kominami wulkanicznymi — diatremami (Kasiński, 1991).

Podłoże krystaliczne niecki żytawskiej jest zbudowane ze skał plutonicznych i metamorficznych: granitoidów, granitognejsów, gnejsów i łupków krystalicznych. W paleogenie obszar niecki żytawskiej uległ wypiętrzeniu i był poddany intensywnym procesom wietrzenia, które doprowadziły do powstania grubych pokryw zwietrzelinowych zarówno na skałach magmowych i metamorficznych, jak i na wulkanitach. Procesy wietrzenia chemicznego trwały również później, w warunkach subakwalnych, a nawet pod przykryciem osadem (Stępisiewicz & Szpila, 1991).

Na skałach krystalicznych podłoża i ich pokrywie zwietrzelinowej osadzały się w kilku etapach utwory trzeciorzędowej asocjacji brunatnowęglowej o sumarycznej miąższości do 360 m. Poszczególnym etapom ewolucji strukturalnej niecki odpowiada sedymentacja cykli sedymentacyjnych pierwszego rzędu (Kasiński, 1983).

Osady czwartorzędowe na obszarze niecki żytawskiej są wykształcone w postaci cienkiej pokrywy glin morenowych i utworów deluwialnych.

Opróbowanie, przygotowanie i metody badań próbek

W celu rozpoznania złoża węgla brunatnego Turów wykonano ponad 3000 otworów wiertniczych, ale zwykle po opróbowaniu serii węglowych rdzenie były likwidowane na miejscu. Dla niniejszego tematu dysponowaliśmy zaledwie fragmentami rdzeni z 18 otworów (ryc. 1). Pochodziły one częściowo z rdzeni otworów archiwalnych, przechowywanych w Magazynie Rdzeni w Ślupeczce, a częściowo z otworów piezometrycznych wykonanych w 1992 r.

Autorzy zdołali pobrać zaledwie 54 próbki panwiowe (ryc. 1) o objętości od 0,001 do 0,16 m³, z interwałów kilku lub kilkunastometrowych, z jednolitych pod względem petrograficznym serii klastycznych. Przygotowanie próbek i metody badań mineralogicznych przebiegały zgodnie ze schematem wypracowanym od 1979 r. w Zakładzie Złóż Pierwiastków Rzadkich i Promieniotwórczych (obecnie — Zakład Geologii Surowców Mineralnych) PIG (Jęczynek i in., 1995). Wszystkie informacje dotyczące składu mineralnego koncentratów przetwarzano z zastosowaniem techniki komputerowej, wykorzystując program SZLICH.PAS., którego autorem jest Marek Bem. Program posłużył do wydru-

ku na kartach szlichowych wyników ilościowej analizy mineralogicznej dla każdej próbki i dla każdego składnika tej próbki w g/m³.

Badania składu chemicznego najliczniej reprezentowanych w koncentraty minerałów ciężkich wykonano metodami:

- 1) mikrosondy energetycznej EDS-ISIS,
- 2) miareczkowania kulometrycznego,
- 3) płomieniowej absorpcji atomowej FAAS.

Badania za pomocą **mikrosondy energetycznej EDS-ISIS** przeprowadzono dla (ryc. 3, 5, 6, 7, 8, 9, 11):

▀ syderytu automorficznego (4 ziarna), wyseparowanego ze zwietrzliny bazaltoidowej;

▀ syderytu konkrecyjnego (8 ziaren) i syderytu masywnego (3 ziarna) z serii międzywęglowej;

▀ barytu (6 ziaren), również z serii międzywęglowej oraz

▀ arakysytu (4 ziarna), piryty promienistego (3 ziarna), piryty bukietowego (4 ziarna) i piryty krystalizującego w formie sześciątów (4 ziarna), z próbek wydzielonych ze zwietrzliny granitoidowej *in situ*.

Analizy wykonano w Pracowni Mikroskopii Elektronowej Zakładu Petrologii PIG, na mikrosondzie energetycznej EDS-ISIS, (angielskiej firmy *Oxford Instruments*), współdziałającej ze skaningowym mikroskopem elektronowym JSM-35 firmy *JEOL*. Stosowano oprogramowanie *Link Analytical Microanalysis Oxford*.

Zależnie od rodzaju próbki, dobierano odpowiednie techniki analityczne, oferowane przez następujące programy:

PBQuant — do analizowania nierównych powierzchni ziaren,

SEMQuant — odpowiedni w przypadku polerowanych cienkich preparatów.

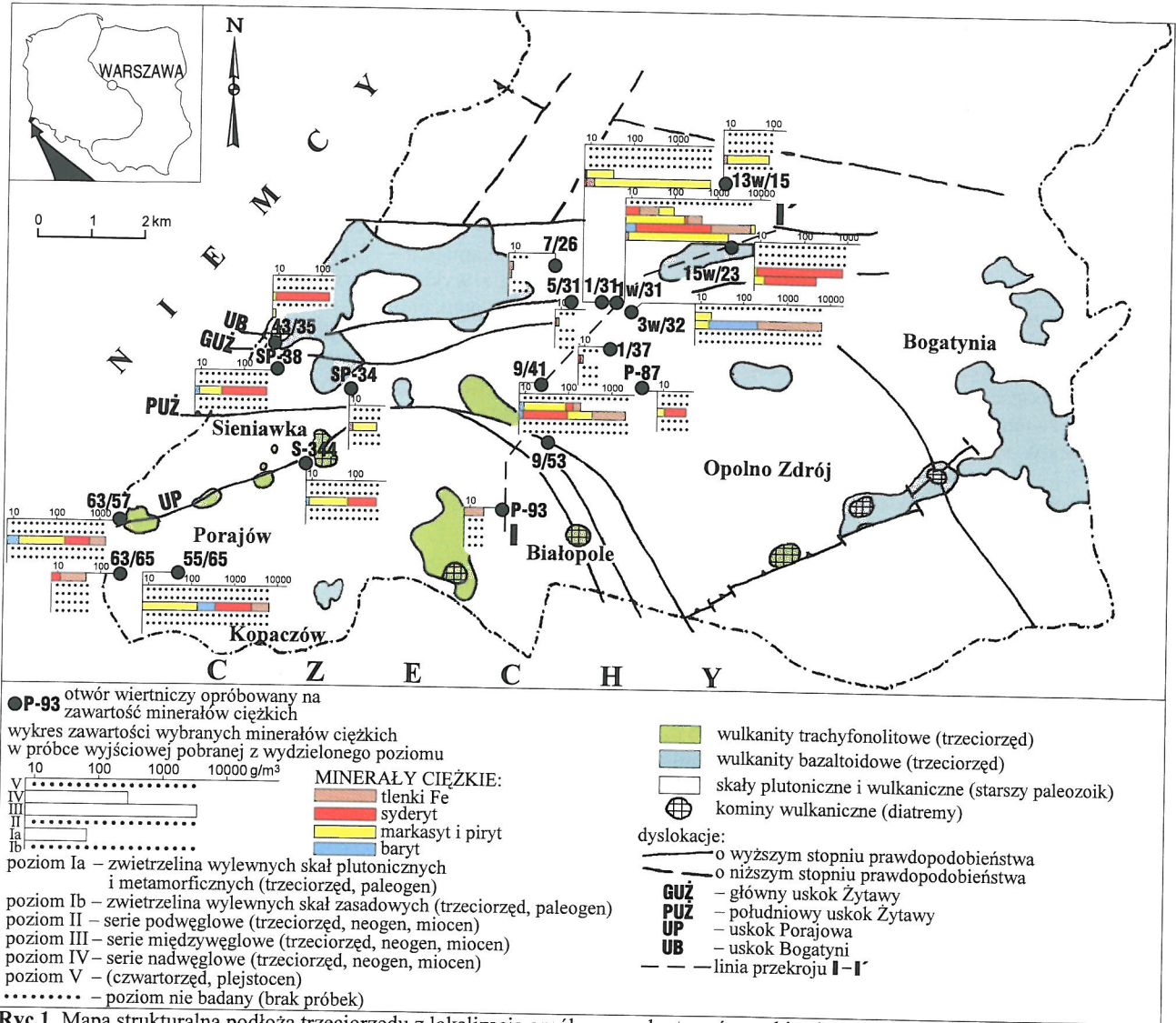
Obydwa programy wymagają stosowania własnych wzorców. Uwzględniają one poprawkę korekcyjną widma rentgenowskiego (ZAF) dla efektów wynikających z różnic liczby atomowej Z różnych pierwiastków, absorpcji i fluorescencji.

Oznaczenia chemiczne wykonano dla 6 wybranych składników frakcji ciężkiej. Zbadano skład piryty promienistego, piryty w zrostach sześciątów i automorficznego markasytu. Z utworów klastycznych serii podwęglowej wybrano do badań monomineralną próbkę syderytu automorficznego zidentyfikowanego metodą rentgenowską jako czysta faza monomineralna, natomiast z utworów międzywęglowych zanalizowano 2 próbki reprezentujące frakcje elektromagnetyczne złożone z uwodnionych tlenków Fe (hematyt, limonit goethyt) z niewielką domieszką utlenionych okruców wylewnych skał zasadowych.

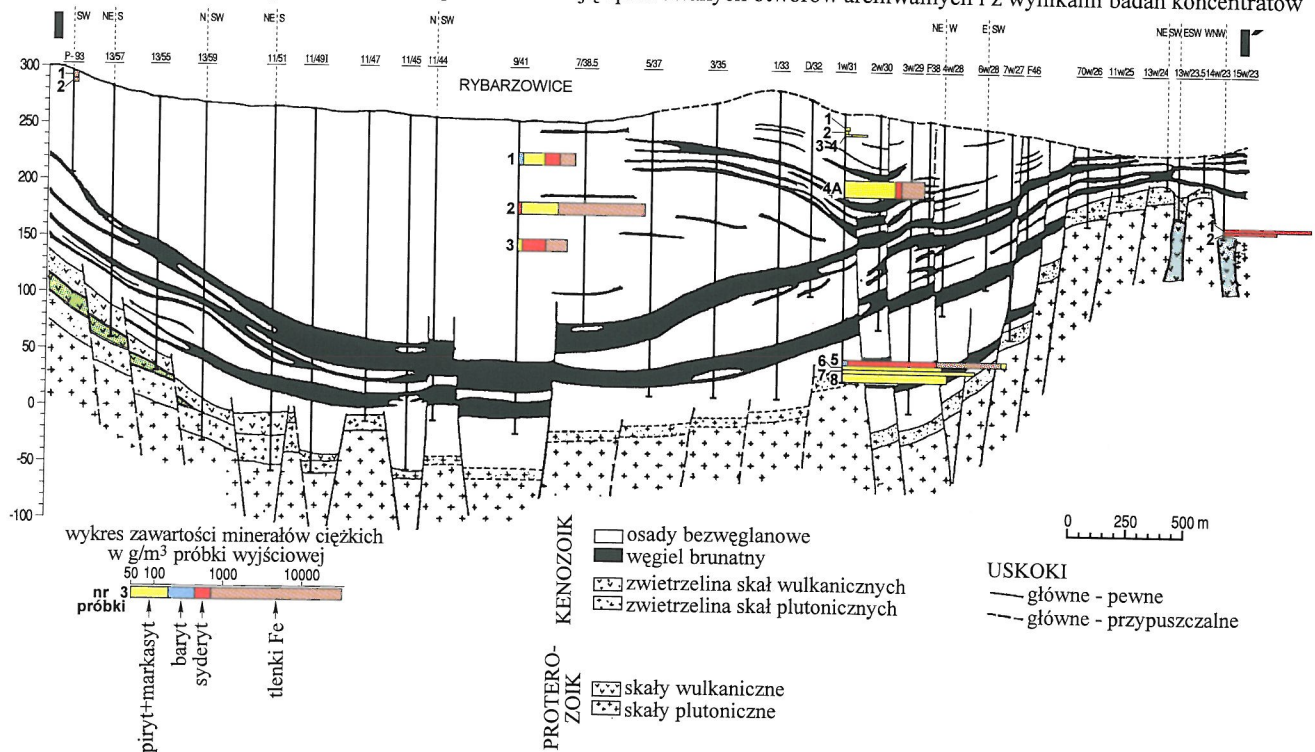
Badania metodą miareczkowania kulometrycznego wykonał A. Bellok, natomiast oznaczenia techniką FAAS zespół pod kierunkiem E.W. Góreckiej z Centralnego Laboratorium Chemicznego PIG.

Zastosowana technika **miareczkowania kulometrycznego** służy do oznaczania całkowitej zawartości siarki oraz różnych form występowania węgla (węgiel całkowity, organiczny, CO₂). Do wykonania pomiarów S_{całk.} zastosowano aparat COULOMAT 702 C/S firmy *Ströhlein* (Niemcy).

Technika **płomieniowej absorpcji atomowej FAAS**, zastosowana do analizy pierwiastków głównych (Fe, Al, Si, Ti, Ca i Mg) oraz pierwiastków śladowych (Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Mn, Sb, Cr, Sr, As i Ba), jest precyzyjną i dokładną metodą służącą do oznaczania całkowitej zawartości metali w różnych materiałach. Zastosowane metody roztwarzania zapewniły całkowite przeprowadzenie próbek do roztworu oraz chroniły przed stratami lotnych składników.



Ryc.1. Mapa strukturalna podłoża trzeciorzędu z lokalizacją opróbowanych otworów archiwalnych i z wynikami badań koncentratów



Ryc.2. Przekrój geologiczny I-I'

W celu wykonania pomiarów, zastosowano spektrometr PU 9100X firmy UNICAM (Wlk. Brytania) i dodatkowo z przystawką PU 9360X do oznaczania As. Dolna granica oznaczalności dla pierwiastków śladowych wynosiła od 0,5 ppm dla As do 40 ppm dla Sb. Względne odchylenia standardowe (RSD), wynosiło od 0 do 3%.

Wyniki badań koncentratów w seriach płonnych złoża węgla brunatnego

Koncentraty z utworów czwartorzędowych, z warstw stropowych i ze zwietrzeliń bazaltoidowej są bardzo ubogie we frakcję ciężką (średnia nie przekracza 250 g/m³), a użyteczne minerały ciężkie mają w nich nieznaczny udział (tab. 1). Wzbogacone w koncentrat są natomiast próbki pobrane ze zwietrzeliń granitoidowej (od 1,3 do 9 kg/m³) oraz z warstw spągowych i międzywęglowych (do 17 kg/m³).

Piryty i markasyt, charakterystyczne minerały okrucho- we zwietrzeliń granitoidowej oraz utworów podwęglowych tworzą nagromadzenia do 8,7 kg/m³. **Syderyt**, typowy składnik zwietrzeliń bazaltoidów oraz warstw pod- i międzywęglowych, daje koncentracje do 2 kg/m³. Na znaczące nagromadzenia **barytu** okrucho- wego nie natrafiono w poziomie zwietrzeliń, lecz wykryto jego obecność w warstwach międzywęglowych (do 465 g/m³).

Na mapie lokalizacji opróbowanych otworów archiwalnych oraz na przekroju geologicznym (ryc. 1 i 2) podano informację o udziale czterech głównych składników frakcji ciężkiej w profilach opróbowanych otworów: syderytu, pirytu z markasytem, barytu i tlenków Fe. Przy każdym otworze umieszczono schematyczny wykres zawartości tych minerałów w 6 wydzielonych poziomach reprezentujących zwietrzeliń i serie płonne.

Charakterystyka chemiczna wybranych minerałów ciężkich

Metoda mikrosondy energetycznej

Próbki przygotowano w postaci wyseparowanych, pojedynczych ziaren. Oznaczenia jakościowe składu chemicznego wykonano na powierzchni trzy do sześciu ziaren z każdej próbki (program PBQuant). Analizy ilościowe zde-

cydowano wykonywać na cienkich preparatach polerowanych (program SEMQuant) ze względu na zanieczyszczenia powierzchni ziaren niektórych minerałów.

Na podstawie wyników analiz w mikrosondzie możemy powiedzieć, że:

▀ **syderyt automorficzny** (ryc. 3) ma nieco niższą zawartość głównych pierwiastków niż powinno to wynikać z teoretycznego składu chemicznego (Fe — 42,19%, C — 8,82%, O — 41,45%, co zostało spowodowane znaczącymi domieszkami (Ca — 2,47%, Mg — 3,68% i Mn — 0,64%). Pozostałe wykryte pierwiastki Si, Al i Na występują w ilościach poniżej 0,5%;

▀ **syderyt konkrecyjny**, w porównaniu z poprzednim odznacza się nieco wyższym udziałem Fe (do 48,71%) i O (do 45,45%), bardziej zróżnicowaną zawartością C (6,57–11,28%) oraz mniejszą ilością domieszek Ca (0–0,26%), Mg (0–0,45%), Mn (0–0,22%) i K (0–0,25%). Pozostałe pierwiastki oznaczone w ziarnach tej odmiany syderytów to: Si (0–0,18%), Al (0–1,49%), K (0–0,25%) i S (0–0,21%) oraz

Na sąsiedniej stronie — lewa szpalta (od góry):

Ryc. 3. Syderyt automorficzny z próbki 15W/23/2 — zwietrzelińna bazaltowa *in situ*

Ryc. 4. Syderyt krystaliczny w zrostach bliźniaczych (a). Ziarna automorficzne w postaci słupków i snopków. Obok automorficzny picotyt (b) oraz piryt krzaczasty (c). Próbką 43/35/4, zwietrzelińna bazaltowa *in situ*

Ryc. 5. Syderyt masywny. Próbką P/87/3, seria międzywęglowa

Ryc. 6. Piryt „promienisty”. Próbką 1W/31/6, zwietrzelińna granitoidowa *in situ*

prawa szpalta (od góry):

Ryc. 7. Piryt o strukturze bukietowo-wachlarzowej. Próbką 1W/31/7, zwietrzelińna granitoidowa *in situ*

Ryc. 8. Piryt wykryty w formie sześcianów i ich zrostów. Próbką 1W/31/7, zwietrzelińna granitoidowa *in situ*

Ryc. 9. Markasyt automorficzny, w zrostach bliźniaczych. Próbką 1W/31/7, zwietrzelińna granitoidowa *in situ*

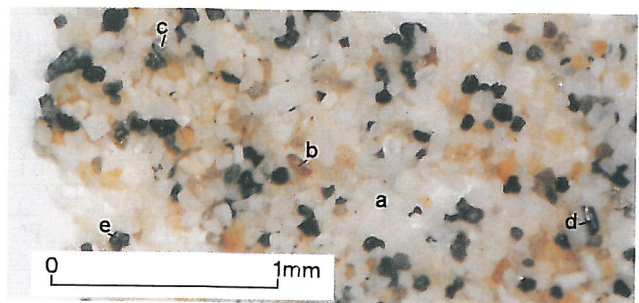
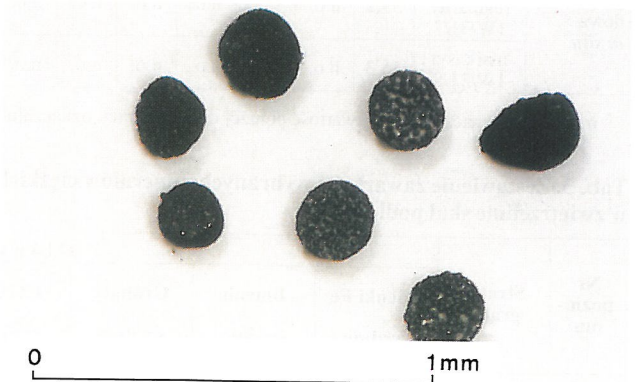
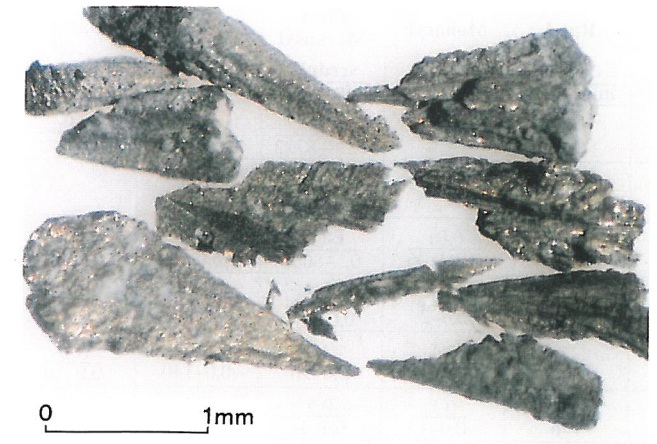
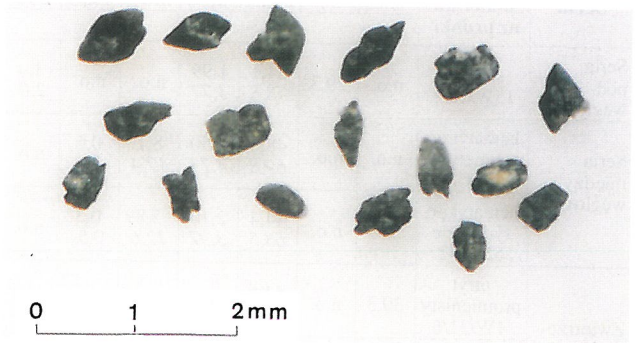
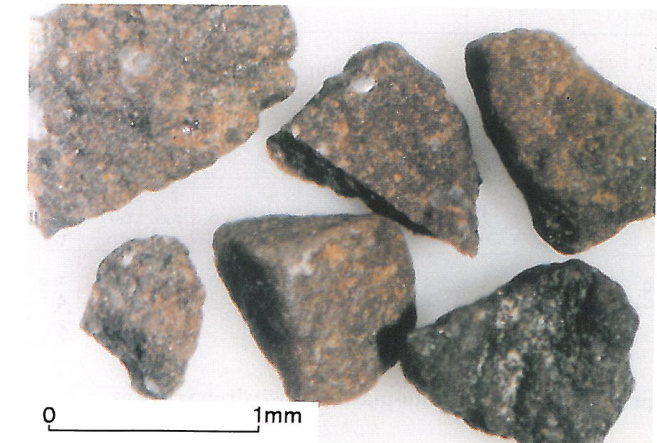
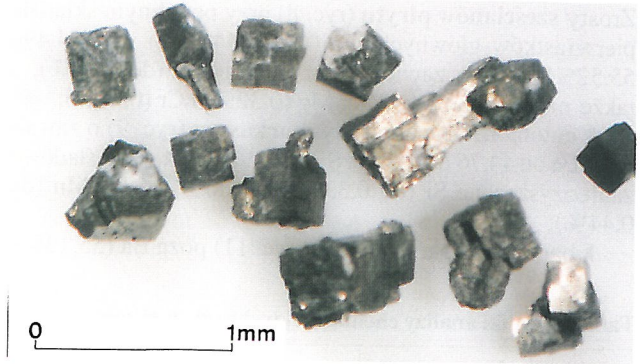
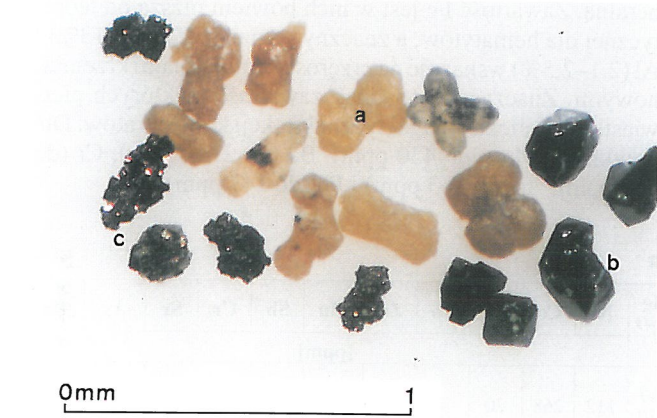
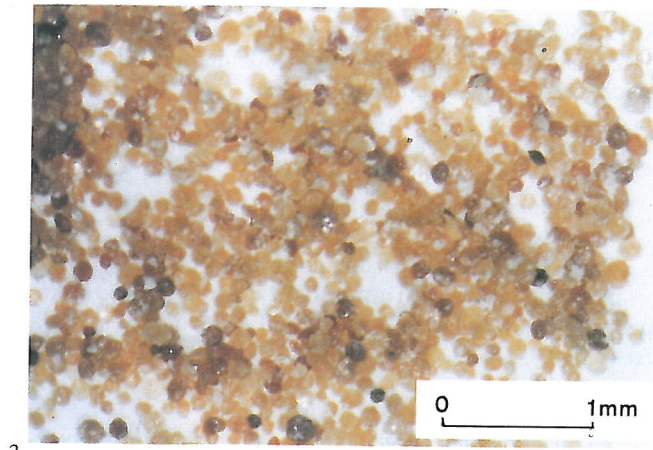
Ryc. 10. Piryt fromboidalny. Próbką SP/34/4, seria międzywęglowa

Ryc. 11. Baryt (a), cyrkon (b), anataz (c), rutyl (d), siarczki Fe (e), Cu, As. Próbką 55/65/4, seria międzywęglowa

Tab 1. Masy koncentratów i udział wydzielonych frakcji magnetycznych w przewarstwiieniach ilasto-piaszczysto-żwirowych oraz w zwietrzeliń skał podłoża

Nr poziomu	Stratygrafia	Litologia	Masa koncentratu		Masa frakcji g/cm ³			
			g min.-max.	g/m ³ średnia min.-max.	magnetyczna średnia min.-max.	elektromagnet. średnia min.-max.	niemagnet. średnia min.-max.	
Poziom Ia	trzeciorzęd	paleocen	zwietrzelińna granitowa, zailona n = 4	6–75	$\frac{3833}{1270-9425}$	$\frac{1,1}{0,0-4,2}$	$\frac{937}{490-1524}$	$\frac{2895}{780-7900}$
Poziom Ib				0,15–4	$\frac{183}{15-350}$	0,0	$\frac{178}{10-345}$	5
Poziom II	neogen	mioocen	ił piaszczysty, piasek ze żwirem, żwir drobnoziarnisty n = 6	0,1–33,9	$\frac{3018}{131-16950}$	$\frac{58}{0,0-350}$	$\frac{2743}{5-15475}$	$\frac{215}{0,0-1125}$
Poziom III				0,15–35,5	$\frac{1242}{15-7475}$	$\frac{39}{0,0-320}$	$\frac{1102}{5-6925}$	$\frac{102}{0,0-583}$
Poziom IV				pz–1,4	$\frac{237}{pz-600}$	$\frac{9}{0,0-83}$	$\frac{150}{0,0-500}$	$\frac{79}{7-200}$
Poziom V	czwartorzęd plejstocen		piasek różnoziarnisty, żwir z otoczkami n = 3	0,5–3,3	$\frac{115}{31-254}$	$\frac{9}{6-12}$	$\frac{93}{19-219}$	$\frac{13}{6-23}$

pz — pojedyncze ziarna



sporadycznie pojawiający się Cr i Cl w ilości nie przekraczającej 0,35%;

▮ **syderyt masywny** (ryc. 5), w stosunku do wymienionych wyżej odmian charakteryzuje się wyższym udziałem Fe (do 55,20%) oraz niższą zawartością C (7,09%) i O (35,85%). Pozostałe oznaczone pierwiastki — Ca, Mg, Mn, K, Ti, Si, Al, Cl i Na występują w ilościach nie przekraczających 1%;

▮ wśród pirytów najczystsza jest odmiana **pirytu promienistego** (ryc. 6), który poza pierwiastkami głównymi: Fe (44,80–45,09%) i S (53,20–54,76%) nie zawiera żadnych domieszek. **Piryt bukietowy** (ryc. 7) o zawartości Fe (do 46,76%) i S (do 53,08%) jest śladowo zanieczyszczony Si (do 0,32%), Al (do 0,18%), Cr (do 0,82%) i Mn (do 0,16%). Zrosty **sześcianów pirytu** (ryc. 8) przy podobnym składzie pierwiastków głównych: Fe (43,11–44,98%) i S (54,49–55,52%) zawsze zawierają domieszki Mn (do 0,82%), a także niekiedy As (ok. 2%), Mg (0,32%) i Cr (0,45%);

▮ automorficzne kryształy **markasytu** (ryc. 9) o zawartości Fe od 44,76 do 45,52 i S od 52,98 do 54,47 są śladowo zanieczyszczone Si (do 0,33%), Al (do 0,31%) i Mn (do 0,44%);

▮ baryt drobnokrystaliczny (ryc. 11) poza Ba (55,13%),

S (12,68%) i O (31,4%) zawiera domieszki Fe, C, Ca, Si, Al oraz lantanowców, które prawdopodobnie pochodzą z zanieczyszczeń powierzchniowych.

Metoda miareczkowania kulometrycznego i płomieniowej absorpcji atomowej

Zastosowane metody analizy chemicznej (tab. 2) wykazały:

▮ w próbce **syderytu automorficznego** niższą od teoretycznej zawartość Fe (34,1%) i CO₂ (29,3%) oraz domieszki Al (1,99%), Ca (1,4%) i Mg (2,47%), a także znaczącą zawartość Mn (826 ppm), Zn (496 ppm), Co (268 ppm) i Ni (112 ppm);

▮ iż wydzielone koncentraty frakcji elektromagnetycznej złożone z utlenionych **tlenków Fe** nie są fazą monomineralną. Zawartość Fe jest w nich bowiem niższa od teoretycznej dla hematytów, a znaczny udział Si (5,89–8,13%) i Al (2,1–2,5%) wskazuje na przerosty z minerałami krzemianowymi. Znacząca jest jednak zawartość niektórych pierwiastków w elektromagnetycznej frakcji koncentratów. Dla przykładu: Mn (do 4430 ppm), Ba (do 2140 ppm), Cr (do 300 ppm), As (do 163 ppm) i Pb (do 147 ppm);

Tab. 2. Wyniki analizy chemicznej wybranych minerałów ciężkich

Seria	Nazwa minerału nr próbki	Scałk.	CO ₂	Fe	Al	Si	Ti	Ca	Mg	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Mn	Sb	Cr	Sr	As	Ba	
				Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	CaO	MgO												
				%						[ppm]											
Seria podwęglowa	syderyt 15W/23/1	n.o.	29,3	34,1 48,8	1,99 3,77	n.o.	n.o.	1,4 2,0	2,47 4,10	112	268	20	–	496	826	n.o.	30	10	–	120	
Seria międzywęglowa	hematyt po magnetycie 55/65/1	n.o.	n.o.	48,8 69,8	2,50 4,73	8,13 17,4	0,6 1,0	n.o.	0,17 0,29	–	20	75	147	n.o.	516	n.o.	300	32	163	2140	
	hematyt po syderycie 55/65/2	n.o.	n.o.	44,4 63,5	2,10 3,97	5,89 12,6	0,3 0,5	n.o.	0,28 0,46	24	28	20	33	n.o.	4430	n.o.	–	28	46,7	360	
Zwierzelina granitoidowa in situ	piryt promienisty 1W/31/6	39,3	n.o.	44,6 63,8	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	4	–	38	–	30	67	–	n.o.	n.o.	32,8	n.o.	
	piryt regulamy 1W/31/7	39,2	n.o.	45,0 64,4	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	–	16	12	–	74	750	–	n.o.	n.o.	609	n.o.	
	markasyt 1W/31/8	35,3	n.o.	44,0 62,9	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	40	28	24	4	33	1380	40	n.o.	n.o.	30,2	n.o.	

n.o. — nie oznaczano; — zawartość poniżej dolnej granicy oznaczalności

Tab. 3. Zestawienie zawartości wybranych minerałów ciężkich w przewarstwiach ilasto-piaszczysto-żwirowych oraz w zwierzelinie skał podłoża

Nr poziomu	Stratygrafia	Główne minerały ciężkie g/m ³								
		Tlenki Fe	Ilmenit	Granaty	Cyrkon	Rutyl	Monacyt	Piryt Markasyt	Syderyt	Baryt
		średnia min.-max.	średnia min.-max.	średnia min.-max.	średnia min.-max.	średnia min.-max.	średnia min.-max.	średnia min.-max.	średnia min.-max.	średnia min.-max.
Ia n = 4	trzeciorzęd paleogen neogen miocen	6,6 0,5–17	0,0 0,0–pz	0,15 pz–0,6	–	–	–	3587 1234–8722	2 1–4	0,0 0,0–pz
Ib n = 2		0,08 pz–0,15	pz pz	0,0 0,0–pz	0,9 0,8–1,0	0,0 0,0–pz	–	11 4–17	159 3–314	–
II n = 6		1175 pz–7046	3,3 0,0–19	0,3 0,0–1	3,4 0,3–11	0,1 0,0–0,6	0,01 0,0–0,06	1458 0,3–8608	299 pz–932	4,2 0,0–23,0
III n = 27		887 0,0–6500	17 0,0–85	0,5 0,0–9	5,5 0,1–43	1,4 pz–9	0,13 0,0–2	52 0,0–264	157 0,0–2048	48,7 0,0–465
IV n = 12		32 pz–254	63 pz–174	18 pz–140	17 pz–48	17 pz–76	2,4 0,0–17	18 0,0–96	14 0,0–140	0,9 0,0–10
V n = 3	czwartorzęd	27 10–53	33 9–71	13 1–38	5,3 1–11	3 1–6	0,5 0,0–1	0,5 0,1–1	4,1 0,0–12	0,02 0,0–0,06

► typową dla **pirytu** i **markasytu** zawartość Fe oraz znacząco niższy udział $S_{\text{całk.}}$ (35,3–39,3%). W pirycie krystalizującym w zrostach **sześciaków** oznaczono wyższą zawartość Mn (750 ppm) i As (509 ppm). Natomiast w **markasycie** stwierdzono podwyższoną zawartość Mn (1380 ppm).

Dyskusja wyników

Badania koncentratów panwiowych z południowej części niecki żytawskiej wykazały, że w seriach klastycznych złoża węgla brunatnego występują bogate i mięszsze nagromadzenia trzech zespołów mineralnych (tab. 3):

1. Syderytowy — związany genetycznie ze skałami wulkanicznymi. Jego obecność potwierdza sygnalizowna wcześniej metasomatoza węglanowa kończąca trzeciorzędową działalność wulkaniczną (Jęczmyk i in., 1982; Jęczmyk & Kanasiewicz, 1987; Nowakowski & Olszyński, 1982). W wyniku badań prowadzonych przez autorów ustalono, że koncentracje tego minerału spotyka się zwykle w sąsiedztwie diatrem, w zwietrzelinie skał wulkanicznych *in situ* (do 314 g/m³), w poziomie podwęglowym (do 932 g/m³) i w seriach międzywęglowych (powyżej 2 kg/m³). Główną masę frakcji minerałów ciężkich w zwietrzelinie i w utworach podwęglowych stanowi syderyt automorficzny, występujący w kryształach romboedrycznych lub snopkowych, wskazujących na ich swobodną krystalizację (ryc. 3, 4). Analiza rentgenowska tych odmian wykazała wysoką czystość fazy mineralnej, co nie pozostaje w sprzeczności z danymi analizy chemicznej, które wskazują na obecność w monomineralnej próbce syderytu składników głównych: Al₂O₃, CaO i MgO oraz metali: Ni, Co, Mn, Zn. Wymieniony zespół czterech pierwiastków, charakterystyczny dla skał zasadowych gromadzi się zwykle w produktach wczesnomagmowych. Ich obecność w składzie chemicznym syderytu automorficznego jest, zdaniem autorów, przekonującym dowodem na powiązanie krystalizacji tego minerału okruczowego z wulkanitami bazaltoidowych (a być może także trachyfonolitowymi?).

Serie międzywęglowe w sąsiedztwie diatrem zawierają nagromadzenia trzech odmian syderytu konkretyjnego: w zrostach czystych kryształów automorficznych, w nieforemnych ziarnach masywnych (ryc. 5), i w formie sferosyderytów. Dwie ostatnie odmiany są wielofazowe, stąd — obok wysokiej czystości syderytu stwierdzonej badaniami w mikroobszarze — odnotowano w nich badaniami rentgenowskimi obecność znaczących domieszek kwarcu, skaleni i kaolinitu.

2. Pirytowy, stwierdzony w rdzeniach otworów wiertniczych usytuowanych wzdłuż uskoku Bogatyni i głównego uskoku Żytawy o orientacji równoleżnikowej. Największe nagromadzenia siarczków Fe stwierdzono w zwietrzelinie granitoidowej *in situ* oraz w serii podwęglowej. W otworze 1W/31 okruszcowanie (do 3 kg/m³) obejmuje co najmniej 17-metrowy interwał na głębokości 225–240 m (ryc. 1). W otworze 1/31 warstwa zwietrzliny o miąższości 6 m na głębokości 275–281 m zawiera do 8 kg/m³ siarczków Fe.

Główną masę koncentratu stanowią tu dwa minerały w kryształach automorficznych, których formy swobodnej krystalizacji sugerują ekshalacyjno-ekstruzyjne pochodzenie. Piryt dominuje nad markasytem. Pierwszy spotykano w trzech odmianach: promienistej (ryc. 6), bukietowo-wachlarzowej (ryc. 7) i w kryształach pokroju sześciaków, zwykle

w zrostach (ryc. 8). Siarczkom Fe w zwietrzelinie granitoidowej towarzyszą: hematyt, syderyt, chloryt i baryt, ale tylko w podrzędnych zawartościach.

W seriach mułkowo-piaszczystych warstw s p a g o w y c h, zawartości siarczków Fe są również wysokie (do 8,6 kg/m³). Obok wspomnianych 3 odmian pirytu spotyka się ten minerał w formie krzaczastej (ryc. 4), framboidalnej (ryc. 10) i w ziarnach nieforemnych.

3. Barytowo-hematytowy, natrafiony w rdzeniach otworów wiertniczych zlokalizowanych w sąsiedztwie uskoku Porajowa i głównego uskoku Żytawy. Autorzy dysponowali tylko próbkami z płonnych utworów warstw m i ę d z y w ę g l o w y c h i s t r o p o w y c h dla tego rejonu. W odwiercie 55/56, na głęb. 162 m, występuje 10 metrowa seria piaszczysta z barytem okruczowym (do 470 g/m³) oraz tlenkami Fe (hematyt, limonit-goethyt) i nielicznymi okruczami zlimonizowanych zasadowych skał wylewnych.

Oznaczenia chemiczne w próbce hematytu po magnetycie wykazały obecność domieszek Cu, Pb, Cr, As i Ba, natomiast w próbce hematytu po syderycie, znaczący udział ma Mn. W tym samym otworze na głęb. ok. 210 m ponownie pojawia się baryt okruczowy, który stanowi tu 414 g/m³ (ryc. 11).

Na linii głównego uskoku Żytawy znajduje się otwór 3W/32. W dwumetrowym interwale warstw m i ę d z y w ę g l o w y c h, na głęb. 28 m natrafiono również na baryt okruczowy, o zawartości do 250 g/m³, któremu towarzyszą tlenki Fe (do 6,5 kg/m³). Badania analityczne wykazały ponownie tę samą prawidłowość — wysoką czystość fazy mineralnej, co potwierdziła również analiza rentgenowska.

W seriach międzywęglowych, zawierających koncentracje barytowo-hematytowe spotyka się świeże siarczki Fe. Piryt występuje w formie: drobnodispersyjnego pyłu w okruczach skał wylewnych, nieforemnych agregatach oraz zrostów pirytowo-markasytowych. Świadczą one o hydrotermalnej genezie obydwu składników, co potwierdza również współwystępowanie takich minerałów kruszcowych, jak galena, chalkopiryt, sfaleryt, arsenopiryt i kowelin.

Wspomniane trzy zespoły mineralne sygnalizują w niecce żytawskiej obecność rozległej mineralizacji ekshalacyjno-ekstruzyjnej, hydrotermalnej i metasomatycznej związanej z trzeciorzędową działalnością wulkaniczną. Iniekcje gazowo-hydrotermalne w niektórych przypadkach mogły przenikać do zbiornika wodnego (Stępisiewicz & Szpila, 1991) przez luźną zwietrzelinę skał podłoża. Za ekshalacyjno-osadową i hydrotermalną genezą mineralizacji przemawiają następujące przesłanki:

► pozycja tektoniczna w strefie głębokiego rozłamu Ohrzy wraz z intensywną tektoniką blokową o wielokierunkowych dyslokacjach, które umożliwiły ascencję dyferencjatów magmowych;

► intensywna i długotrwała działalność wulkaniczna, obejmująca nie mniej niż pięć cykli erupcji datowanych od środkowego eocenu po czwartorzęd;

► okruszcowanie w zwietrzelinie granitoidowej i bazaltowej *in situ*, co potwierdza autochtoniczne pochodzenie siarczków żelaza i syderytu;

► obecność zespołu mineralnego typowego dla złóż ekshalacyjno-ekstruzyjnych (piryt, markasyt, syderyt, baryt, hematyty, galena, siarczki miedzi, arsenopiryt, andaluzyt i korund);

► występowanie czystych chemicznie faz mineralnych oraz formy występowania niektórych wytraconych minerałów (piryt, markasyt, syderyt, baryt), wskazujących na swobodną krystalizację w warunkach subakwalnych;

▮ występowanie w pobliżu, na terenie Czech ekshalacyjno-osadowych złóż pirytu (Smirnow, 1976);

▮ obecność żyłowych złóż fluorytu i barytu, wzdłuż stref dyslokacyjnych o kierunku ENE–WSW w pobliskim Děčnie i Teplicach, związanych z samodzielnym późnokozoicznym typem mineralizacji; a ich obecność jest także łączona z efuzywnym wulkanizmem trzeciorzędowym (Bernard, 1969).

Wnioski

1. W zwietrzelinie skał podłoża krystalicznego oraz w płonnych seriach ilasto-piaszczysto-żwirowych pola eksploatacyjnego złoża węgla brunatnego Turów III, występują bogate nagromadzenia minerałów ciężkich, których genezę autorzy wiążą z trzeciorzędową działalnością wulkaniczną.

W interwałach od kilku do kilkunastu metrów występują trzy zespoły prawie monomineralne: syderytowy, barytowo-hematytowy i pirytowy. Dwa pierwsze mogą mieć znaczenie jako surowce towarzyszące w złożu węgla brunatnego.

2. Przejawy rozległej metasomatozy węglanowej są zaznaczone obecnością syderytu okruszowego, często automorficznego, tworzącego nagromadzenia w zwietrzelinie bazaltoidów i trachyfonolitów. Dowodami na istnienie mineralizacji hydrotermalnej są bogate koncentracje barytu okruszowego współwystępującego z hematytem, siarczkami Fe, Pb, Cu i As, na które natrafiono w seriach międzywęglowych. Powszechna mineralizacja siarczkowa, pirytowo-markasytowa, występująca w postaci gniazdowych, bardzo bogatych nagromadzeń w zwietrzelinie granitoidowej *in situ*, może wskazywać na jej ekshalacyjno-ekstruzywną genezę.

3. Iniekcje roztworów zmineralizowanych i krystalizacja faz mineralnych odbywała się w warunkach subakwalnych w luźnej zwietrzelinie skał plutonicznych i wulkanicznych.

4. Wszystkie otwory rozpoznawcze głębiej w przeszłości w południowej części pola Turów III, powinny być opróbowane i zbadane w seriach płonnych oraz luźnych utworach zwietrzelinowych podłoża krystalicznego na obecność wspomnianych trzech zespołów mineralnych. Powinno to dotyczyć przede wszystkim otworów zlokalizowanych w następujących rejonach:

▮ wzdłuż uskoku Porajowa, z którym prawdopodobnie należy wiązać mineralizację barytowo-hematytową;

▮ wzdłuż uskoku Bogatyni, ze strefą którego są związane wystąpienia masywnej mineralizacji siarczkowej;

▮ w pobliżu kominów wulkanicznych, wychodni bazaltoidów i trachyfonolitów, gdyż wokół nich stwierdzono miększe serie syderytów;

▮ w rejonie Kopaczowa, gdzie serie żwirowo-piaszczyste (otwory delt stożków napływowych) mogą zawierać bogate nagromadzenia użytecznych minerałów ciężkich.

5. Metoda analizy mineralogicznej koncentratów panwiowych w utworach klastycznych powinna być stosowana powszechnie dla próbek z rdzeni otworów wiertniczych w celu:

▮ poszukiwania kopalnych złóż okruszowych,
▮ poszukiwania stref zmineralizowanych pod znacznym nakładem,

▮ analizy trendów transportu materiału okruszowego,
▮ korelowania skał klastycznych na podstawie analizy zespołu minerałów ciężkich.

6. Badania wybranych faz mineralnych metodami analizy chemicznej i mikrosondy energetycznej wykonane w PIG odznaczają się dużą precyzją i mogą być pomocne przy wyróżnieniu odmian minerałów, a także przy formułowaniu wniosków genetycznych.

Autorzy dziękują serdecznie za pomoc i konsultacje dr Ewie Góreckiej oraz dr. Marcinowi Piwockiemu i mgr. Andrzejowi Saternusowi.

Literatura

- ALIBERT C., LETERRIER J., PANASIUK M. & ZIMMERMANN J.L. 1987 — *Lithos*, Amsterdam, 20: 311–321.
- BERNARD J.H. 1969 — [In:] J.H. Bernard (ed.): *Mineralogie Československa Akademie*, Praha: 188–190.
- BRAUSE H. 1989 — *Wissensch.-Techn. Infor. Dienst WTI 30 A*, Berlin, 1: 31–34.
- CHRT J. 1970 — *Pr. Inst. Geol.*, 59: 70–80.
- CHRT J. 1980 — *Bull. B.R.G.M. (2)*, section II, 2: 107–112.
- JĘCZMYK M., BERESTKA A., BELLOK A., BITTMAROWA M., IWASIŃSKA I., JUSKOWIAKOWA M., KANASIEWICZ J., KOŚCIÓWKO H., MARCINKOWSKI B., MORAWSKA T., PANASIUK M. & SOKOŁOWSKA G. 1982 — *CAG*, Warszawa, nr 4520/130.
- JĘCZMYKOWA M. & KANASIEWICZ J. 1987 — *Young alkaline volcanism and related metasomatic processes in the vicinity of Bogatynia, Poland. Proceedings of the first seminar on carbonatites and alkaline rocks of the Bohemian Massif and ambient regions. Geological Survey, Prague.*
- JĘCZMYK M., PIWOCKI M., KASIŃSKI J. & SZTROMWASER E. 1995 — *CAG*, Warszawa, nr 1134/96.
- KANASIEWICZ J. 1990 — *CAG*, Warszawa, nr 255/91.
- KASIŃSKI J.R. 1983 — *Prz. Geol.*, 31: 237–243.
- KASIŃSKI J.R. 1991 — *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, Oxford, 13: 93–107.
- KASIŃSKI J.R. & PANASIUK M. 1987 — *Biul. Inst. Geol.*, 357: 5–35.
- KOPECKÝ L. 1979 — [In:] M. Máhel, P. Reichwalder (eds.): *Czechoslovak Geology and Global Tectonics: Věda, Bratislava*: 167–181.
- KOWALSKI W. & HULAS K. 1979 — *Mineralogia i geochemia siarczków żelaza z kopalni Turów. Symp. UW, Bogatynia.*
- KOWALSKI W. & SZPILA K. 1979 — *Mineralogia i geochemia niecki żytańskiej. Symp. UW, Bogatynia.*
- KUCHARSKI R. & SŁOWIKOWSKI W. 1988 — *CAG*, Warszawa, nr 4520/154.
- KUHL J. & KRUSZEWSKI T. 1961 — *Freiberger Forschungsh. C 102 Geologie*: 110–120.
- MIKULSKI S. 1988 — *CAG*, Warszawa (oprac. cząstkowe), nr 255/91.
- NAWARA K. 1969 — *Kwart. Geol.* 13: 643–653.
- NOWAKOWSKI A. & OLSZYŃSKI W. 1982 — *Arch. Wydz. Geol. UW, Warszawa.*
- SMIRNOW V.I. 1976 — *Geology of mineral deposits. Mir Publishers, Moscow*: 324–344.
- STĘPIŚIEWICZ M. & SZPILA K. 1991 — [In:] *Eurolat'91, Supergene Ore Deposits of Mineral Parageneses*, Berlin: 186–189.
- SUBIETA M. & SZYMKOWIAK A. 1991 — *CAG*, Warszawa, nr 546/91.
- SZYMKOWIAK A. & PANASIUK M. 1985 — *Kwart. Geol.*, 29: 727–754.