

Poziom złotonośny z pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu niecki północnosudeckiej w rejonie Nowego Kościoła

Andrzej Wojciechowski*

Poziom złotonośny, który występuje poniżej cechsztyńskiego wapienia podstawowego wykształcił się na różnorodnych skałach arkozyowych należących do kontynentalnej, osadowo-wulkanicznej formacji czerwonego spągowca. W rejonie Nowego Kościoła budują go odbarwione piaskowce i pstre iły z iłowcami. Średnia zawartość Au wynosi 428 ppb. Miąższość owego poziomu waha się od 0,05 do 2,8 m ($x_{sr}=0,6 \pm 0,2$ m). Złoto najprawdopodobniej tworzy ścisłą paragenezę z hematytem, a jako złoto adsorbcyjne występuje w wapnisto-krzemionkowych, smektytowo-chlorytowych iłach i iłowcach (z barytem). Poziom złotonośny charakteryzuje się wyraźną strefową zmianą barwy: z szaroczerwonej u podstawy do pstrej (połączonej z licznymi odbarwieniami) w stropie i stopniowo zanikającą ku górze saprolityczną teksturą. Zwietrzałe piaskowce cechuje trend litologiczny, który polega na zwiększeniu ku górze profilu zawartości Au, Cu, Pb, Zn, zwiększeniu wartości wskaźników Al_2O_3/SiO_2 , Fe_2O_3/Al_2O_3 i CIA oraz zmniejszeniu wartości wskaźnika Na_2O/K_2O . Rtęć koncentruje się w strefach szczelinowo odbarwionych brunatnoczerwonych piaskowców czerwonego spągowca. Mineralizacja złotonośna jest przestrzennie, choć prawdopodobnie nie czasowo, związana z transgresywną powierzchnią niezgodności. Jej pochodzenie nie jest dostatecznie jasno wyjaśnione.

Słowa kluczowe: złoto, cechsztyń, czerwony spągowiec, geochemia, litologia, niecka północnosudecka, Polska

Andrzej Wojciechowski — **Rotliegend/Zechstein gold-bearing horizon in the North Sudetic Trough near Nowy Kościół (SW Poland).** Prz. Geol., 49: 51–62.

Summary. The sub-Zechstein Basal Limestone gold-bearing horizon developed on various arkosic rocks following deposition of the Lower Permian terrestrial red beds/volcanics formation. The gold-bearing horizon in the Nowy Kościół region includes discoloured sandstone and mottled-grey clay and claystone. The average content gold-bearing is 428 ppb. The gold-bearing deposit ranges in thickness from 0,05 to 2,2 m ($x_{sr}=0,6 \pm 0,2$ m). Gold is probably closely associated with hematite and also occurs separately as adsorbed forms in the smectite and chlorite (with barite) calcareous and siliceous clay and claystone. The gold-bearing horizon characteristically displays a colour zonation from a grey-red base to a discoloured and mottled top, and an upward increase in disruption of

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

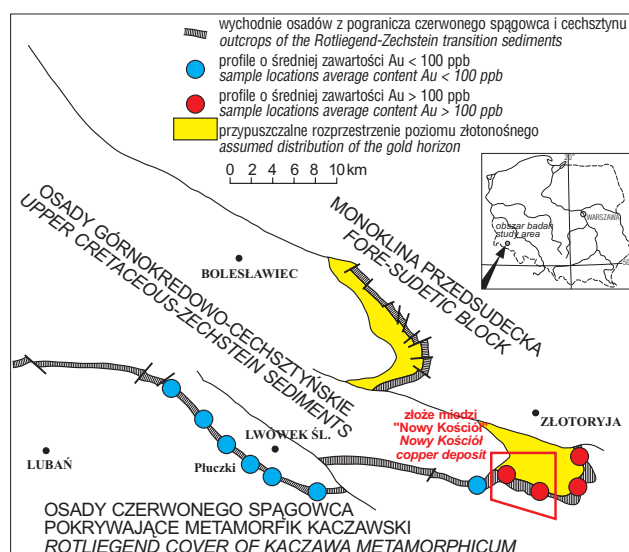
original, saprolitic textures. Lithochemical trends in paleoweathered sandstone show a consistent upward increase in Au, Cu, Pb, Zn, Al_2O_3/SiO_2 , Fe_2O_3/Al_2O_3 and C/A values, and upward decrease in Na_2O/K_2O . Mercury is concentrated in distinct areas of fissure discoloration developed within Rotliegend polymictic brown-red sandstone. Gold mineralization is spatially, but probably not temporally, associated with transgressing erosional unconformity. The origin of the gold-bearing sediments is not clear.

Key words: gold, Zechstein, Rotliegend, geochemistry, lithology, North Sudetic Trough, Poland

Po odkryciu, interesujących ze złożowego punktu widzenia, koncentracji złota w osadach z pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu w rejonie Nowego Kościoła (Speczik & Wojciechowski, 1997), Państwowy Instytut Geologiczny kontynuował prace badawcze ze środków KBN i MOŚZNiL. Dotyczyły one w pierwszym rzędzie geochemicznego i facjalnego wykształcenia rzeczonych osadów (Wojciechowski, 1998a) oraz ich znaczenia złożowego (Wojciechowski, 1998b, 1999). We współpracy z amerykańską firmą Frontier Exploration Company przeprowadzono również badania nad rtęcią w osadach z pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu niecki północnosudeckiej jako wskaźnikiem mineralizacji złotonośnej (Speczik i in., 2000). Mineralizacja ta będzie przedmiotem prac poszukiwawczych i rozpoznawczych prowadzonych z różnym natężeniem w ramach koncesji wydanych przez Ministerstwo Środowiska, w tym m.in. dla Homestake Mining Company. Równolegle prowadzone prace badawcze nad złotonością osadów z pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu niecki północnosudeckiej nie przyniosły pozytywnych ekonomicznie wyników (Wojciechowski, 2000).

Lokalizacja i metodyka prac

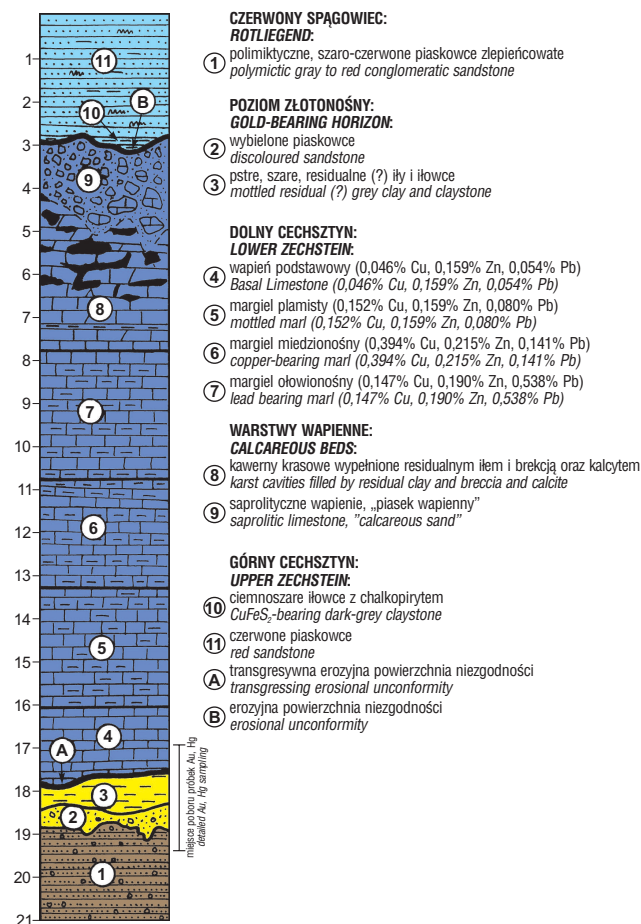
Osady budujące granicę pomiędzy czerwonym spągowcem a cechsztynem południowego skrzydła niecki północnosudeckiej w rejonie Nowego Kościoła opróbowano przy pomocy szurfów. W pierwszym etapie opróbowaniem objęto wychodnie osadów, w których średnia ważona zawartość złota była wyższa niż 100 ppb (ryc. 1). Z 19 szurfów wzięto 83 próbki zdzierakowe o masie od 1 do 5 kg każda. Probki te pobrano z każdej warstwy oddzielnie według następującego klucza: polimiktyczne szaroczerwone pia-



Ryc. 1. Schematyczna mapa złotoności osadów z pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu niecki północnosudeckiej
Fig. 1. Map of the North Sudetic Trough region showing the distribution of gold in the Rotliegend-Zechstein transitional deposits

skowce, piaskowce odbarwione wybielone, szaropstre ily oraz ilowce, jasnoszare wapienie grubolawicowe. Z ławic o miąższości poniżej 0,5 m pobrano jedną, a z ławic grubszych dwie próbki. Probki wyjściowe po rozbiciu młotkiem do ziarna 3–5 cm pomniejszono metodą stożka do próbek ok. półkilogramowych, które następnie skruszono w kruszarce laboratoryjnej do ziarna 1–2 cm. Spreparowane w ten sposób próbki pomniejszono do naważek o masie ok. 120 g i utarto w młynkach agatowych do ziarna 0,06 mm.

Złoto oznaczono metodą absorpcji atomowej ze wzbudzeniem elektrotermicznym (GFAAS) i płomieniowym (FAAS) na spektrometrze Perkin-Elmer 4100ZL po uprzednim rozтворzeniu próbek wodą królewską. Pozostałe



Ryc. 2. Zgeneralizowany profil geologiczny przez dolnocechsztyńską serię rudną Cu-Pb-Zn i poziom złotoności z pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu w rejonie Nowego Kościoła (miąższość osadów dolnego i górnego cechsztynu oraz warstw wapiennych, jak również zawartość w nich metali: na podstawie Romaniec & Janiec, 1957, zmienione)

Fig. 2. Generalized geological column of Cu-Pb-Zn deposits in the Lower Zechstein and gold-bearing horizon in the Rotliegend-Zechstein transitional deposits in the Nowy Kościół region (thickness of the Lower and Upper Zechstein and calcareous beds and Zechstein metals content based on data in Romaniec & Janiec, 1957, modified)

składniki (Cu, Pb, ... główne tlenki) oznaczono metodą XRF (z pastylek). Oznaczenia te wykonano w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG Warszawa. Rtęć oznaczono metodą termicznej redukcji jej związków w temp. 180° (Rump & Kirst, 1992) z zastosowaniem oryginalnego elektronicznego detektora Hg (Maciołek & Jones, 1986).

W drugim etapie opróbowania pobrano 46 próbek z dwóch najbardziej typowych profilów osadów złotonośnych: 8NK i B7 (ryc. 4) oraz 7 próbek z bruzdy usytuowanej zgodnie z rozciągłością piaskowców czerwonego spagowca i prostopadłej do 2 stref odbarwienia w szurfie 8NK (ryc. 6). Opróbowano sposobem bruzdowym każdą makroskopowo dającą się wyodrębnić warstwę. Średni interwał tego opróbowania wynosił 8 cm. Pobrane próbki przygotowano do oznaczeń chemicznych w identyczny sposób jak uprzednio. Oznaczono As, Ba, Cu, Pb, Zn, Hg i główne tlenki metodami jak wyżej. Dla 6 próbek z profilu 8NK wykonano również analizę składu mineralnego metodą dyfrakcji rentgenowskiej. Wszystkie oznaczenia za wyjątkiem Hg, którą oznaczono w laboratorium firmy *Frontier Exploration Company* wykonano tak jak uprzednio w CLCh PIG Warszawa.

Materiał skalny (ok. 21 kg), który pozostał po odebraniu naważek do ucierania z odbarwionych piaskowców przemyto w czerpaku syberyjskim do szarego koncentratu (szlichu) minerałów ciężkich i rozdzielono ręcznie magneselem typu „ventouse” produkcji francuskiej na 3 frakcje mineralne. Frakcję niemagnetyczną przejrano następnie pod binokulem Nikon SMZ-2T (przy powiększeniach 20–30x) w celu przeprowadzenia analizy morfometrycznej złocin i identyfikacji minerałów ciężkich.

Badania kruszcowe w świetle odbitym (na mikroskopie Leitz typu Orthoplan-PI) przeprowadzone na 3 próbkach odbarwionych piaskowców o zawartości złota powyżej 1 ppm nie wykazały obecności jego wydzielenia.

W ramach prac kameralnych zinterpretowano ze względu na występowanie osadów złotonośnych 99 profili archiwalnych wierceń i szybków dokumentacyjnych złoża miedzi „Nowy Kościół” (Romaniec & Janiec, 1957). Na podstawie wyników oznaczeń Cu, Pb i Zn zawartych w tej dokumentacji geologicznej stworzono również komputerową bazę danych. Mapę izopachyt poziomu złotonośnego sporządzono przy pomocy programu Surfer for Windows Golden Software, Inc., 1994. Pozostałe obliczenia statystyczne wykonano rutynowo używając arkusza kalkulacyjnego Excel 4.0.

Wykształcenie litologiczne i stratygrafia zbadanych osadów

W rejonie Nowego Kościoła górny czerwony spagowiec budują polimiktyczne, zlepieńcowate piaskowce średnio- i gruboziarniste o spoiwie ilasto-żelazistym. Mają one barwę od szaroczerwonej do wiśniowobrunatnej. Skład petrograficzny tych piaskowców jest bardzo zróżnicowany: obok kwarcu, który jest głównym składnikiem (ok. 60–80%) występują w zmiennych proporcjach okruchy granitoidów, gnejsów i skałeni. Podrzednie obecne są również okruchy skał metamorficznych i skał wulkanicznych. Kanciaste i półkanciaste okruchy skalne są słabo i bardzo słabo obtoczone. Partiami piaskowce są bardzo kruche i rozsypliwie, miejscami zaś, ze względu na obecność w spoiwie krzemionki, zlewne i twarde. Wykazują one niekiedy niewyraźne równoległe warstwowanie podkreślone naprzemianległym występowaniem warstw grub-

szego i drobniejszego materiału. Na ogół jednak są bezstrukturalne. W opróbowanych piaskowcach nie stwierdzono żadnych skamieniałości. Rzeczony piaskowiec składem petrograficznym nie odbiega od piaskowców z innych rejonów południowego skrzydła niecki północnosudeckiej (Milewicz, 1964; Milewicz & Kozdrój, 1994). Na obecnym etapie badań, na podstawie ogólnego wykształcenia należy je zaliczyć do formacji z Bolesławca (Pokorski, 1997).

W badanym rejonie bezsporną pozycję biostratygraficzną ma wapień podstawowy, który rozpoczyna marglisto-węglanową sekwencję dolnego cechsztynu (ryc. 2). Stwierdzono w nim obecność m. in. takich cechsztyńskich skamieniałości jak *Gerwilleia ceratophaga*, *Pleurophorus costatus* i *Schizodus* (Frąckiewicz, 1955; Romaniec & Janiec, 1957). W wydrążonych szurfach wapień podstawowy makroskopowo jest wykształcony jako zbity wapień drobnokrystaliczny, o szarokremowej barwie z lekkim fioletowym odcieniem. Buduje on ławice o miąższości od ok. 5 do 20 cm przedzielone niekiedy cienkimi (1–2 cm), szarymi warstewkami marglisto-ilastymi. Na powierzchniach przełamu licznie występują dendryty manganowe. Wapień ten określono jako wapień mikrytowy, równoległy i faliście warstwowany, z małą ilością skamieniałości, w którym lokalnie występują przewarstwienia wapienia oolitowego (Raczyński, 1997). Średnia arytmetyczna miąższość wapienia podstawowego w badanym rejonie wynosi $1,7 \pm 0,5$ m ($n=50$, $x_G=1,1$). Ku górze wapień ten stopniowo przechodzi w kolejno: margle plamiste, margle miedzionośne i margle ołowionośne (ryc. 2). Owe wydzielenia litologiczne wynikające z tradycji górniczej nie mają charakteru formalnego. Ze względu na występowanie licznych skamieniałości przewodnich marglisto-węglanowe osady, wraz z wyżejległymi warstwami wapiennymi, zaliczono do dolnego cechsztynu (Riedel, 1917; Eisentraut, 1939; Gunia, 1973). W niecce północnosudeckiej zlepienieć leżący u podstawy wapienia podstawowego jest zlepienieć typu bazalnego, który świadczy o morskiej transgresji. W rejonie badań typowo wykształcona jego odmiana w postaci bardzo drobnookruchowego zlepienia z otoczkami kwarcu, skałeni i granitoidów, o obfitym spoiwie węglanowym występuje jedynie w kilku odizolowanych punktach, m.in. w rejonie szurfu nr 15NK (ryc. 4) w postaci luźnych bloków leżących na powierzchni terenu (Wojciechowski, 1998b). Nieco odmiennie wykształcone osady zlepieńcowate posiadające dokumentację faunistyczną w postaci skamieniałości małżów morskich (*Pseudomontis spelunaria* Schloth., *Schizodus schlotkeimi* Gein., *Astarte vallisneriana* King) pochodzą z opuszczonego kamieniołomu margli w pobliżu szurfów 2NK i 17NK (ryc. 4), w Nowym Kościele (Scupin, 1916; Riedel, 1917; Zimmermann, 1936; Eisentraut, 1939; Krasoń, 1964).

Poziom złotonośny jest położony pomiędzy szaroczerwonymi piaskowcami czerwonego spagowca a dolnocieczsztyńskim wapieniem podstawowym. Budują go (idąc od dołu ku górze profilu):

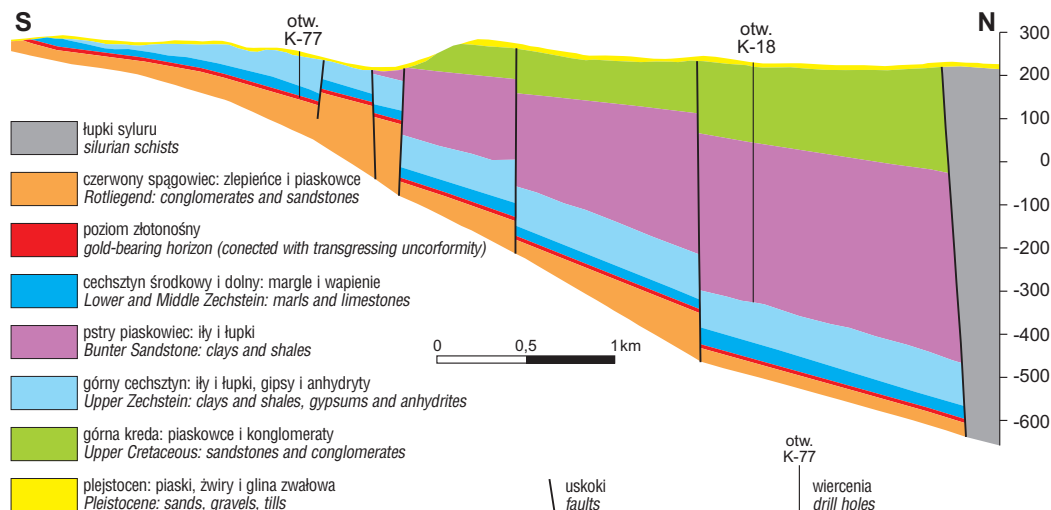
- odbarwione (wybielone) piaskowce,
- szaropstre ility i łowce.

Odbarwione piaskowce są identycznie wykształcone jak niżejległe piaskowce szaroczerwone. Jedyną makroskopowo zauważalną różnicą polega na ubarwieniu: jasnoszarym do białawego z lekkim kremowowiśniowym odcieniem i pstrokatym rozłożeniem kolorów. Odbarwienia mają postać nieregularnych, soczewkowatych i smużytych plam, bądź to bezładnie mniej lub bardziej gęsto

rozieszczonych w masie skalnej, bądź też układających się wzdłuż powierzchni warstwowania lub/i powierzchni spękań. Ku spagowi odbarwione piaskowce stopniowo przechodzą w piaskowce nieodbarwione. Przejście to dokonuje się z reguły na odcinku 30–50 cm. Ku stropowi odbarwione piaskowce stopniowo na odcinku kilku centymetrów przechodzą w iły i iłowce. Owe ilaste, jasnokremowoszare, niekiedy zaś wiśniowobrunatne pstry skały wykazują częstokroć subtelna równoległą laminację. W jasnych odmianach iłów i iłowców laminacja ta jest podkreślona przez drobne łuseczki minerałów ilastych i 1–2

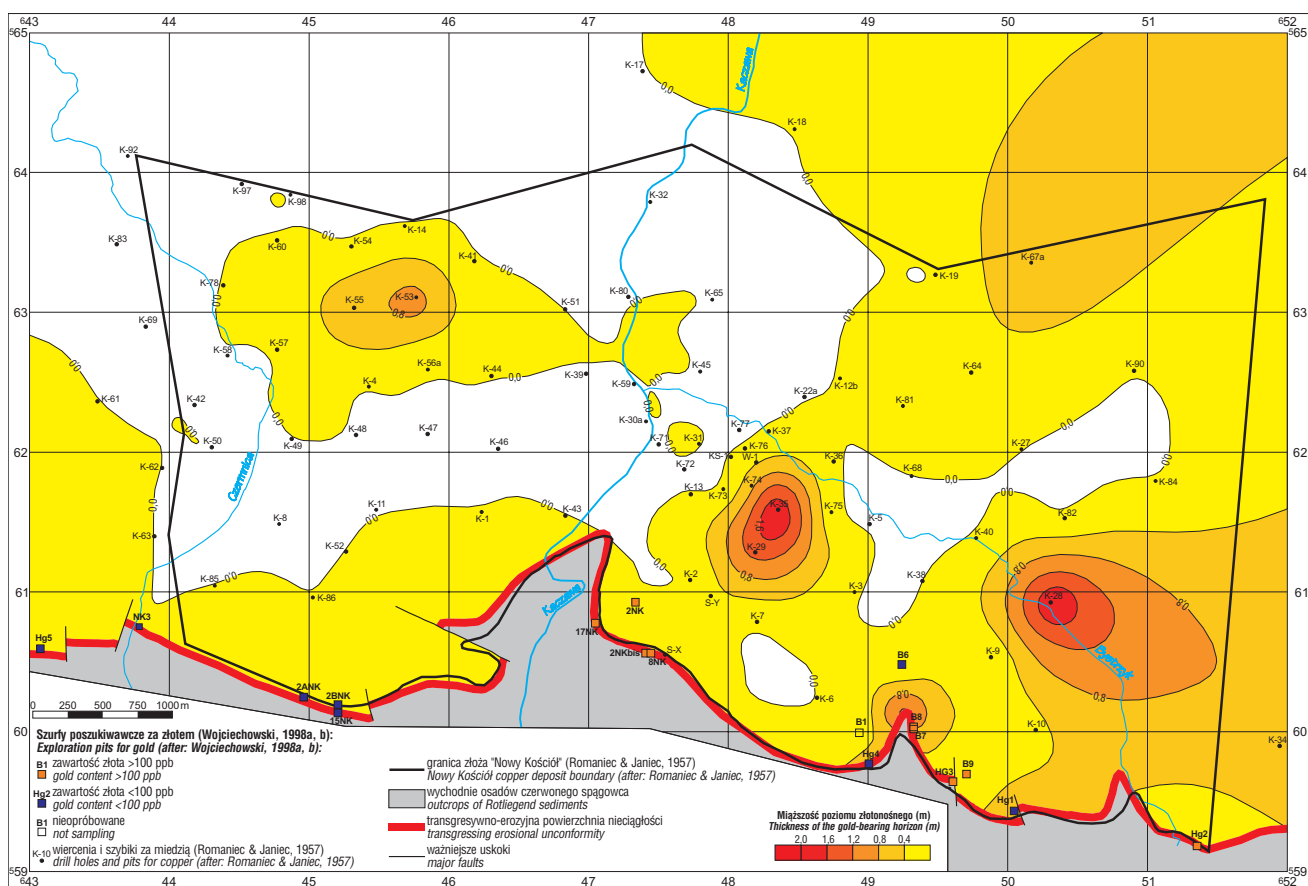
mm okruchy kwarcu, w odmianach zaś pstrych przez smużyscie, soczewkowo układający się materiał wzbogacony w tlenki Fe i Mn. Pewne partie iłów i iłowców burzą z kwasem solnym. Granica pomiędzy rzeczonymi skałami ilastymi a wyżejległym wapniem podstawowym jest ostra.

W osadach budujących poziom złotonośny nie stwierdzono żadnych skamieniałości. Na obecnym etapie badań zastosowany do opróbowania osadów podział na szaro-czerwone piaskowce (PID), odbarwione piaskowce (PIS), iły i iłowce (I/X), należy traktować jako nieformalny podział litostratygraficzny. W świetle prac dotyczących



Ryc. 3. Ogólny przekrój przez złożę miedzi „Nowy Kościół” (Konstantynowicz, 1971, uzupełnione)

Fig. 3. General cross section through the “Nowy Kościół” copper deposit (Konstantynowicz, 1971, modified)



Ryc. 4. Przypuszczalne rozprzestrzenienie i miąższość poziomu złotonośnego w rejonie Nowego Kościół

Fig. 4. Assumed distribution and thickness of the gold-bearing horizon near Nowy Kościół

granicy czerwony spągowiec/cechsztyń w Sudetach i na monoklinie przedsudeckiej odbarwione piaskowce opisywanego tutaj poziomu złotonośnego należałoby zaliczyć do tzw. białego spągowca. Takie zakwalifikowanie wpisałoby owe odbarwione piaskowce (wraz z wyżejległymi jasnoszarymi iłami i iłowcami?) w spór dotyczący położenia stratygraficznego osadów białego spągowca będących w rozumieniu różnych badaczy bądź to morskimi utworami cechsztyń (Zwierzycki, 1951; Wyżykowski, 1958, 1964; Podemski, 1962) Tokarski, 1966; Sokołowski, 1967), bądź to lądowymi utworami kończącymi cykl sedymentacyjny czerwonego spągowca (Tomaszewski, 1962; Kłapaciński, 1967, 1971; Podemski, 1970, 1974; Mroczkowski & Skowronek, 1980; Mastalerz & Raczyński, 1993), bądź też poligenicznymi utworami reprezentującymi najwyższą część czerwonego spągowca i najniższą część cechsztyń (Oberc & Tomaszewski, 1963).

Rozprzestrzenienie i miąższość poziomu złotonośnego

W obrębie zaniechanego złoża miedzi „Nowy Kościół” osady poziomu złotonośnego zajmują ok. 28,2 km² (ryc. 4). W miarę zwarta masa osadów złotonośnych występuje w jego wschodniej części i rozprzestrzenia się na obszar sąsiedniego złoża miedzi „Lena” oraz w kierunku północno-wschodnim. Ku wschodowi i północno-wschodowi występowanie to nabiera jakby „wyspowego” charakteru, z kilkoma drobnymi skupieniami osadów złotonośnych i jednym dużym rzędu 3,5 km². Poziom złotonośny, zgodnie z ogólną budową strukturalną południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej, monoklinalnie zapada ku N i NW pod kątem 5–15° (ryc. 3). Liczne subpionowe uskoki normalne i odwrócone zrzucają go wraz z nadległymi utworami cechsztyń, triasu i kredy o kilka – kilkadziesiąt metrów. Wychodnie rzeczono poziomu są zamaskowane przez różnorakie osady deluwialne i osady lodowcowe.

Średnia arytmetyczna miąższość poziomu złotonośnego wynosi 0,6 ± 0,2 m ($x_G=0,3125...$) $n=30$. Zmienność miąższości wyrażona współczynnikiem zmienności $=s/x_{sr}$ wynosi 185%. W obrębie badanego obszaru występują 4 „wyspowo” rozrzucone strefy, w których jego miąższość przekracza 0,4 m (ryc. 4). Stosunkowo rozległa strefa zwiększonej miąższości kontynuuje się w kierunku wschodnim i północno-wschodnim. Miąższość maksymalną (2,2 m) poziom złotonośny osiąga w wierceniu archiwalnym nr K-35. Otrzymany obraz izopachyt należy

traktować jako hipotetyczny, ponieważ uzysk rdzenia jaki osiągnięto podczas wiercenia rozpatrywanych tutaj otworów dokumentacyjnych (w interwale poniżej wapienia podstawowego) (Romaniec & Janiec, 1957) był bardzo niski i wyniósł średnio 60% (Wojciechowski, 1999). Istnieje również statystycznie istotna różnica (na podstawie nieparametrycznego testu Wilcoxon: $W_1=164$, $W_2=301$, $W=450$) pomiędzy wartościami miąższości z wierceń archiwalnych, a wartościami miąższości w wydrążonych szurfach.

Dla porównania miąższość podobnie wykształconych osadów złotonośnych w kopalni miedzi „Polkowice” określono na 0,2–0,8 m (Oszczepalski i in., 1997; Speczik i in., 1997).

Skład chemiczny i mineralogiczny badanych osadów

Osady poziomu złotonośnego są złożone głównie z krzemionki i tlenku glinu. Oba te składniki stanowią łącznie przeszło 70% wag. Udział tlenków alkalicznych wynosi ok. 11,5% wag. (tab. 1). Oprócz zawartości CaO, FeO i MnO, zawartości pozostałych tlenków mają rozkład normalny.

W binarnym układzie $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ Herrona (Herron, 1988) szaro-czerwone piaskowce i piaskowce odbarwione mieszczą się w polu arkoz. Dla szaroczerwonych piaskowców przeciętna wartość wyrażenia $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ wynosi –0,25, a wyrażenia $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) + 0,81$, $n=13$. Dla piaskowców odbarwionych wartości te wynoszą odpowiednio –0,20 i +0,76, $n=17$.

Wartość wskaźnika petrochemicznego CIA (*Chemical Index of Alternation*) (Nesbitt & Young, 1982) badanych osadów wzrasta w miarę posuwania się ku górze profilu i wynosi dla szaroczerwonych piaskowców $\text{CIA}_{\text{PID}}=50$, $n=13$ i piaskowców odbarwionych $\text{CIA}_{\text{PIS}}=55$, $n=17$, a dla iłów oraz iłowców $\text{CIA}_{\text{IX}}=60$, $n=25$. Dla porównania teoretycznie wyliczona wartość CIA dla illitu wynosi ok. 75, a dla kaolinitu wynosi ok. 100 (Nesbitt & Young, 1989). Na trójkącie projekcyjnym $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO} - \text{MgO}+\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (Englund & Jørgensen, 1973) iły i iłowce I/X lokując się w polu IIA, a niżejległe piaskowce mieszcząc się w polu IB układają się wzdłuż linii trendu, który wyznacza stopniowe zwiększenie udziału Al_2O_3 kosztem $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ w procesie wietrzenia.

W profilu pionowym badanych osadów, idąc od dołu ku górze (od szaroczerwonych piaskowców poprzez pia-

Tab. 1. Przeciętna zawartość głównych tlenków w osadach poziomu złotonośnego z rejonu Nowego Kościoła

Parametry statys.	Składniki [%]										
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO
$x_{sr} \pm \lambda 0,05$	58,27±4,83	14,31± 1,30	5,13	1,54±0,25	4,61±0,42	0,31±0,10	0,62±0,08	0,155±0,026	0,043	4,26±0,83	0,80
x_G	55,43	13,50	2,07	1,30	4,35	0,21	0,56	0,134	0,025	3,43	0,49
S	15,49	4,17	7,62	0,80	1,36	0,31	0,25	0,082	0,049	2,67	0,88
Maks.	87,47	20,37	35,67	2,92	6,90	1,26	0,96	0,376	0,230	12,68	3,48
Min.	11,04	3,09	0,20	0,34	1,08	0,05	0,15	0,035	0,005	0,48	0,16
S^2_{lg}	n.l.	n.l.	2,407...	n.l.	n.l.	n.l.	n.l.	n.l.	1,710...	n.l.	1,267...
$a \pm \lambda 0,05$	n.l.	n.l.	5,00± 0,96	n.l.	n.l.	n.l.	n.l.	n.l.	0,043± 0,006	n.l.	0,63± 0,008
Liczba oznacz. n	42	42	42	42	42	42	42	42	42	42	25

n.l. — nie liczono

Tab. 2. Przeciętna zawartość Cu, Pb i Zn (%) w osadach z pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu niecki północnosudeckiej w rejonie Nowego Kościoła

Wydzielenia litologiczne n= liczba oznaczeń	Metale	Parametry statystyczne			
		x_{sr}	x_G	S^2_{lg}	$a \pm \lambda_{0,05}$
Spągowe partie wapienia podstawowego n=28	Cu	1310,7	230,0	n.l. (nie liczono)	n.l.
	Pb	277,6	48,7	–	–
	Zn	63,6 $\pm$ 21,1	51,6	–	–
Iły i ilowce (I/X) n=25	Cu	932,1	400,0	0,333...	912,0 $\pm$ 223,0
	Pb	222,9	68,8	0,341...	133,6 $\pm$ 28,8
	Zn	175,6 $\pm$ 25,5	164,0	–	–
Odbarwione piaskowce (PIS) n=17	Cu	231,6	136,2	0,187...	215,2 $\pm$ 46,4
	Pb	107	46,3	0,433...	130,4 $\pm$ 45,0
	Zn	84,8 $\pm$ 25,6	73,1	–	80,0 $\pm$ 16,9
Szaroczerwone piaskowce (PID) n=13	Cu	91,2	57,0	0,141...	–
	Pb	46,8 $\pm$ 41,3	32,2	–	–
	Zn	50,5 $\pm$ 10,6	48,1	–	–

skowce odbarwione do iłów i ilowców) wartość wskaźników (Retallack, 1992):

□ Al_2O_3/SiO_2 (*clayeyness molecular ratio m. r.*) rośnie od 0,15 poprzez 0,17 do 0,31,

□ Fe_2O_3/Al_2O_3 (*oxidation m. r.*) rośnie od 0,18 poprzez 0,19 do 0,31,

□ Na_2O/K_2O (*salinization m. r.*) systematycznie maleje od 0,15 poprzez 0,09 do 0,03,

□ $CaO/MgO/Al_2O_3$ (*calcification m. r.*) początkowo maleje od 0,22 do 0,20 by następnie zwiększyć się do 0,29,

□ $Al_2O_3/CaO+MgO+Na_2O+K_2O$ (*base lass m. r.*) początkowo rośnie od 1,63 do 1,79 by następnie obniżyć się do 1,61.

W składzie mineralogicznym osadów poziomu złotońskiego znajdują się: kwarc (ok. 10–50%), skalenie (od śladów do ok. 30%), kalcyt (od śladów do 40%) i minerały ilaste (od śladów do 65%). Kwarc występuje w postaci detrytycznych ziaren i krzemionki. Skalenie są głównie reprezentowane przez ortoklaz, anortyt i podrzędny mikroklin. Wśród minerałów ilastych oznaczono illit, smektyty i chloryt. Muskowit i kaolinit są podrzędne. W badanych próbkach stwierdzono również baryt. W zależności od wzajemnych proporcji minerałów ilastych iły i ilowce I/X budujące górną część poziomu złotońskiego podzielono na: szare iły i ilowce ze smektytami i chlorytem, szare iły wapieniste z barytem oraz szare iły i ilowce wapieniste ze smektytami (ryc. 5). W szarych iłach wapienistych z barytem baryt (ok. 1% według danych dyfrakcji rentgenowskiej) występuje w postaci bezbarwnych i białawych, pryzmatycznych nieobtoczonych kryształów. Odbarwione piaskowce są zbudowane z kwarcu (ok. 40–50%), skaleń (ok. 15–30%) i minerałów ilastych, wśród których dominują smektyty. Spośród minerałów ciężkich zanotowano akcesoryczne ilości rutyłu, cyrkonu, turmalinu, ilmenitu i leukoksenu oraz znaczne ilości (300–400 g/m³) hematytu w postaci nieregularnych ziaren i okruchów.

Przeciętna zawartość miedzi, ołowiu i cynku w osadach poziomu złotońskiego wynosi (n=42, w ppm): miedź $a=593,7 \pm 110,8$; $x_{sr}=648,6$; $x_G=258,6$; $s=1066,52$..., ołów $a=139,4 \pm 26,7$; $x_{sr}=176,0$; $x_G=58,6$; $s=467,97$..., cynk $x_{sr}=138,8 \pm 22,6$; $x_G=118,3$; $s=71,64$ W triadzie tej jedynie dla związku pomiędzy Cu i Pb w odbarwionych piaskowcach PIS można wyznaczyć równanie regresji ($r=0,74$, $t=4,4008$... $>t_{18;0,05}$). Warstwa iłów i ilowców jest kilkakrotnie bardziej metalonośna od niżejległych odbarwionych piaskowców (tab. 2). Najwyższe zawartości Cu,

Pb i Zn w osadach poziomu złotońskiego zanotowano w szurfach Hg1 i Hg3 (odpowiednio 3295 i 5235 Cu ppm, 2848 i 1231 Pb ppm) oraz 239 ppm Zn (w szurfie Hg1). Oba te szurfy są położone w bezpośrednim sąsiedztwie drobnych uskoków prostopadłych do biegu warstw skalnych (ryc. 4).

Przeciętna zawartość baru w badanych osadach wynosi: dla szaroczerwonych piaskowców $x_{sr}=653$; $x_G=532$ ppm; n=6, dla piaskowców odbarwionych $x_{sr}=432$; $x_G=413$ ppm; n=8 i dla iłów oraz ilowców $x_{sr}=1869$; $x_G=1434$ ppm; n=17. W szurfie B7 w warstwie złotońskich szarych iłów krzemionkowych z barytem (ok. 1000–4400 ppm Ba, n=6) występuje istotna współzależność pomiędzy Ba i MnO ($r=0,994$..., $R^2=98,94$).

Średnia geometryczna x_G zawartość rtęci w osadach poziomu złotońskiego wynosi: iły i ilowce I/X 42 ppb, n=17; odbarwione piaskowce PIS 31 ppb, n=8 (ryc. 5). Jej średnia geometryczna zawartość w niżejległych szaroczerwonych piaskowcach wynosi $x_G=68$ ppb, n=6, a w wapieniu podstawowym $x_G=2044$ ppb, n=7. Wartość statystyki Wilcoxona $W=501 > W_2=274$ (m+n=31) wskazuje na istotną różnicę pomiędzy zawartością rtęci w iłach i ilowcach I/X, a niżejległymi piaskowcami (PID+PIS) oraz pomiędzy piaskowcami odbarwionymi a piaskowcami szaroczerwonymi ($W=105 > W_2=61$, m+n=14). W strefach odbarwienia szaroczerwonych piaskowców (PID) wzdłuż szczelin tektonicznych (?), prostopadłych do rozciągłości warstw skalnych, zawartość Hg gwałtownie rośnie od ok. 40–500 ppb do 14000 ppb (ryc. 6, 7). Owemu zjawisku wzrostu zawartości Hg towarzyszy równie wyraźny wzrost zawartości fluoru, od ok. 0,01 do 0,12%. W rejonie Nowego Kościoła wychodnie poziomu złotońskiego zaznaczają się wybitnymi anomaliami rtęci w glebach. Wysokiej zawartości w glebach (częstokroć na poziomie 20–50 ppm) nie zawsze jednak odpowiada wysoka zawartość złota w osadach poziomu złotońskiego (Speczik i in., 2000).

Złoto w badanych osadach

Średnia arytmetyczna x_{sr} zawartość złota w osadach poziomu złotońskiego wynosi 427,6 $\pm$ 297,8 ppb (n=42, $x_G=33,53$..., $s=943,63$..., $S^2_{lg}=1,41$... $>0,8$). Jego przeciętna zawartość w osadach poszczególnych wydzieleni litologicznych wynosi (tab. 3):

□ spągowe partie wapienia podstawowego $x_{sr}=12,0\pm 7,4$ ppb,

□ iły i iłowce (I/X) $x_{sr}=524,9\pm 491,9$ ppb,

□ odbarwione piaskowce (P1S) $x_{sr}=284,4\pm 218,9$ ppb,

□ szaroczerwone piaskowce (P1D) $a=79,6\pm 42,0$ ppb.

W profilu pionowym poziomu złotonośnego złoto koncentruje się głównie w wapniastej odmianie iłów i iłowców bogatej w smektyty (ok. 40%), tlenki Fe (3–5%) i tlenki Mn (0,5–1,5%). W pozostałych ich odmianach — wapniastej z barytem i krzemionkowej ze smektytami i chlorytem (ok. 65%) zawartość złota jest niższa, ale nadal utrzymuje się na relatywnie wysokim poziomie 700–1000 ppb. Równie wysoka zawartość złota co w wapniastej odmianie iłów i iłowców — rzędu 1500 ppb — występuje również w odbarwionych piaskowcach złożonych z kwarcu (ok. 50%), skaleń (ok. 30%) i minerałów ilastych (ok. 20%). Przykładem typowo wykształconego profilu poziomu złotonośnego jest profil 8NK/99 (ryc. 4, 5).

Najwyższą zawartość złota (5650 ppb) zanotowano dotychczas w wapnistym ile z domieszką tlenków Fe (5,12%) i tlenków Mn (1,595%) w profilu B7 w Biegoszowie, we wschodniej części badanego obszaru (ryc. 4). Na równie wysoką zawartość złota (3070 ppb Au) natrafiono również w profilu 17NK w krzemionkowym, lekko wapnistym (3,72% CaO), brunatnoczerwonym ile z obfitymi tlenkami Fe i Mn (odpowiednio 5,16 i 3,48%) (Wojciechowski, 1999).

Pomiędzy zawartością złota w warstwie iłów i iłowców (I/X) a jego zawartością w odbarwionych piaskowcach (P1S) budujących spagową część poziomu złotonośnego zachodzi statystycznie istotna różnica (wartość statystyki Welcha $t=14,8257\dots > t_{0,05;43}=2,02$). Również różnica w zawartości złota w odbarwionych piaskowcach i niżejleżących szaroczerwonych piaskowcach (P1D) statystycznie jest istotna (wartość statystyki Welcha $t=7,0168\dots > t_{0,05;43}=2,02$).

Statystycznie zawartość złota w osadach poziomu złotonośnego cechuje się dużą zmiennością (współczynnik zmienności $=s/x_{sr}=220,7\%$, $n=42$). Po rozciągłości poziomu złotonośnego obserwowano kilkakrotne zmniejszenie się przeciętnej zawartości złota na odcinku ok. 15–20 m (np. w szurfach B7 i B8 jego zawartość spada odpowiednio z ok. 1900 do 140 ppb) (Wojciechowski, 1998b).

Złoto w badanych osadach stwierdzono tylko metodą chemiczną. Próby jego identyfikacji metodami mikroskopii kruszcowej i metodą szlichową nie dały pozytywnych rezultatów (Speczik & Wojciechowski, 1997; Wojciechowski, 1998a,b, 1999). Najprawdopodobniej występuje ono w postaci submikroskopowej w tlenkach Fe i Mn jako tzw. złoto adsorpcyjne (Pietrowskaja, 1974) i jako złoto interstycjalne w przestrzeniach międzyziarnowych w towarzystwie hematytu. W rejonie kopalni Polkowice-Zachód w zmineralizowanych piaskowcach białego spągowca, dolo-

micie granicznym i łupku miedzionośnym złoto rodzime wchodzi w skład zespołu paragenetycznego z hematytem, kowelinem i bornitem a elektrum współwystępuje z chalcokozym i diagenitem (Piestrzyński i in., 1996; Oszczepalski i in., 1997; Speczik i in., 1997; Piestrzyński, 1999; Oszczepalski, 2000). Średnia wielkość wydzieleni (ziaren) złota rodzimego wynosi tam 0,01–0,03 mm (Oszczepalski i in., 1997).

Współzależność pomiędzy złotem a miedzią, cynkiem i ołowiem w osadach poziomu złotonośnego, mierzona współczynnikiem korelacji r , jest niska i wynosi odpowiednio dla iłów i iłowców (I/X) $-0,25$; $0,30$; $-0,11$, a dla odbarwionych piaskowców (P1S) $0,19$; $-0,64$; $-0,12$. Współczynnik korelacji r dla złota i poszczególnych głównych tlenków (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O) w rzeczonych osadach w żadnym przypadku nie przekracza wartości $r > 0,40$ i $r < -0,40$.

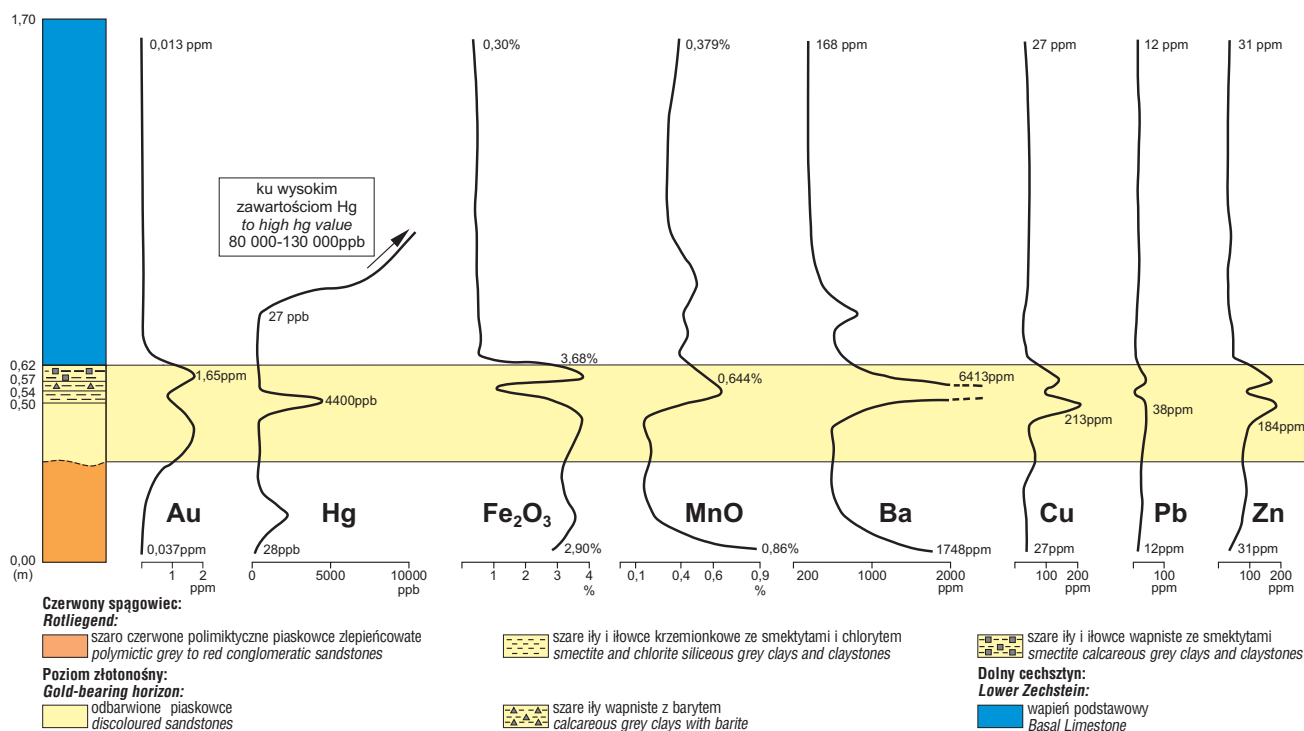
W profilu pionowym badanych osadów wartość współczynnika korelacji r pomiędzy złotem a Fe_2O_3 jest bardzo wysoka dla szaroczerwonych piaskowców i piaskowców odbarwionych, wyraźnie spada dla iłów i iłowców ($r_{P1D}=0,878\dots$, $R^2=77,15\%$, $n=6$; $r_{P1S}=0,788\dots$, $R^2=62,14\%$, $n=8$; $r_{I/X}=-0,199\dots$, $R^2=3,98\%$, $n=17$). Podobnie kształtuje się współzależność złota i rtęci. W dolnych partiach badanych osadów jest ona bardzo wysoka: dla szaroczerwonych piaskowców $r=0,875\dots$, $R^2=76,57\%$, $t=0,516\dots < t_{0,05;4}=2,776$, a dla piaskowców odbarwionych $r=0,773\dots$, $R^2=59,86\%$, $t=0,843\dots < t_{0,05;4}=2,447$. Wartość współczynnika korelacji r dla Au i Hg w iłach i iłowcach wynosi $-0,179\dots$, $R^2=3,22\%$.

Zasoby złota i innych metali

Na obecnym etapie rozpoznania zasoby poziomu złotonośnego w rejonie Nowego Kościoła mogą być określone jedynie w kategorii zasobów prognostycznych. Ustalenie tych zasobów w kategoriach wyższych jest niemożliwe głównie ze względu na brak danych na temat zawartości złota w głębiej położonych odcinkach poziomu złotonośnego (m.in. z powodu likwidacji rdzeni wiertniczych lub/i ich złego zachowania) i wzmiankowanych już powyżej trudności w określeniu jego miąższości na podstawie profili archiwalnych wierceń. Niski uzysk rdzenia (średnio ok. 60%) jaki uzyskano w trakcie przewiercania osadów położonych poniżej wapienia podstawowego mógł być wywołany m. in. rozmywaniem przez płuczkę warstwy ilastej, jak również jej ucieczką w strefach zwiększonej szczeliniowości w całości nie wapienia podstawowego. Spowodowało to trudności w prawidłowym określeniu litologii i miąższości przewierczanych osadów. Z dokumentacji geologicznej złoża „Nowy Kościół” nie wynika czy dla omawianych tutaj interwałów o niskim uzysku rdzenia

Tab. 3. Przeciętna zawartość złota (ppb) w osadach z pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu niecki północnosudeckiej w rejonie Nowego Kościoła

Wydzielenia litologiczne	Parametry statystyczne					
	x_{sr}	x_G	S	max.-min.	$S^2 \lg$	$a \pm \lambda_{0,05}$
Wapień podstawowy partie spągowe $n=28$	12	4,67...	18,71...	72–0,5	n.l.	n.l.
Iły i iłowce (I/X) $n=25$	524,9± 491,9	31,62...	1175,58...	5190–0,5	1,54...>0,8	n.l.
Obarwione piaskowce (P1S) $n=17$	284,4 ± 218,9	36,55...	414,98...	1450–0,5	1,23...>0,8	n.l.
Szaroczerwone piaskowce (P1D) $n=13$	160,3	14,89...	477,08...	1740–2,0	0,196<0,69...<0,8	79,6± 42,0



Ryc. 5. Szczegółowy syntetyczny profil geologiczno-litologiczny przez złotonośne osady z pogranicza czerwonego spągowca i cechsztyń złoza miedzi „Nowy Kościół”, profil nr 8NK

Fig. 5. Detailed composite geochemical and lithological section from gold-bearing Rotliegend-Zechstein transition deposits in the “Nowy Kościół” copper deposit, 8NK profile

wprowadzono, tak jak to musiano zrobić dla bilansowych części złoza, specjalnego „współczynnika redukcyjnego dla miąższości w partiach o niskim uzysku rdzenia” (Romaniec & Janiec, 1957). Wartości tego współczynnika przyjęte, jak się zdaje, arbitralnie (70% uzysk rdzenia policzono jako uzysk 100%), wynoszą od 0,5 dla interwałów o uzysku rdzenia 30–35% do 0,4 dla interwałów o uzysku 20–30%.

Biorąc pod uwagę powyższe względy prognostyczne zasoby złota w obrębie zaniechanego złoza miedzi „Nowy Kościół” (ryc. 4) można oszacować na kilka ton. Główna masa metalu koncentruje się najprawdopodobniej w pasie szerokości ok. 0,8–1,2 km i przebiegu NW–SE. W jego obrębie występują 3 wyspowo rozmieszczone obszary, w których hipotetyczna miąższość poziomu złotonośnego przekracza 0,8 m.

Złoże miedzi „Nowy Kościół” sklasyfikowano jako złoże zaniechane (Bilans zasobów..., 1998). W złożu bilansowym (o miąższości 2,59 m) pozostało jeszcze ok. 13,48 mln t rudy o średniej zawartości (poza filarami ochronnymi) Cu 1,85%, Pb 0,05% i Ag 43 ppm (Blajda & Górecki, 1995). Do czasu zamknięcia kopalni w 1968 r. wybrano ok. 80% rudy i ok. 75% miedzi w porównaniu z pierwotnymi zasobami bilansowymi. Średnia ważona zawartość Cu, Pb i Zn w osadach dolnego cechsztyń w obrębie złoza „Nowy Kościół” kształtuje się następująco (tab. 4), n= liczba otworów wiertniczych, wziętych do obliczeń (Wojciechowski, 1999).

Według innych danych zawartość Cu w osadach dolno-cechsztyńskich wynosi: margle plamiste 0,13%, margle miedzionośne 0,76% i margle ołowionośne (w ich spągu zaliczonym do złoza) 0,60% (Machoń, 1967).

Zasobność w miedź rzeczonych osadów dolnocechsztyńskich (miąższość [m] x zawartość [%]) charakteryzuje się równomiernym rozmieszczeniem metalu. Strefa najbo-

gatsza jest położona poza obszarem dawnych robót górniczych z lat 1955–1968. Rejon o najwyższej łącznej zasobności w Cu, Pb i Zn o powierzchni ok. 2,5 km² występuje w bezpośrednim sąsiedztwie dawnej kopalni, po jej północno-zachodniej stronie (Wojciechowski, 1999).

Pochodzenie osadów budujących poziom złotonośny

W rejonie Nowego Kościoła szaroczerwone piaskowce P1D czerwonego spągowca osadziły się w warunkach lądowych pod wpływem suchego klimatu. Należy przyjąć przez analogię z sąsiednimi obszarami niecki północnosudeckiej (Milewicz, 1985; Mroczkowski & Skowronek, 1980), że były to osady stożków napływowych proksymalnych względem stref wyniesionych przechodzące stopniowo w bardziej drobnoziarniste utwory równin nadrzecznych i utwory typu playa. Część tych piaskowców, wykazująca oznaki stosunkowo wysokiego zasolenia ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \approx 0,25\text{--}0,35$) i podwyższoną zawartość MgO ($\approx 0,8\text{--}1,0\%$), być może miała związek z ewaporacyjnym środowiskiem depozycji. Na badanym obszarze w piaskowcach tych nie stwierdzono osadów typu *caliche* i pedogenicznych wapieni. Najbliższe

Tab. 4. Średnia arytmetyczna zawartość Cu, Pb i Zn w osadach dolnego cechsztyń występujących w obrębie opuszczonego złoza „Nowy Kościół”

Wydzielania litologiczne	Cu [%]	Pb [%]	Zn [%]
Margle plamiste, n=66	0,15 ± 0,04	0,09 ± 0,03	0,16 ± 0,04
Margle miedzionośne, n=71	0,43 ± 0,06	0,17 ± 0,05	0,22 ± 0,06
Margle ołowionośne, n=67	0,17 ± 0,04	0,54 ± 0,14	0,20 ± 0,05

utwory tego typu występują w bardziej zachodniej części południowego skrzydła niecki północnosudeckiej, w rejonie Lwówka Śląskiego (Krasoń, 1964).

Odbarwione piaskowce są utworem saprolitycznym. Wietrzenie doprowadziło nie tylko do mechanicznej dezintegracji piaskowców, lecz również do chemicznego przekształcenia ich składników. Utworzyły się minerały z grupy illitów i smektytów. Uruchomione żelazo i mangan nadało osadom pstry wygląd. Zapoczątkowany został również proces uruchomienia krzemionki. Przeważnie, o czym świadczą niskie wartości wskaźników petrochemicznych i prawie zupełny brak kaolinitu, stopień zwietrzenia odbarwionych piaskowców jest stosunkowo niski, a ich „dojrzałość” (jako zwietrzliny) niewielka. Sądząc po malejącej wartości wskaźnika Al_2O_3/SiO_2 i jednocześnie wzroście wartości wskaźnika Fe_2O_3/Al_2O_3 w kierunku ku stropowi badanych osadów klastycznych owe zaczątkowe procesy wietrzeniowe miały charakter wietrzenia laterytowego.

Iły i iłowce są osadem poligenetycznym. Ich dolne partie (iły krzemionkowe) zbudowane z detrytycznych okruszków kwarcu, skaleni i minerałów ilastych, z SiO_2 (ok. 50–65% wag.) i Al_2O_3 (ok. 15–20% wag.) jako głównymi składnikami, stanowią najbardziej drobnoziarnisty produkt zwietrzelinowy w badanych profilach poziomu złotonosnego.

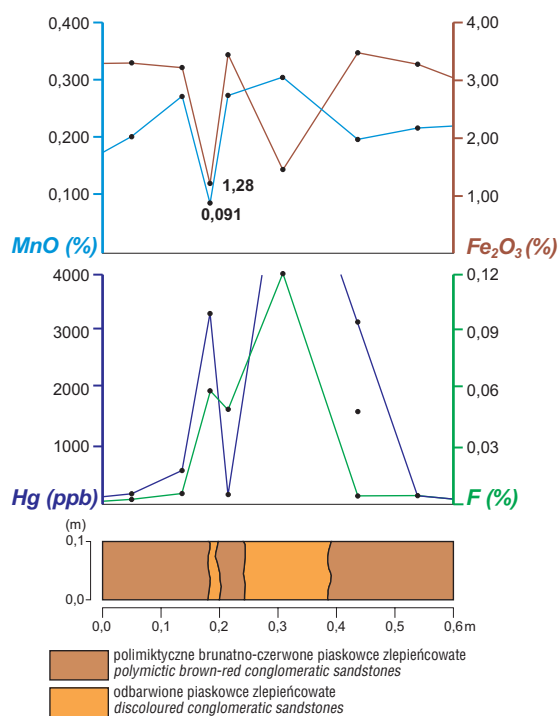


Ryc. 6. Odślonięcie szczelinowatych odbarwień w brunatno-czerwonym piaskowcu czerwonego spągowca (P1D). Piaskowiec jest przykryty piaskowcem odbarwionym (P1S), iłem i iłowcem (I/X) oraz wapieniem podstawowym cechsztynu, profil 8NK koło Nowego Kościoła

Fig. 6. Outcrop view of a fissure discolouration developed within Rotliegend polymictic brown-red sandstone (P1D). The sandstone is overlain by discoloured sandstone (P1S), yellow-grey clay and claystone (I/X) and Zechstein Basal Limestone, 8NK profile near Nowy Kościół

śnego. Część tych iłów i iłowców ze względu na występowanie subtelnej, równoległej laminacji można by uznać bądź to za osad deponowany w jakiś bliżej nieokreślonych zbiornikach wodnych, bądź też za utwór stokowy pochodzenia zmywowego. Środkowe i górne partie owych iłów i iłowców są wykształcone jako osady węglanowo-krzemionkowe. Zawartość SiO_2 w postaci detrytycznych okruszków kwarcu i amorficznej krzemionki waha się od ok. 10 % (w iłach wapnistych z barytem) do ok. 35% wag. (w iłach wapnistych ze smektytami). W ich najbardziej wapnistych odmianach zawartość węglanu wapnia w postaci kalcytu sięga ok. 45% wag. O ile źródła krzemionki w owych osadach należałoby upatrywać w procesach wietrzeniowych a węglanu wapnia w wodach zbiornika sedymentacyjnego, o tyle pochodzenie minerałów ilastych — czy są autigeniczne, czy też detrytyczne — pozostaje zagadnieniem zupełnie otwartym. Obecność znacznych ilości baru (ok. 0,65% wag.) w badanych iłach i iłowcach (ryc. 5), pozostającego w ścisłym związku z tlenkami manganu, przez analogię z przejawami mineralizacji barytowej w węglanowych osadach cechsztyńskich w rejonie Leszczyzny (Jerzmański, 1969), kilka kilometrów na wschód od opisywanego tutaj terenu, da się wytłumaczyć jako efekt procesów metasomatycznych. Na obecnym etapie badań nie można jednak wykluczyć, że owe nagromadzenia barytowe są wynikiem ewolucji geochemicznej zbiornika sedymentacyjnego, w którym osadziły się iły i iłowce poziomu złotonosnego.

Wapień podstawowy zalegający w badanych szurfach bezpośrednio powyżej osadów poziomu złotonosnego jest najprawdopodobniej osadem lagunowym. Jego depozycja zachodziła w płytkiej lagunie z przewagą chemicznego strącania węglanu wapnia i niekorzystnymi warunkami środowiskowymi dla rozwoju organizmów (Raczyński, 1997).



Ryc. 7. Rozmieszczenie rtęci, fluoru i tlenków Fe oraz Mn w strefie szczelinowatych odbarwień w brunatnoczerwonym piaskowcu czerwonego spągowca, profil 8NK (patrz ryc. 6)

Fig. 7. Mercury, fluorine and Fe, Mn oxides distribution in the zone of fissure discolouration developed within Rotliegend brown-red sandstone, profile 8NK (see Fig. 6)

Zlepieniec występujący u podstawy wapienia podstawowego, nazywany zlepińcem cechsztyńskim (Scupin, 1916), zlepińcem granicznym (Eisentraut, 1939), czy też umieszczony w tzw. cyklotemie kaczawskim w postaci „piaskowców i zlepińców granicznych” (Krasoń, 1964), jest powszechnie uważany w literaturze przedmiotu za pierwszy morski osad transgredującego morza cechsztyńskiego. Ponieważ w wydrążonych szurfach nie stwierdzono jego występowania, to nie jest możliwa ocena oddziaływania wód owego morza cechsztyńskiego na niżejleżące osady czerwonego spągowca w ogóle, a na osady poziomu złotońskiego w szczególności. Przyjmując jednak, że takie oddziaływanie mogłoby pochodzić od wód zbiornika, w którym osadził się wapień podstawowy, to powinno było się ono objawić m.in. wysokim zasoleniem i kalcyfikacją stropowych partii poziomu złotońskiego, wzbogaceniem ich w fosfor, rozwojem procesów redukcji związków Fe oraz ewentualnym występowaniem śladów żerowania organizmów dennych (Mora & Driese, 1999). W badanych osadach nie stwierdzono występowania żadnego z tych procesów, oprócz zjawiska redukcji związków Fe (i związków Mn) wywołanego jednak najprawdopodobniej innymi przyczynami.

Należy zauważyć, że na obecne wykształcenie litologiczne i geochemię osadów poziomu złotońskiego mogły mieć wpływ zarówno późniejsze procesy krasowe, które szczególnie silnie rozwinęły się w marglisto-wapiennych osadach powyżej wapienia podstawowego (Romaniec & Janiec, 1957; Konstantynowicz, 1971), współcześnie zachodzące procesy wietrzeniowe na jego wychodniach, jak również infiltracyjno-descenzyjne przemieszczanie się substancji mineralnych wzdłuż stref tektonicznych (Niśkiewicz & Skowronek, 1976).

Geneza okruszczenia złotońskiego

Na obecnym etapie rozpoznania geneza opisywanej tutaj mineralizacji złotońskiej nie jest jeszcze dostatecznie jasno wyjaśniona. Zarysowujące się pewne prawidłowości w jej rozmieszczeniu i wykształceniu należy jednak uznać za bezsporne.

Poziom złotoński jest położony bezpośrednio poniżej wapienia podstawowego cechsztynu i przestrzennie jest związany z transgresywną powierzchnią niezgodności (ryc. 2). Powierzchnia ta uformowała się w wyniku długotrwałego działania procesów wietrzeniowo-denuwacyjnych w schyłkowej fazie czerwonego spągowca i postępującej od północnego-zachodu transgresji morza cechsztyńskiego. Jest to powierzchnia o znaczeniu regionalnym (Pokorski, 1988; Wagner i in., 1980), która wyraźnie zaznacza się w obrazie intersekcyjnym NW części Sudetów (Milewicz, 1985).

Złoto skoncentrowało się w poligenetycznych, szaro-pstrych iłach i iłowcach o charakterze redeponowanych zwietrzelin i węglanowo-krzemionkowych osadów złożonych w bliżej nieokreślonym zbiorniku sedymentacyjnym, jak również w niżejleżących saprolitycznych odbarwionych piaskowcach czerwonego spągowca (?).

Wysoka statystyczna współzależność pomiędzy złotem a tlenkiem żelazowym Fe_2O_3 (występującym w postaci nieregularnych grudek, okruszków i agregatów) w szaroczerwonych piaskowcach i piaskowcach odbarwionych, pomimo braku w preparatach polerowanych zrostów złota rodzimego z hematytem i siarczkami Cu, zdaje się świad-

czyć o występowaniu w badanych osadach identycznego zespołu kruszcowego, jak w utlenionych facjach cechsztyńskiej serii miedzionośnej na monoklinie przedsudeckiej (Piestrzyński i in., 1996a, 1996b; Oszczepalski i in., 1997; Piestrzyński i in., 1997; Oszczepalski, 1999; Piestrzyński & Wodzicki, 2000).

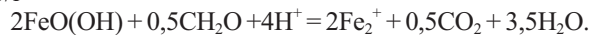
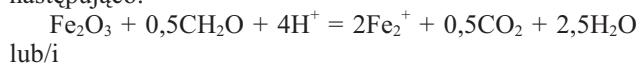
Proces odbarwienia badanych osadów, w którym brały najprawdopodobniej udział roztwory bogate w Hg i F (ryc. 7) — szczególnie dobrze widoczny wzdłuż szczelin biegnących w szaroczerwonych piaskowcach czerwonego spągowca (ryc. 6) — polegał na redukcji związków żelaza trójwartościowego Fe^{3+} do postaci Fe^{2+} .

Wysoką statystyczną współzależność pomiędzy złotem a rtęcią w szaroczerwonych piaskowcach i piaskowcach odbarwionych można by wytłumaczyć obecnością złota i rtęci typu adsorbcyjnego (głównie na minerałach ilastych), obecnością kompleksowych związków organicznych Au i Hg, które cechują się podobną strukturą, bądź też po prostu obecnością złocin z domieszką Hg. W cechsztyńskiej serii miedzionośnej na monoklinie przedsudeckiej rtęć tworzy własne fazy mineralne (amalgamaty srebra, tiemanit, związki organiczne), które nie zawierają złota (Banaś & Salamon, 1987; Piestrzyński & Tylka, 1992). Obecność rtęci w poziomie złotońskim należy wiązać z powszechnym występowaniem na badanym obszarze drobnych struktur tektonicznych (drobnych fałdek, w tym również z wyiskania, wywalcowań, stref zmięcia i sprasowania itd...) (Zaczek, 1966). Owe drobne struktury tektoniczne są wynikiem laramijskiej aktywizacji tektonicznej badanego obszaru. Jednocześnie ze wzrostem aktywności ruchów tektonicznych doszło do uruchomienia roztworów i gazów hydrotermalnych. Pakiety skał ilastych, uwieszone pomiędzy sztywnymi i mniej podatnymi ławicami cechsztyńskich skał węglanowo-marglistych a piaskowcowo-zlepińcowatym kompleksem czerwonego spągowca, pełniły rolę nie tylko „smaru tektonicznego”, lecz również, dzięki wybitnym własnościom adsorbcyjnym, funkcję kolektora rtęci wędrującej z bliżej nieokreślonego źródła wzdłuż nowo utworzonych (lub/i) odmłodzonych stref spekań, stref uskokiowych itp. Nie jest jednak wykluczone, że postulowane tutaj uruchomienie rtęci w wyniku laramijskiej kompresji dokonało się dopiero w innym polu naprężeń, w czasie alpejskich ruchów trzeciorzędowych i związanego z nimi bazaltowego wulkanizmu.

Pojawienie się zakwaszającego środowisko jonu Fe^{2+} w owych odbarwiających się osadach (cechujących się obecnie stosunkowo wysokim zasoleniem $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,25 - 0,35$) sprzyjało migracji złota. Z drugiej jednak strony jeśli owo złoto znajdowało się w roztworze mineralizacyjnym w postaci chlorkowej, to mogło się ono natychmiast wytrącić według reakcji $\text{AuCl}_4^- + 3\text{Fe}^{2+} + 6\text{H}_2\text{O} = \text{Au} + 3\text{FeOOH} + 4\text{Cl}^- + 9\text{H}^+$. Pstrokate (plamiste) zabarwienie osadów w tym przypadku (w warunkach powietrzno-wodnych, w obecności choćby niewielkiej ilości siarczków) wiązałoby się z kinetyką reakcji redox $\text{Fe}^{3+} + e = \text{Fe}^{2+}$, której przebieg w pierwszym przybliżeniu zależy od ilości wolnego tlenu (a ściślej jego prężności $f\text{O}_2$), stężenia poszczególnych jonów, obecności H_2SO_4 , czy też siarczków metali kolorowych itp. Istnieje duże prawdopodobieństwo, że w pewnych stadiach rozwoju owych pstrych osadów wpływ poszczególnych czynników mógł być taki, że w ich partiach zaopatrywanych obficie w tlen wytrącały się wodorotlenki Fe, a w partiach w niego zubożonych,

nawet przy niższych stężeniach Fe^{2+} i SO_4^{2-} , żelazo było wynoszone na zewnątrz układu.

W warunkach hipergenicznych substancją najefektywniej redukującą trójwartościowe jony żelaza Fe^{3+} jest materia organiczna. Odpowiednie reakcje można zapisać następująco:



Dobrym przykładem redukcji Fe^{3+} jest proces bielcowania w glebach i zjawisko wybielania pokryw laterytowych, w obu przypadkach przy nieodzownym udziale szaty roślinnej. Innym sposobem redukcji hematytu jest oddziaływanie nań siarkowodorem H_2S w kwaśnym środowisku według reakcji $2\text{Fe}^{3+} + \text{H}_2\text{S} = 2\text{Fe}^{2+} + \text{S}^0 + 2\text{H}^+$. Aktywny udział H_2S w formowaniu epitermalnych złóż złota (z jego obecnością w postaci związków kompleksowych typu $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ i tworzeniem się barytu według reakcji $\text{H}_2\text{S} + 2\text{O}_2 + \text{Ba}^{++} = \text{BaSO}_4 + 2\text{H}^+$) został uwzględniony w teorii „poziomu wodonośnego w stanie wrzenia” (*boiling — water table model*) (Cunningham, 1985).

Analiza przeprowadzona dla podobnie wykształconej mineralizacji w rejonie Lubin–Sieroszowice wykazała, że związki kompleksowe złota typu AuCl_4^- i AuCl_2^- nie odegrały większej roli w jej formowaniu (Wodzicki & Piestrzyński, 1994). Nie wdając się tutaj w zbyt daleko idące dywagacje należy zauważyć, że większość modeli geochemicznych transportu złota w postaci chlorkowej (Krauskopf, 1951; Cloke & Kelly, 1964; Mann, 1984) nie uwzględnia takich czynników w formowaniu się jego złóż jak wielkość przepływu roztworów zmineralizowanych i żywotność systemu termodynamicznego utrzymującego złoto w roztworze. Przyjęcie bardzo wysokiego stężenia chlorków rzędu 1 M (niezbędnego do otrzymania odpowiednio dużej ilości transportowanego metalu (10–5 M) w postaci AuCl_4^-) doprowadziło do stworzenia modelu, w którym transport złota w postaci związków kompleksowych może się odbywać w środowisku o bardzo niskich wartościach pH i silnie utleniających właściwościach (a więc środowisku, którego przykładem byłoby np. środowisko pustynne z bardzo gorącym klimatem i obecnością ewaporatów dostarczających wysoko stężonych solanek).

Obecny stan badań nad genezą opisywanej tutaj mineralizacji złotonośnej nie daje odpowiedzi na wiele pytań dotyczących składu i pochodzenia zmineralizowanych roztworów, źródła złota i ogólnych termodynamicznych warunków procesu złożowego. Z tego też względu, oczekując na wyniki specjalistycznych badań (izotopowych, inkluzji gazowo-ciekłych, skaningowych), należy przyjąć przez analogię z wzmiankowaną powyżej podobnie wykształconą mineralizacją na monoklinie przedsudeckiej, że powstała ona w wyniku mieszania się w tzw. „strefie przejściowej” dwu rodzajów roztworów złotonośnych: ascenzyjnych transportujących metal w postaci tiosiarczanowych związków kompleksowych typu $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_{2,3}$ i descenzyjnych, redukcyjnych niosących złoto w formie związków kompleksowych typu $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ (Piestrzyński & Wodzicki, 2000). Trzeba tutaj stwierdzić, że podczas utleniania złotonośnych siarczków w warunkach hipergenicznych stężenie jonów tiosiarczanowych może osiągnąć poziom $6 \cdot 10^{-5}$ M (Ross-Carré, 1983), co umożliwia transport złota w roztworze w ilości ok. $1,6 \cdot 10^{-8}$ M (czyli kilkakrotnie więcej, niż podczas jego transportu w postaci chlorkowej w porów-

nywalnych warunkach pH i Eh). Przy braku węglanów reakcja ta przebiega bardzo szybko. System, którego kwasowość jest kontrolowana przez rozpuszczone w roztworze węglany pozwala na powstanie różnorodnych metastabilnych postaci siarki, w tym głównie tiosiarczanów i polisarczków. Jeśli szybkość reakcji tworzenia się związków kompleksowych typu $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ jest wolniejsza od szybkości utleniania związków tiosiarczanowych w środowisku kwaśnym to wyswobodzone z siarczków złoto nie jest zdolne do utworzenia z nimi związków kompleksowych (Benedetti, 1991). Obecność w środowisku reakcji dostatecznej ilości chlorków powoduje utworzenie się kompleksowych związków chlorkowych złota, które w tej postaci może opuścić strefę utleniania siarczków. W przeciwnym wypadku nie jest ono uruchamiane. Zmiana odczynu roztworu na obojętny powoduje jednak rozpad owych chlorkowych kompleksów i strącanie się złota.

Ogólnie rzecz biorąc zdolność migracyjna złota uwolnionego w trakcie utleniania złotonośnych siarczków jest o wiele większa w środowisku węglanowym niż w otoczeniu, które ich nie zawiera. Złoto zachowuje się zupełnie inaczej, niż inne metale (Fe, Zn, Pb), które, pozostając w kwaśnych roztworach, w obecności węglanów strącają się.

Podsumowanie

Zagadnienie złotoności osadów z pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu niecki północnosudeckiej zawiera oprócz strony poznawczej, również aspekt ekonomiczny. Pozytywna odpowiedź na pytanie czy odkrywko- wa eksploatacja serii miedzionośnej i poziomu złotonośnego byłaby technicznie możliwa i rentowna stanowiłaby przełom w podejściu inwestorów do zagadnienia potencjału złożowego badanego obszaru i całej niecki północnosudeckiej. Bez wątpienia przyczyniłaby się również do przyspieszenia badań nad niezupełnienie naświetlonymi do tej pory problemami precyzyjnego ustalenia pozycji stratygraficznej poziomu złotonośnego, pochodzenia budujących go osadów i genezy okruszczowania oraz roli rtęci w procesie złożowym.

Literatura

- BANAŚ H. & SALAMON W. 1987 — Formy występowania, koncentracja i rozmieszczenie rtęci w złożach rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej. [In:] Metale towarzyszące w złożu miedzi. Stan badań i perspektywy dalszego ich wykorzystania, 13–14 maja 1987 r. Rydzyna.
- BLAJDA R. & GÓRECKI J. 1995 — Dodatek do dokumentacji geologicznej złoża rud miedzi „Nowy Kościół”. Arch. KGHM „Polska Miedź” S.A., Lubin.
- BENEDETTI M. 1991 — Géochemie de l’or: mécanismes de transport et de dépôt. Sc. Géol., 91: 1–147.
- CLOKE P.L. & KELLY W.C. 1964 — Solubility of gold under inorganic supergene conditions. Econ. Geol., 52: 828–836.
- CUNNINGHAM C.H.G. 1985 — Characteristics of Boiling-Water Table and Caron Dioxide Models for Epithermal Gold Deposition. U.S. Geol. Sur. Bull., 1646: 43–46.
- EISENTRAUT O. 1939 — Der Niederschlesische Zechstein und seine Kupfergestätte. Arch. Lagerst. Forsch., B. 71. Berlin.
- ENGLUND J.O. & JØRGENSEN P. 1973 — A chemical classification system for argillaceous sediments and factors affecting their composition. Geol. Fören. Stockh. Förh., 95, part 1: 87–97.
- FRĄCKIEWICZ W. 1955 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, ark. Świerzawa. Wyd. Geol.
- GUNIA T. 1962 — Cechsztyń synkliny leszczyńskiej. Biul. Inst. Geol., 173: 57–113.
- HERRON M.M. 1988 — Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. J. Sed. Petr., 58: 820–829.

- JERZMAŃSKI J. 1969 — Wstępne wyniki poszukiwań barytu w rejonie kopalni Stanisławów. Kwart. Geol., 13: 934–935.
- KOGAN P. J. 1986 — Interwalnyje ocenki w geologiczeskich issledovanijach. Izd. Niedra. Moskwa.
- KONSTANTYNOWICZ E. 1971 — Geologia złóż miedzi i przejawów miedzionośnych w Polsce. [In:] Monografia przemysłu miedziowego w Polsce, t. 1: 32–280.
- KRASOŃ J. 1964 — Podział stratygraficzny cechsztynu północnosudeckiego w świetle badań facjalnych. Geol. Sudet., 1.
- KRAUSKOPF K.B. 1951 — The solubility of gold. Econ. Geol., 46: 858–870.
- MACHOŃ T. 1967 — Litostratygrafia i okruszczowanie dolnego cechsztynu w rejonie kopalni „Nowy Kościół”. Prz. Geol., 15: 327–329.
- MACIOŁEK J.B. & JONES V.T. 1986 — Mercury forms in mineralized environments. Exploration applications. Exploration Technologies Incorporated, Houston (technical memorandum no 4224TM192).
- MANN A.W. 1984 — Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: Some observations from Western Australia. Econ. Geol., 79: 38–50.
- MASTALERZ K. & RACZYŃSKI P. 1993 — Litostratygrafia i ewolucja basenu północnosudeckiego w karbonie i permie. [In:] II Krajowe Spotkanie Sedymetologów pt. Baseny sedimentacyjne: procesy, osady, architektura. Wrocław, Sudety, 4–7 września 1993.
- MILEWICZ J. & KOZDRÓJ W. 1994 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, ark. Probošzczów. Państw. Inst. Geol.
- MILEWICZ J. 1964 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, ark. Lwówek Śl. Wyd. Geol.
- MILEWICZ J. 1985 — Rozwój czerwonego spagowca południowo-zachodniej Polski. Kwart. Geol., 29: 679–690.
- MORA C.I. & DRIESE S.G. 1999 — Paleoenvironment, paleoclimate and stable carbon isotopes of Paleozoic red-bed paleosols, Appalachian Basin, USA and Canada. [In:] Spec. Publs int. Ass. Sediment., 27: 61–84.
- MROČZKOWSKI J. & SKOWRONEK Cz. 1980 — Osady czerwonego spagowca w Iwinach (niecka północnosudecka). Geol. Sudet., 15.
- NESBITT H.W. & YOUNG G.M. 1982 — Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299: 715–717.
- NESBITT H.W. & YOUNG G.M. 1989 — Formation and diagenesis of weathering profiles. J. Geol., 97: 129–147.
- NIŚKIEWICZ J. & SKOWRONEK Cz. 1976 — Zmiany hydrogeniczne w złożu miedzi „Lena” (Dolny Śląsk). Roczn. Pol. Tow. Geol., 46: 489–502.
- OBERC J. & TOMASZEWSKI J. 1963 — Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej. Prz. Geol., 11: 505–509.
- OSZCZEPALSKI S. PIETRZYŃSKI A. RYDZEWSKI A. SPECZIK S. & NICZYPORUK K. 1997 — Poszukiwania cechsztyńskiej mineralizacji Au–Pt–Pd w SW Polsce. Konferencja pt. Metale szlachetne w NE części Masywu Czeskiego i w obszarach przyległych — geneza, występowanie, perspektywy. Jarnołtów 19–20.06.97 r.
- OSZCZEPALSKI S. 1999 — Origin of the Kupferschiefer polymetallic mineralization in Poland. Miner. Deposita, 34: 599–613.
- PIETRZYŃSKI A. & TYLKA W. 1992 — Silver amalgams from the Sieroszowice copper mine, Lubin–Sieroszowice district, SW Poland. Miner. Pol., 23: 17–25.
- PIETRZYŃSKI A. BANASZAK A. OSZCZEPALSKI S. RYDZEWSKI A. & SPECZIK S. 1996b — Jakość złoża KGHM Polska Miedź S.A. w świetle najnowszych wyników badań. Uroczysta Sesja naukowa 21–22 listopada 1996 r. W 40-lecie odkrycia złóż rud miedzi i 35-lecie KGHM Polska Miedź S.A. Warszawa–Lubin.
- PIETRZYŃSKI A. PIECZONKA J. SPECZIK S. OSZCZEPALSKI S. & BANASZAK A. 1997 — Noble metals from the Kupferschiefer — type deposits, Lubin–Sieroszowice, SW Poland. [In:] Papunen H (ed.) Mineral deposits: resources and exploration — where do they meet? Balkema, Rotterdam: 563–566.
- PIETRZYŃSKI A. WODZICKI A. & BANASZAK A. 1996a — Złoto w złożu rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej. Prz. Geol., 44: 1098–1102.
- PIETRZYŃSKI A. & WODZICKI A. 2000 — Origin of the gold deposit in the Polkowice–West Mine, Lubin–Sieroszowice Mining District, Poland. Miner. Deposita, 35: 37–47.
- PODEMSKI M. 1970 — Szary spagowiec z okolicy Nowej Soli. Kwart. Geol., 14: 291–300.
- PODEMSKI M. 1974 — Stratygrafia utworów cechsztyńskich zachodniej części niecki północnosudeckiej. Kwart. Geol., 18: 729–748.
- POKORSKI J. 1988 — Mapy paleotektoniczne czerwonego spagowca w Polsce. Kwart. Geol., 32: 15–32.
- POKORSKI J. 1997 — Perm dolny (czerwony spagowiec). Litostratygrafia i litofacje. [In:] S. Marek & M. Pajchłowa (eds.), Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Pr. Państw. Inst. Geol., 153: 36–38.
- PRZENIOSŁO S. (red.) 1998 — Bilans zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce wg stanu na 31.XII.1997 r. Państw. Inst. Geol.
- RACZYŃSKI P. 1997 — Warunki sedimentacji osadów cechsztynu w niecce północnosudeckiej. Prz. Geol., 45: 693–699.
- RETALLACK G.I. 1992 — Paleozoic paleosols. [In:] Weathering, Soils and Paleosols, Martini I.P. & Chesworth W. (eds.). Elsevier, Amsterdam: 453–464.
- RIEDEL H. 1917 — Die Fossilführung des Zechstein in Niederschlesien. Dissertation. Halle.
- ROMANIEC E. & JANIEC R. 1957 — Opracowanie geologiczne złoża miedzi rejonu „Nowy Kościół”. CAG Państw. Inst. Geol., nr arch. 4422/194.
- ROSS-CARRÉ H. 1983 — Les relations soufre-matière organique-métaux dans les sédiments reducteurs actuels. Application à la formation de gites uranifères. Thèse 3e cycle, Univ. Paris VI. Arch. CESEV Nancy.
- RUMP H.H. & KIRST H. 1992 — Laboratory manual for the examination of water, waste water and soil. 2 ed. UCH, Weinheim, Germany.
- SCUPIN H. 1916 — Die erdgeschichtliche Entwicklung des Zechsteins im Vorlande des Riesengebirges. S. B. Preuss. Akad. Wiss., 35: 1266–1277.
- SCUPIN H. 1931 — Die Nordsudetische Dyas. Eine stratigraphisch-paläogeographische Untersuchung. Fortschr. Geol. Paläont., 27.
- SPECZIK S., MACIOŁEK J.B., WOJCIECHOWSKI A. & FARBISZ J. 1999 — Mercury as an indicator of the regional extent of gold mineralizing processes in the North Sudetic Trough, Sudetes Mts., (Poland). Communications no 50, 105–108. International Symposium on Geochemical Tracers in Mining Exploration. Santiago, Chile, November 3–5, 1999.
- SPECZIK S., RYDZEWSKI A., OSZCZEPALSKI S. & PIETRZYŃSKI A. 1997 — Exploration for Cu–Ag and Au–Pt–Pd Kupferschiefer-type deposits in SW Poland. [In:] Papunen H (ed.), Mineral deposits: resources and exploration — where do they meet? Balkema, Rotterdam: 119–122.
- SPECZIK S. & WOJCIECHOWSKI A. 1997 — Złotonośne utwory z pogranicza czerwonego spagowca i cechsztynu niecki północnosudeckiej w okolicach Nowego Kościoła. Prz. Geol., 45: 872–874.
- WAGNER R., POKORSKI J. & DADLEZ R. 1980 — Paleotektonika basenu permu na Niżu Polskim. Kwart. Geol., 24: 553–569.
- WODZICKI A. & PIETRZYŃSKI A. 1994 — Au ore genetic model for the Lubin–Sieroszowice mining district, Poland. Miner. Deposita, 29: 30–43.
- WOJCIECHOWSKI A. 1998a — Geochemiczne i facjalne wykształcenie złotonośnych osadów ilastych cechsztynu w rejonie Złotoryja–Nowy Kościół–Leszczyna. CAG Państw. Inst. Geol., nr 5/99.
- WOJCIECHOWSKI A. 1998b — Złotonośność osadów z pogranicza czerwonego spagowca i cechsztynu w rejonach koncesyjnych nr 41, 42, 43 oraz 63, 64 i 65. Arch. DG MŚ Warszawa.
- WOJCIECHOWSKI A. 1999 — Perspektywy złożowe mineralizacji złotonośnej z pogranicza czerwonego spagowca i cechsztynu niecki północnosudeckiej. CAG Państw. Inst. Geol., nr 1919/99.
- WOJCIECHOWSKI A. 2000 — Złoto i metale towarzyszące w osadach z pogranicza czerwonego spagowca i cechsztynu niecki śródsudeckiej. Prz. Geol., 48: 162–166.
- WYŻYKOWSKI J. 1958 — Poszukiwania rud miedzi na obszarze strefy przedsudeckiej. Prz. Geol., 6: 17–22.
- WYŻYKOWSKI J. 1964 — Utwory czerwonego spagowca na przedgórzu Sudetów. Prz. Geol., 12: 319–323.
- ZACZEK F. 1966 — Mała tektonika południowej części niecki złotoryjskiej. Rudy i Metale Nieżel., 11: 583–587.
- ZIMMERMANN E. 1936 — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preuss. Bl. Goldberg und Schöna, lief. 292. 2 Aufl. Berlin.
- ZWIERZYCKI J. 1951 — Sole potasowe na północ od Wrocławia. Pr. Państw. Inst. Geol., 7: 257–295.