



## Przejawy mineralizacji polimetalicznej w strukturze elewacji Brudzowic (Siewierza) na bloku górnośląskim (południowa Polska)

Marek Markowiak<sup>1</sup>, Ryszard Habryn<sup>1</sup>



M. Markowiak



R. Habryn

**Polymetallic hydrothermal mineralization of the Brudzowice (Siewierz) elevation structure in the Upper Silesian Block (southern Poland).** *Prz. Geol.*, 68: 511–525; doi: 10.7306/2020.18

*A b s t r a c t.* In the northern part of the Upper Silesian Block, there is a latitudinal structure, several kilometres wide, stretching from Zawiercie through Siewierz towards Tworóg, where Devonian carbonate formations occur directly under the Triassic overburden. This tectonically controlled elevated structure, redefined in this paper as the Brudzowice (Siewierz) elevation, is the effect of Variscan restructuring of the area, which was accompanied by magmatism carrying polymetallic mineralization, and by intense erosion reaching the Lower Devonian formations. The Bibiela PIG-1 borehole, drilled in 2016, revealed the presence of Ordovician and Ediacaran clastics under the Devonian, in which metasomatic changes and ore mineralization located within the range of low-temperature hydrothermal effects associated with an acid magmatic

intrusion were observed. A complex ore association with Cu, Fe, Zn, Pb, and Ni and As minerals have been found. The presence of chalcopyrite extends the list of documented manifestations of copper mineralization in the Upper Silesian Block, so far observed in the late Paleozoic and Lower Triassic formations, thus indicating the prospect for further exploration in this area.

**Keywords:** Bibiela PIG-1 borehole, Upper Silesian Block, Brudzowice (Siewierz) elevation structure, Ordovician, Ediacaran, polymetallic mineralization

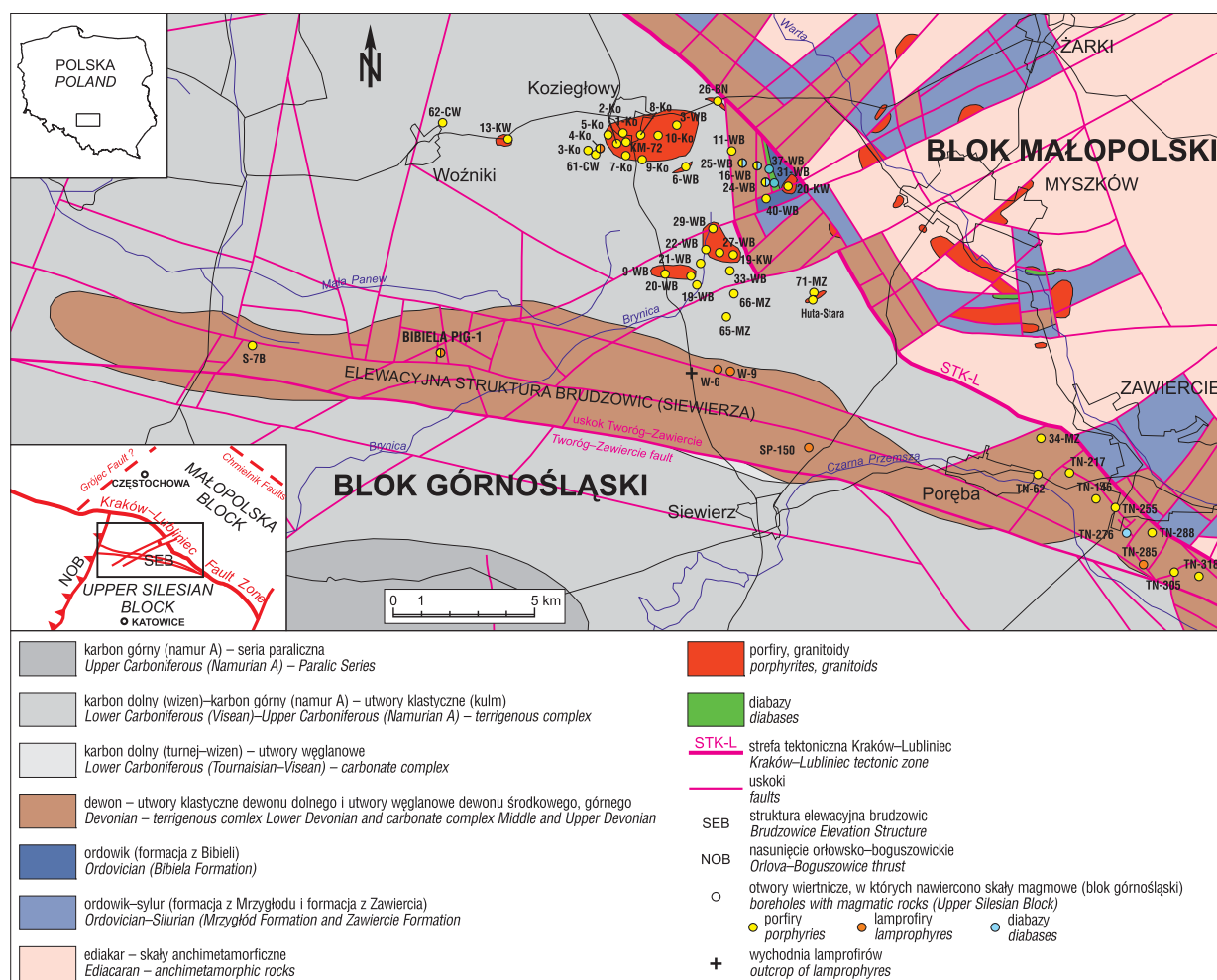
W 2016 roku, 12 km na północny-zachód od Siewierza (woj. śląskie), w celu rozpoznania budowy geologicznej północno-wschodniej części bloku górnośląskiego oraz odtworzenia ewolucji strukturalnej, która doprowadziła do uformowania waryscyjskiej struktury Brudzowic, odwiercono otwór badawczy Bibiela PIG-1 (ryc. 1) (np. Ekiert, 1971; Żaba, 1999). Odwiert osiągnął końcową głębokość 1650 m, a w jego profilu rozpoznano utwory ediakaru, ordowiku, dewonu dolnego oraz triasu (ryc. 2).

Ważnym celem utylitarnym wykonanego wiercenia było określenie potencjału złóżowego skał w obrębie struktury Brudzowic pod kątem wystąpienia mineralizacji kruszcowej, związanej z aktywnością pobliskiej strefy uskoku Kraków–Lubliniec (ryc. 1). W jej sąsiedztwie zarejestrowano liczne przejawy mineralizacji polimetalicznej (głównie typu Mo-Cu-W) towarzyszące intruzjom magmowym. Przeprowadzone systematyczne badania okruszcowania skał z odwiertu Bibiela PIG-1 pozwoliły na wyciągnięcie wniosku, że prekambryjsko-paleozoiczny górotwór rozpoznany tym otworem znalazł się w zasięgu słabych późnopaleozoicznych oddziaływań hydrotermalnych. Liczne wystąpienia mineralizacji kruszcowej w pobliskich otworach (m.in. Oszczepalski i in., 2010) oraz przejawy magmatyzmu występujące na powierzchni terenu (w rejonie Dziewek k. Siewierza) i w otworach wiertniczych (W-6, W-9, Bibiela PIG-1) (Śliwiński, 1960; Habryn i in., 2017) są wystarczającą przesłanką do sformułowania hipotezy, że w podłożu struktury Brudzowic występuje intruzja kwaśnych skał magmowych, a konturujące tę strukturę od południa uskoki mogły stanowić drogi migracji dla roztworów kruszczośnych.

### BUDOWA GEOLOGICZNA

W północno-wschodniej części bloku górnośląskiego, na zapadlisku górnośląskim obejmującym obszar między nasunięciem orłowsko-boguszowickim na zachodzie po strefę uskoku Kraków–Lubliniec na wschodzie, na powierzchni podpermskiej wyraźnie zaznacza się prawie równoleżnikowa struktura złożona z szeregu mniejszych elementów przemieszczonych względem siebie uskoki o różnych amplitudach zrzutu (np. Buła i in., 2008) (ryc. 1). Struktura ta w stropie osiowej partii jest zbudowana z osadów środkowo- i dolnodewońskich i zwykle w literaturze określa się ją jako antyklinę Brudzowic (np. Ekiert, 1971; Gładysz, Śliwiński, 1979; Żaba, 1999; Buła i in., 2002). Aktualny stan rozpoznania oraz wyniki wiercenia Bibiela PIG-1 wskazują, że ma ona charakter zrębu tektonicznego, w związku z czym autorzy proponują bardziej właściwą nazwę, tj. elewacyjna struktura Brudzowic (Siewierza). Po jej południowej i północnej stronie występują karbońskie utwory klastyczne typu kulmu, o miąższości kilkuset metrów, przykryte monoklinalnie zalegającymi osadami triasu. Taki układ tektoniczny wskazuje, że struktura Brudzowic została względnie uskukowo podniesiona o co najmniej 1500 m, a przebudowa strukturalna musiała nastąpić przed sedymentacją dolnotriasową. Zróżnicowanie miąższości środkowodewońskich skał węglanowych oraz lokalna obecność utworów dolnodewońskich na powierzchni podtriasowej w osiowej partii omawianej struktury sugeruje również znaczącą rolę uskuków subpołudniowych o kierunku NE–SW. Prawdopodobnie tego typu uskoki, związane również z tektoniką waryscyjską, doprowadziły

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec; [marek.markowiak@pgi.gov.pl](mailto:marek.markowiak@pgi.gov.pl); [ryszard.habryn@pgi.gov.pl](mailto:ryszard.habryn@pgi.gov.pl)



**Ryc. 1.** Mapa geologiczna rejonu Brudzowic (Siewierza) bez utworów permu i młodszych (wg Buła, Habryna, 2008, zmodyfikowana)  
**Fig. 1.** Geological map of the Brudzowice (Siewierz) area without the Permian and younger formations (after Buła, Habryn, 2008, modified)

do poprzecznego podziału struktury Brudzowic na bloki o typie rowów i zrębów, a późniejsza (przedtriasowa) erozja spowodowała nierównomierne usunięcie węglanów górno- i środkowodewońskich, lokalnie aż do całkowitego ich ścięcia – jak ma to miejsce w przypadku obszaru, na którym jest zlokalizowany otwór Bibiela PIG-1. Prekambrzyjsko-wczesnopaleozoiczny trzon struktury elewacyjnej Brudzowic (Siewierza) stanowią występujące w podłożu dewońskiego piętra pokrywowego skały klastyczne ordowiku, który zalega niezgodnie na silikoklastycznych utworach ediakaru (ryc. 2). Stwierdzone w osadach triasu deformacje alpejskie reaktywowały wcześniej uformowane struktury tektoniczne, np. równoleżnikowy normalno-zrzutowy uskoki Tworóg–Zawiercie (ryc. 1) odnowiony w strefie starszej aktywności tektonicznej, o założeniach prawdopodobnie kadomskich (Habryn i in., 2017).

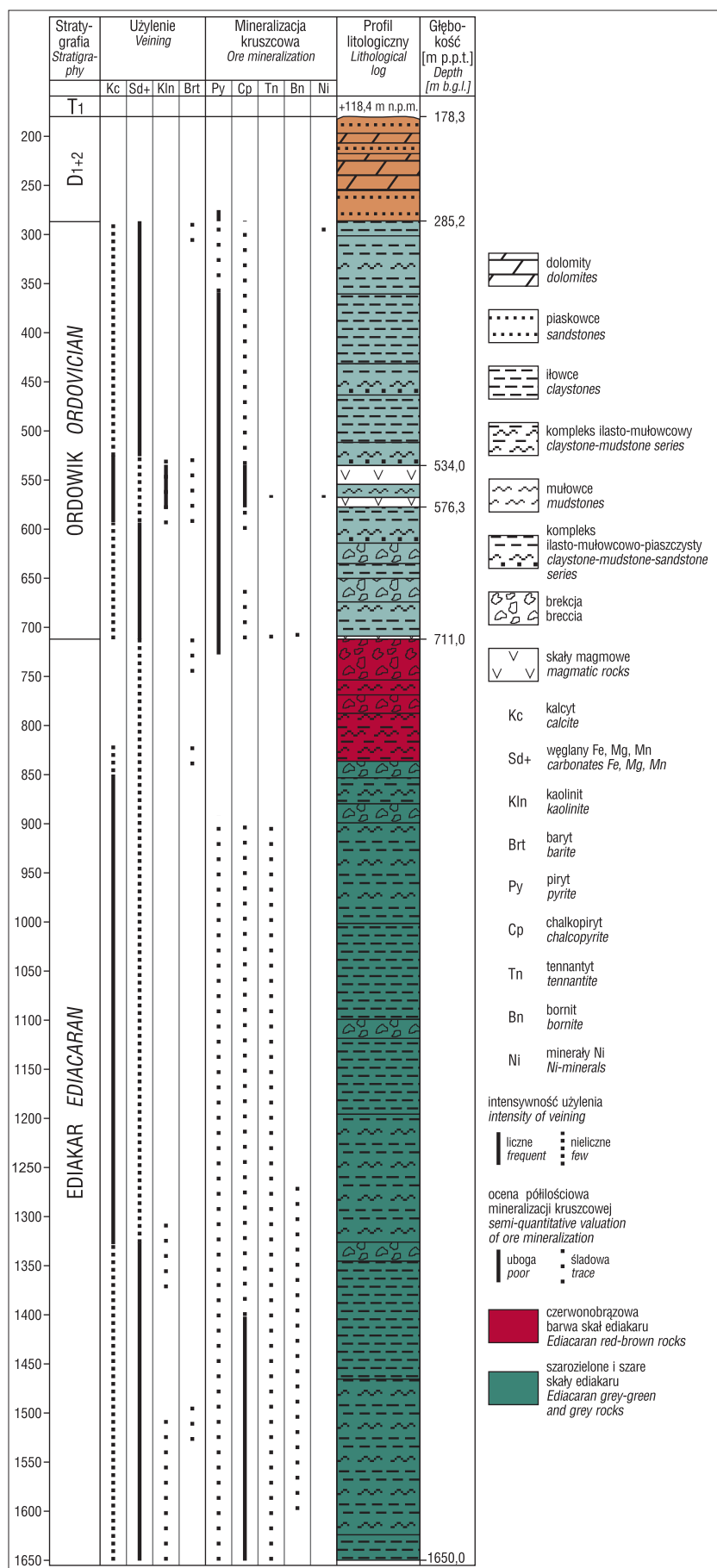
## METODYKA BADAŃ

Charakterystykę przejawów mineralizacji kruszcowej w rdzeniu z otworu Bibiela PIG-1 przeprowadzono w ramach jego dokumentowania (Markowiak w: Habryn i in., 2017), na podstawie makroskopowych obserwacji rdzenia wiertniczego, badań mikroskopowych w świetle odbitym oraz badań w mikroobszarze. Obserwacjom pod kątem mineralizacji kruszcowej poddano profil otworu wiertni-

czego ze szczególnym uwzględnieniem osadów ordowiku i ediakaru, wraz z rozcinającymi je skałami magmowymi.

Badania petrograficzne kruszców w świetle odbitym przeprowadzono za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego JENAPOL. Badania w mikroobszarze wykonano na mikroskopie skaningowym LEO 1430 wyposażonym w spektrometr dyspersji energii (EDS) firmy Oxford Instruments (napięcie przyspieszające 20 kV o natężeniu 80  $\mu$ A, średnica wiązki wynosiła od 2–5  $\mu$ m) oraz na mikrosondzie elektronicznej CAMECA SX 100 (z użyciem spektrometrów WDS, przy następujących parametrach: napięcie przyspieszające HV – 20 kV; prąd emisji I<sub>emi</sub> – 60  $\mu$ A, prąd wiązki I – 10 nA) w Laboratorium Analiz w Mikroobszarze Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie. Prezentowane w artykule zdjęcia przedstawiają obraz z detektora elektronów wstecznie rozproszonych (BSE). W trakcie prac badawczych wykonano 461 punktowych analiz chemicznych. Otrzymane obrazy BSE dla podkreślenia różnic w składzie chemicznym minerałów zostały niekiedy przetworzone w programie SX 100 i zastosowano sztuczną skalę barw Quanti.

Przybliżony poziom wykrywalności (detekcji) dla analizowanych pierwiastków (w % wag.) wynosi: Ag – 0,08%, Al – 0,025%, As – 0,19%, Au – 0,17%, Ba – 0,17%, Bi – 0,2%, Ca – 0,025%, Cd – 0,09%, Cl – 0,03%, Cu – 0,14%, F – 0,11%, Fe – 0,08%, Hg – 0,03%, K – 0,02%, Mg – 0,08%, Mn – 0,07%, Na – 0,03%, Ni – 0,1%, Co – 0,09%,



Ryc. 2. Zgeneralizowany profil otworu Bibiela PIG-1 z charakterystyką żył mineralnych  
Fig. 2. Generalized log of the Bibiela PIG-1 borehole, with veining and ore mineralization characteristics

P – 0,02%, Pb – 0,04%, S – 0,03%, Sb – 0,08%, Se – 0,17%, Si – 0,025%, Sr – 0,09%, Te – 0,1%, Ti – 0,07%, Zn – 0,17%. Pierwiastki Bi i Te w żadnej z badanych próbek nie przekroczyły poziomu wykrywalności.

### PRZEJAWY MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ W UTWORACH PALEOZOIKU I PREKAMBRU ROZPOZNANYCH OTWOREM BIBIELA PIG-1

Charakter, rozkład i intensywność mineralizacji kruszcowej rozpoznanej w utworach ediakaru, ordowiku i dewonu w otworze Bibiela PIG-1 wraz z uproszczonym profilem litologicznym zestawiono na rycinie 2.

#### Okruszcowanie skał dewonu

##### Dewon dolny (178,3–285,2 m)

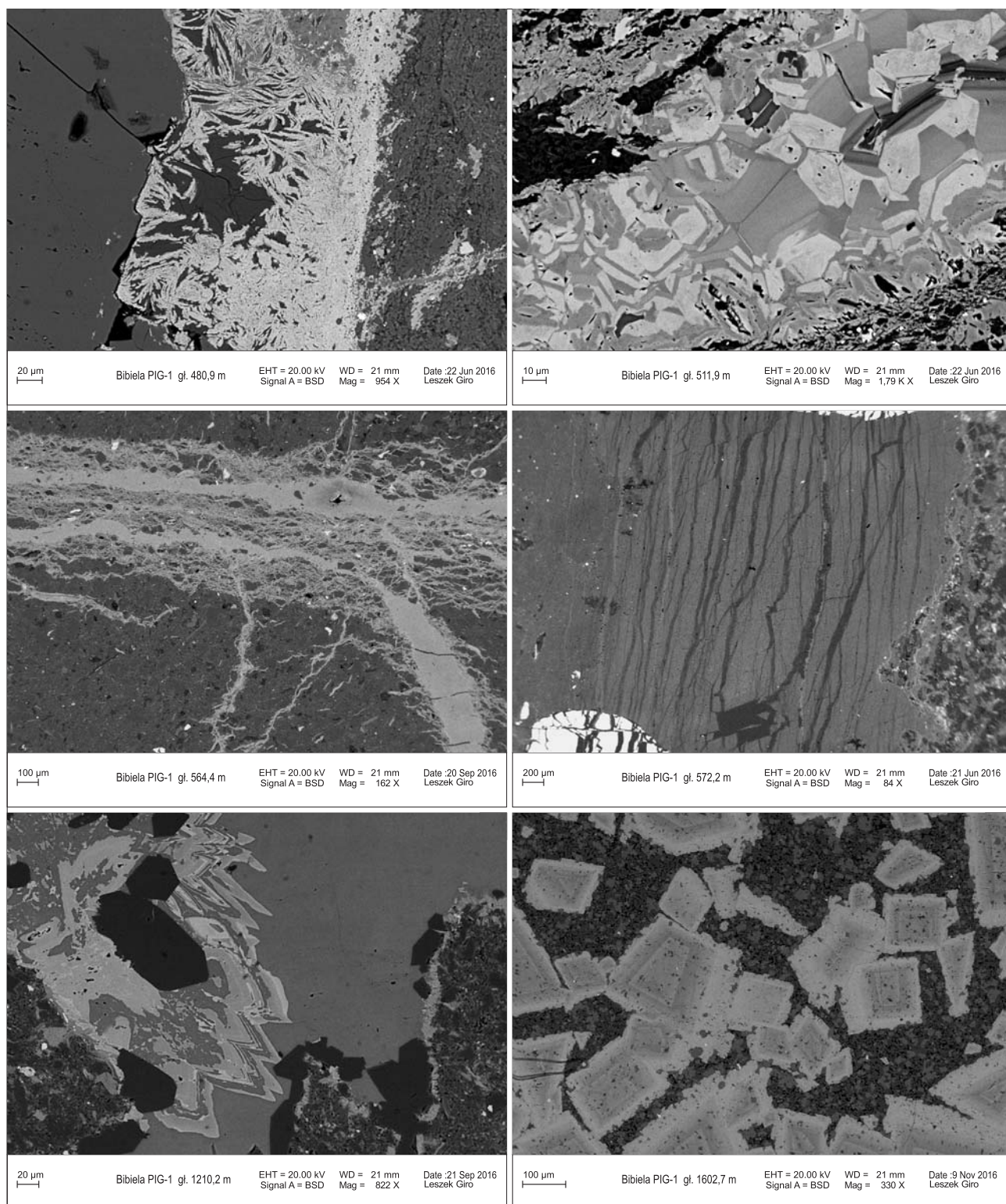
Osady dewonu dolnego zalegające bezpośrednio pod utworami triasu są reprezentowane głównie przez skały klastyczne, rzadziej węglanowe (ryc. 2). Są to osady zwykle szarobrunatne i brązowe, utlenione, bez widocznej mineralizacji kruszcowej. Dopiero od głębokości ok. 269 m skała przybiera barwę szarą i lokalnie na płaszczyznach spękań i w strefach tektonicznych pojawia się dość intensywne okruszcowanie pirytem i markasytem w postaci impregnacji lub różnej wielkości skupień, o średnicy dochodzącej do 1 cm.

#### Okruszcowanie skał ordowiku i ediakaru

Znacznie bardziej zróżnicowany kruszcowy zespół mineralny, obejmujący: piryt, markasyt, chalkopiryt, galenę, sfaleryt, gersdorffit, tlenki tytanu (głównie anataz), tytanit, bornit i tennantyt, rozpoznano w ediakarskiej i ordowickiej części profilu. Mineralizacja ta ma przeważnie charakter śladowy, tylko lokalnie obserwuje się niewielki wzrost jej intensywności.

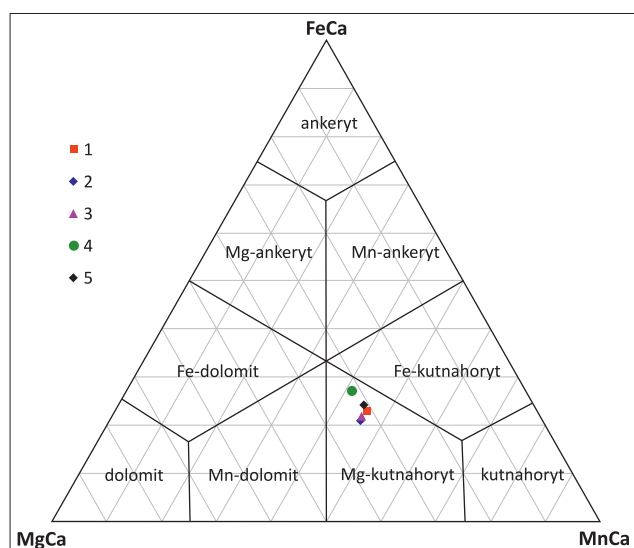
##### Ordowik (285,2–710,95 m)

Ordowik jest reprezentowany głównie przez skały klastyczne: ilowce, mułowce, kwarcyty (piaskowce) i brekcje, od jasnoszarzielonych przez szare do czarnych. W interwale 534,0–576,3 m rozcięte są żyłami silnie zmienionych skał magmowych (lamprofirów i prawdopodobnie dacytoidów), z których najgrubsza osiąga 13,3 m miąższości pozornej. Niewielka żyła przeobrażonej skały magmowej występuje również na granicy ordowiku i ediakaru (708,1–710,95 m).



**Ryc. 3.** Polimineralne mikrożyłki rozcinające skały ordowiku i ediakaru. Otwór Bibiela PIG-1, obrazy BSE. **A** – żyłka kwarcowo-węglanowa z kaolinitem, w której syderyt krystalizuje w formie dendrytycznej; głęb. 480,9 m. **B** – syderyt tworzący kryształy o budowie strefowej; głęb. 511,9 m. **C** – powszechnie występujące nieregularne, rozgałęziające się mikrożyłki węglanowe (Sd – syderyt, Mg-Sd – syderoplesyt) rozcinające skałę ilastą; głęb. 564,4 m. **D** – żyłka węglanowa z pirytem rozcięta siatką spękań wypełnionych kwarcem; głęb. 572,2 m. **E** – polimineralna żyłka węglanowo-kwarcowa ze znacznym udziałem kalcytu; głęb. 1210,2 m. **F** – kryształy z grupy ankeryt – dolomit (Ank; Mg-Ank) z widoczną budową pasową, z drobnokrystalicznym kaolinitowo-kwarcowym wypełnieniem przestrzeni między kryształami (kwarc jaśniejszy, kaolinit ciemniejszy); głęb. 1602,7 m

**Fig. 3.** Polymineral micro-veinlets in the Ordovician and Ediacaran rocks. Bibiela PIG-1 borehole, BSE image. **A** – quartz-carbonate veinlet with kaolinite and siderite crystallizing in a dendrite form, depth 480.9 m. **B** – complex texture of siderite; depth 511.9 m. **C** – commonly occurring irregular, branching carbonate micro-veinlets (Sd – siderite, Mg-Sd – sideroplesite) cutting claystone; depth 564.4 m. **D** – carbonate veinlet with pyrite and quartz-filled fractures; depth 572.2 m. **E** – polymineral quartz-carbonate veinlet with a significant proportion of calcite; depth 1210.2 m. **F** – zoned crystals of ankerite – dolomite group (Ank; Mg-Ank), with fine-crystalline kaolinite-quartz filling the space between crystals (quartz lighter in colour, darker kaolinite); depth 1602.7 m



**Ryc. 4.** Klasyfikacja chemiczna węglanów z próbki z głęb. 706,0 m (ryc. 5A) (klasyfikacja wg Trdlička, Hoffmana, 1976). Numeracja analiz wg tab. 1

**Fig. 4.** Ternary projection of carbonates from the 706.0 m depth sample (Fig. 5A) (classification after Trdlička, Hoffman, 1976). Numbers of analyses shown in Table 1

W sąsiedztwie skał magmowych obserwuje się intensywne zmiany metasomatyczne w strefach o miąższości pozornej do 1 m.

Kompleks ordowicki rozcinają dość liczne drobne żyłki (grubości od ułamka milimetra do 5 mm), rzadko przekraczające 1 cm grubości. Zwykle są to żyłki polimineralne, przy czym największy udział mają w nich węglany. Dość często pojawia się w nich kwarc (ryc. 3A), niekiedy kilku generacji. W skałach magmowych kwarc rozcina zarówno węglany, jak i kryształy pirytu (ryc. 3D). Rzadziej w żyłkach obserwuje się baryt i kaolinit, sporadycznie chloryt, skalenie, epidot oraz minerały kruszcowe. W grubszych żyłkach spotyka się tekstury pasmowe (żyły syntaksjalne).

Skład chemiczny węglanów jest bardzo zmienny. Stwierdzono obecność różnych faz pośrednich pomiędzy dolomit, ankerytem i kutnahorytem (zmiennosc zawartości Mg, Fe, Mn i Ca). Pozycję węglanów zawierających znaczną ilość manganu w grupie dolomit-ankeryt-kutnahoryt, przedstawiono w trójkącie klasyfikacyjnym (ryc. 4) (maksymalna zawartość MnO wynosi 11,34% – ryc. 5A – patrz

str. 478; tab. 1, pkt 1). Analizy te wskazują na obecność Mg-kutnahorytu. Podobna zmienność występuje pomiędzy syderytem, magnezytem i rodochryztem, przy czym poza syderytem w szeregu izomorficznym (Fe,Mg)CO<sub>3</sub> można wyróżnić syderoplesyt i pistomesyt, a w szeregu izomorficznym (Fe,Mn)CO<sub>3</sub> manganosyderyt (Bolewski, 1982) z maksymalną zawartością MnO wynoszącą 5,13%, czyli 8,31% MnCO<sub>3</sub> (ryc. 5A patrz str. ccc; tab. 1, pkt 7). Węglany tego typu obserwuje się zarówno w żyłkach, jak i w różnego rodzaju skupieniach mineralnych, również w skałach ordowiku i ediakaru.

Miejscami w żyłkach występuje syderyt (ryc. 3B) tworzący kryształy o budowie strefowej, z widoczną znaczną zmiennością zawartości Mg. Lokalnie w żyłkach spotyka się syderyt krystalizujący w formie dendrytycznej, w towarzystwie ankerytu i kaolinitu (ryc. 3A). Młodszy od węglanów kaolinit wypełnia niekiedy pustki w żyłkach węglanowych (ryc. 3A). Kalcyt w budowie żyłek odgrywa stosunkowo niewielką rolę. W większych ilościach, podobnie jak kaolinit, pojawia się przede wszystkim w strefie występowania intruzji skał magmowych (ryc. 2). Również epidot i baryt koncentrują się głównie w skałach magmowych oraz w ich otoczeniu. Baryt zwykle tworzy niewielkie skupienia towarzyszące minerałom kruszczowym, rzadziej występuje w formie wypełnień pustek lub młodszych szczelin w żyłkach węglanowych (ryc. 5D – patrz str. 478). Przeważnie jest to baryt z nieznaczną domieszką Sr, lokalnie ilość SrO dochodzi do 5,33% wag.

Dość powszechnie obserwuje się nieregularne, rozgałęziające się mikrożyłki węglanowe, które są efektem wypełnienia sieci gęstych spękań (ryc. 3C). Występują one niemal w całym ordowiku i ediakarze, a buduje je syderyt lub syderoplesyt (Fe,Mg)CO<sub>3</sub>. Tego typu mikrożyłki generalnie nie zawierają mineralizacji kruszczowej.

W skałach magmowych rozcinających osady ordowiku, obserwuje się podobny charakter użyczenia. Głównie są to żyłki węglanowe, rzadziej kwarcowo-węglanowe, o grubości do 0,5 cm, czasami z bogatym okruszczowaniem pirytem, rzadziej również chalkopirytem. Niekiedy skupienia chalkopirytu osiągają do 8 mm długości. Lokalnie skała magmowa jest intensywnie impregnowana pirytem. Węglany są różnicowane: kalcyt, dolomit, ankeryt, syderyt, dość często towarzyszą im: kaolinit, baryt, epidot. W grubszych żyłkach (ok. 1 cm) spotyka się niewielkie druzo kalcytowe ze skupieniami chalkopirytu lub pirytu wielkości do 3 mm.

**Tab. 1.** Skład chemiczny [% wag.] węglanów w próbce z głęb. 706,0 m; ryc. 5A

**Table 1.** Chemical composition [wt%] of carbonates in a sample from a depth of 706.0 m (Fig. 5A)

Pkt Point	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	CO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Cl	Suma Total	Mineral Mineral
1	0,80	0,46	5,69	23,30	7,69	11,34	50,47	0,12	0,041	99,89	Mg-Fe-Kut
2	–	–	5,14	24,03	8,15	11,22	51,24	–	0,067	99,84	
3	–	–	5,33	24,05	7,96	11,08	51,37	–	–	99,78	
4	2,03	1,14	6,70	21,99	7,85	10,13	49,84	0,25	–	99,93	
5	0,80	0,43	6,03	23,18	7,77	11,20	50,41	0,07	0,034	99,93	
6	1,34	0,93	36,91	0,30	10,62	1,98	47,72	0,08	–	99,88	Sd
7	–	–	38,12	0,07	9,52	5,13	47,03	–	–	99,87	Mn-Sd

„–” – zawartość poniżej granicy wykrywalności; Mg-Fe-Kut – kutnahoryt magnezowo-żelazowy, Sd – syderyt, Mn-Sd – manganosyderyt. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: F, SrO, BaO, P, S, Na.

“–” – concentration below detection limit; Mg-Fe-Kut – Mg-Fe-kutnahorite, Sd – siderite, Mn-Sd – manganosiderite. F, SrO, BaO, P, S, Na – detection limit not exceeded.

**Ediakar (710,95–1650,0 m)**

Ediakar jest reprezentowany przez skały klastyczne, głównie ilowce i mułowce. W części stropowej mają one barwę czerwono-brązową lub szarobrązową, a od głębokości ok. 819 m przeważają skały szarozielone i szare (ryc. 2).

W kompleksie ediakarskim obserwuje się użyczenie podobne do tego w skałach ordowiku. Dominują drobne żyłki (od ułamka milimetra do 5 mm), o grubości maksymalnie 5 cm, zwykle polimineralne. W partii stropowej ediakaru w porównaniu do kompleksu ordowickiego większy udział mają żyłki kalcytowe. Od głębokości ok. 1330 m zaczynają ponownie dominować minerały grupy dolomit – ankeryt oraz syderyt (ryc. 2). Ankeryt charakteryzuje się niekiedy budową pasową (ryc. 3F). Dość często w żyłkach węglanowych pojawia się kwarc (ryc. 3E), rzadziej baryt (przede wszystkim w stropie ediakaru) i kaolinit, który czasami współwystępuje z drobnokrystalicznym kwarcem (ryc. 3F). Ilościowy udział kaolinitu wzrasta stopniowo w kierunku spągu otworu (ryc. 2). Sporadycznie pojawia się serycyt, chloryt, łyszczyki, albit, K-skaleń i epidot. Skład chemiczny węglanów, podobnie jak w skałach ordowiku, jest bardzo zmienny. Stwierdzono obecność różnych faz pośrednich pomiędzy dolomitom, ankerytem i kutnahorytem, jak również syderytem, magnezylem i manganosyderytem. Manganosyderyt (Fe,Mn)CO<sub>3</sub> odgrywa znaczącą rolę w procesie okruszczenia, ponieważ niejednokrotnie obserwuje się skupienia kruszców, np. chalkopiryty wraz z galeną i czasami z bornitem znajdujące się w otoczce manganosyderytu. W skupieniu mineralnym na głęb. 1312,5 m (ryc. 5E – patrz str. 478; tab. 2) odnotowano maksymalną zawartość MnO wynoszącą 18,19%, co odpowiada zawartości 29,5% MnCO<sub>3</sub>. Jest to minerał z pogranicza manganosyderytu i manganosferytu (Bolewski, 1982), bardziej ogólna nazwa dla takiego szeregu izomorficznego to oligonit. Niekiedy skupienia kruszców otoczone są ankerytem.

Podobnie jak w kompleksie ordowickim, w skałach ediakaru dość powszechnie występują mikrożyłki zbudowane z syderytu i syderoplesytu (ryc. 3C), szczególnie widoczne w spągowej części otworu wiertniczego. Od głębokości 1400 m coraz częściej obserwuje się żyłki białego ankerytu, niekiedy z kalcytem, grubości maksymalnie do 4 cm (przeważnie do 1 cm), lub rzadziej brekcje tektoniczne spojone ankerytem, z chalkopirytem występującym w formie impregnacji i smug.

**Tab. 2.** Skład chemiczny [% wag.] manganosyderytu w próbce z głęb. 1312,5 m; ryc. 5E

**Table 2.** Chemical composition [wt%] of manganosiderite in a sample from a depth of 1312.5 m; Fig. 5E

Pkt Point	FeO	CaO	MgO	MnO	CO <sub>2</sub>	Suma Total
6	28,32	2,94	9,02	18,19	41,53	100,00

### Przegląd mineralów kruszczowych występujących w ordowiku i ediakarze

Mineralizacja kruszczowa w profilu pionowym otworu jest nieciągła, przeważnie śladowa, lokalnie uboga (ryc. 2). Jej intensywność rośnie wraz z głębokością, przy czym ubożeje jakościowo, gdyż wyraźnie zaczyna dominować chalkopiryty.

**Siarczki żelaza (piryt, markasyt, mielnikowit-piryty)**

Piryty występuje powszechnie, przy czym w kompleksie ordowickim jest go zdecydowanie więcej niż w skałach ediakaru. Można tu obserwować wiele różnorodnych form jego występowania: agregaty ziarniste wraz z markasytem osiągające średnicę do 4 cm, impregnacje, drobne skupienia na powierzchniach spękań oraz w żyłkach, samodzielnie lub z innymi siarczkami. W formach żyłowych pirytowi towarzyszą przede wszystkim minerały kruszczowe takie jak: chalkopiryty, galena, sfaleryt. W utworach ediakaru piryty spotyka się głównie w formie idiomorficznych kryształów o średnicy poniżej 0,05 mm, z domieszką Cu na poziomie 0,44–0,60% wag. Podobnie jak w skałach ordowiku, w formach żyłowych piryty występuje w asocjacji z chalkopirytem, galeną i sfalerytem, ponadto również z tennantytem lub bornitem.

Skład chemiczny pirytów w kompleksie ordowickim jest zróżnicowany. Cechują się one zmienną zawartością Ni, Co, Cu i As. Najczęściej występują niewielkie domieszki Co (maksymalnie 0,24% wag.), nieco rzadziej Ni (maksymalnie 1,1% wag.). Niekiedy zaznaczają się podwyższone zawartości Cu (do 1,01% wag.). W pojedynczych analizach stwierdzono również domieszki Sb, Mn, Pb, Zn, Hg. Podwyższone zawartości Zn w pirytych pojawiają się głównie w sfalerytowym agregacie mineralnym o średnicy ok. 3 cm (próbka z głęb. 564,4 m). W niektórych pirytach ze stropowej części ordowiku zawartości rtęci dochodzą do 0,35% wag.

W próbce pobranej z metasomatyty przy kontakcie ze skałą magmową (głęb. 566,2 m) występuje ksenomorficzny, *gąbczasty* piryty (z licznymi wrostkami skały płonnej), z otoczką pirytu młodszej generacji bogatej w As (4,74–6,11% wag., tab. 3; ryc. 5B – patrz str. 478). W stropowej części ordowiku również spotyka się piryty wykazujące zmienność zawartości As (maksymalnie do 3,84% wag.) (ryc. 5C – patrz str. 478; tab. 4).

W próbkach z głęb. 702,2 m oraz 706,0 m (w pobliżu tektonicznego kontaktu ordowiku i ediakaru) piryty są pokryte siatką nieregularnych mikrospękań wypełnionych kruszczami (chalkopirytem, galeną i sfalerytem, rzadziej tennantytem) (ryc. 5D – patrz str. 478) oraz węglanami i niekiedy kwarcem.

Piryty pochodzące ze skały magmowej wyróżnia brak domieszek pierwiastków takich jak: Ni, As, Cu, Sb, Zn czy Pb, poza Co, którego zawartość waha się zwykle w przedziale 0,1–0,2% wag., wyjątkowo osiągając 1,02% wag. Markasyt i mielnikowit-piryty występują bardzo rzadko, niemal wyłącznie w osadach ordowiku.

**Sfaleryt**

Sfaleryt najczęściej występuje w asocjacji z pirytem, chalkopirytem i galeną, rzadko samodzielnie, niekiedy w formie dendrytów lub w asocjacji z chalkopirytem w żyłkach węglanowo-kwarcowych. Dominuje niskożelazista odmiana sfalerytu, przy czym w sfalerytach z osadów ordowiku (bez uwzględnienia anomalnej próbki z głęb. 564,4 m) średnia zawartość Fe wynosi 0,57% wag. i jest zauważalnie niższa niż z utworów ediakaru (1,27% wag. Fe). Przeważnie zawierają one również domieszkę Cu do 0,55% wag., średnio 0,15%. Zawartość Cu w sfalerytach, podobnie jak Fe, rośnie w kierunku spągu otworu i w skałach ediakaru wynosi średnio 1,13% wag. przy maksymalnej zawartości miedzi 4,40% wag. W jednym przypadku

**Tab. 3.** Skład chemiczny [% wag.] siarczków w próbce z głęb. 566,2 m; ryc. 5B**Table 3.** Chemical composition [wt%] of sulfides in a sample from a depth of 566.2 m; Fig. 5B

Pkt Point	Si	Ca	Fe	S	Cu	Zn	Cd	As	Pb	Ni	Co	Hg	Suma Total	Mineral Mineral
1	–	0,09	44,40	49,48	–	0,21	–	4,74	–	–	–	–	98,92	As-Py
2	–	–	43,89	48,77	0,14	0,37	–	6,11	–	–	–	–	99,28	
3	0,34	–	45,96	52,99	–	–	–	–	–	–	–	–	99,28	Py
4	0,08	–	45,24	52,86	0,46	0,49	–	–	–	0,30	0,12	–	99,54	
5	0,03	–	29,82	34,67	33,96	0,40	–	–	–	–	–	–	98,88	Cp
6	0,05	–	29,62	34,64	34,03	0,76	–	–	0,12	–	–	–	99,21	
7	–	–	30,00	34,73	33,78	0,44	–	–	–	–	–	–	98,95	Sp
8	0,04	–	0,53	32,96	0,22	65,69	–	–	–	–	–	–	99,44	
9	–	–	0,27	33,10	–	66,27	0,10	–	–	–	–	–	99,75	
10	0,04	–	0,37	32,85	0,12	65,78	0,11	–	–	–	–	0,08	99,35	

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności; As-Py – piryt arsenowy, Py – piryt, Cp – chalkopiryt, Sp – sfaleryt. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Al, Mg, Se, Te, Sb, Bi, Mn, Ag, Au.

“–” – concentration below detection limit; As-Py – As-pyrite, Py – pyrite, Cp – chalcopyrite, Sp – sphalerite. Al, Mg, Se, Te, Sb, Bi, Mn, Ag, Au – detection limit not exceeded.

**Tab. 4.** Skład chemiczny [% wag.] pirytu w próbce z głęb. 326,3 m, z pominięciem punktów analitycznych z czystym pirytem; ryc. 5C**Table 4.** Chemical composition [wt%] of pyrite in a sample from a depth of 326.3 m, excluding pure pyrite analytical points; Fig. 5C

Pkt Point	Si	Al	Ca	Mg	Mn	Fe	S	As	Ni	Co	Sb	Cu	Suma Total
1/1	–	–	0,03	0,35	–	45,51	50,63	1,05	0,14	0,11	–	–	97,80
1/2	0,03	0,02	–	–	–	44,77	51,71	2,34	0,24	0,12	–	–	99,23
1/3	–	–	–	–	–	44,82	51,04	3,29	–	0,11	0,07	–	99,34
1/4	–	–	–	–	–	44,57	50,92	3,84	–	–	–	–	99,32
1/5	0,03	–	–	–	–	44,42	52,35	1,91	0,21	–	–	–	98,91
1/6	0,02	–	–	–	–	44,44	51,97	1,67	0,18	–	–	–	98,29
2/1	–	–	–	–	–	44,71	52,31	1,78	0,26	–	–	0,21	99,28
2/2	–	–	–	–	–	44,76	52,35	1,71	0,33	–	–	–	99,16
2/3	0,05	–	–	–	–	44,91	52,43	1,46	–	–	–	–	98,85
2/5	–	–	–	–	–	45,35	53,66	–	–	0,11	–	–	99,12
2/6	0,20	0,19	–	–	–	43,46	51,64	1,26	0,98	0,14	–	–	97,86
2/8	–	–	–	–	–	45,46	53,50	–	–	0,12	–	–	99,08
2/11	0,10	0,07	–	–	–	44,56	52,58	0,69	0,20	0,12	–	–	98,32
2/13	4,71	0,03	0,05	1,58	0,09	38,27	44,26	1,10	1,10	0,24	–	–	91,42

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Cd, Zn, Pb, Se, Te, Bi, Hg, Ag, Au.

“–” – concentration below detection limit. Cd, Zn, Pb, Se, Te, Bi, Hg, Ag, Au – detection limit not exceeded.

**Tab. 5.** Skład chemiczny [% wag.] siarczków i siarkosoli w próbce z głęb. 1335,0 m; ryc. 5F**Table 5.** Chemical composition [wt%] of sulfides and sulfosalts in a sample from a depth of 1335.0 m; Fig. 5F

Pkt Point	Ca	Cu	Fe	S	As	Sb	Zn	Pb	Cd	Hg	Suma Total	Mineral Mineral
1	0,13	40,92	2,81	27,01	15,39	6,94	6,44	–	–	–	99,64	Tn-Td
2	0,06	41,06	2,81	27,20	16,48	5,72	6,41	–	–	–	99,73	
3	0,06	34,46	30,05	34,18	–	–	–	–	–	–	98,74	Cp
4	0,16	34,31	30,38	34,45	–	–	0,25	–	–	–	99,55	
5	0,15	2,66	3,38	32,21	–	–	60,90	0,52	0,10	0,10	100,02	Sp

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności; Cp – chalkopiryt, Tn – tennantyt, Sp – sfaleryt. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Si, Al, Mg, Se, Te, Bi, Ni, Co, Ag, Au.

“–” – concentration below detection limit; Cp – chalcopyrite, Tn – tennantite, Sp – sphalerite. Si, Al, Mg, Se, Te, Bi, Ni, Co, Ag, Au – detection limit not exceeded.

– w asocjacji z chalkopirytem, tennantytem i galeną, podwyższonej zawartości Cu i Fe towarzyszy dość wysoka zawartość Pb – 0,52% wag. (tab. 5, pkt 5; ryc. 5F – patrz str. 478).

W sfalerytach z kompleksu ordowickiego uwagę zwracają relatywnie wysokie zawartości Hg, dochodzące do 0,27% wag. Sporadycznie pojawia się antymon (maksymalnie 0,17% wag.), niekiedy Mn – od 0,11 do 0,49% wag.

Ponadto w pojedynczych próbkach ze stropu ordowiku w sfalerycie stwierdzono niewielkie domieszki (na granicy wykrywalności) Ag (0,08% wag.) i Au (0,18% wag.).

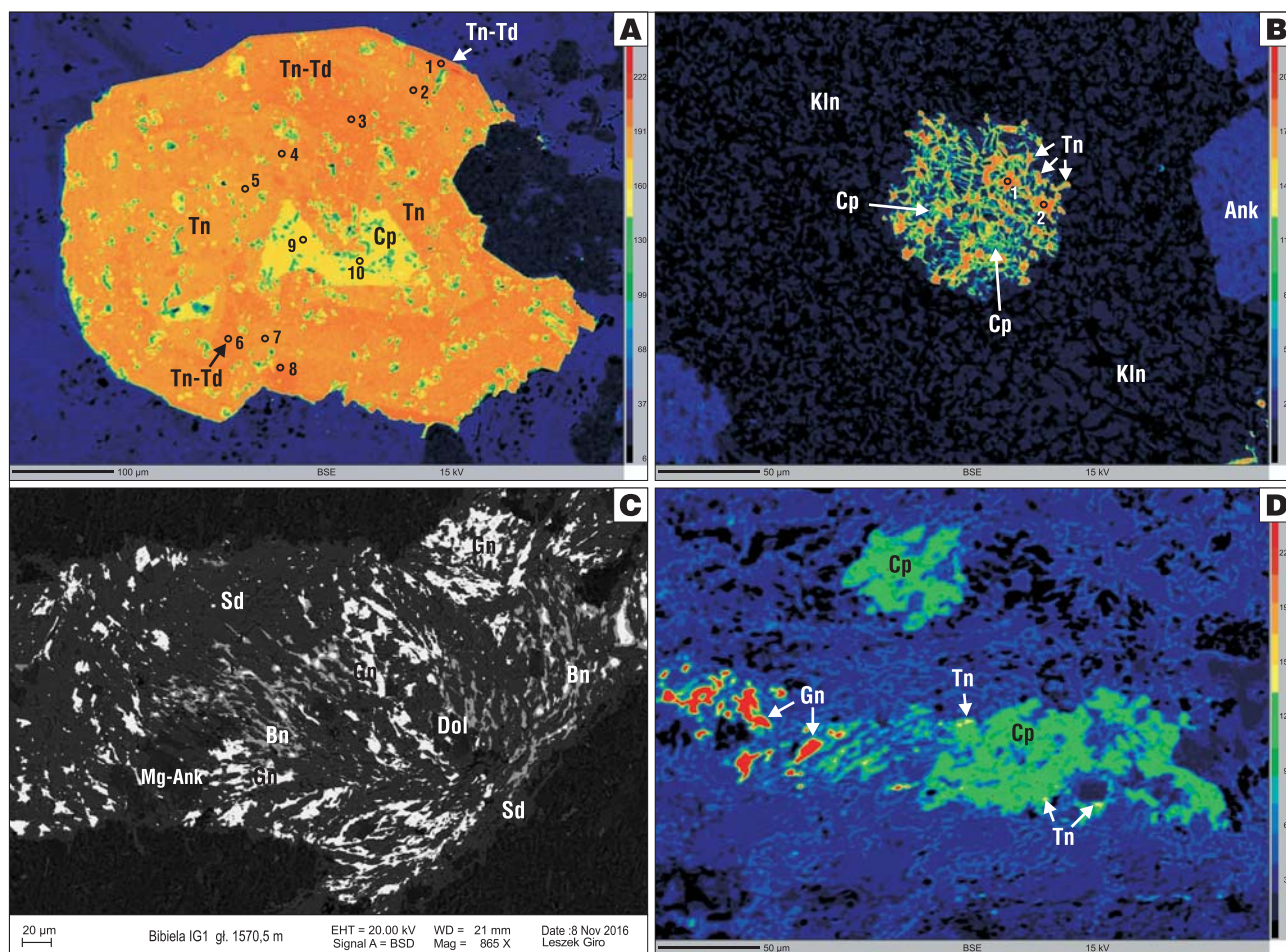
Zdecydowanie odmienny jest sfaleryt budujący agregat ziarnisty średnicy ok. 3 cm na głębokości 564,4 m. Maksymalna zawartość Fe wynosi tutaj 4,09% wag., przy średniej z 6 analiz wynoszącej 2,12% wag. Tworzy on niezwykłą dla otworu Bibiela PIG-1 asocjację, w której dominuje ciemny sfaleryt, a towarzyszą mu: piryt, chalkopiryt, galena, tennantyt, gersdorffit, rammelsbergit i nikielin. Drobne wrostki pirytu i chalkopirytu, rzadko przekraczające wielkość 10  $\mu\text{m}$ , są liczne w całym sfalerytowym agregacie mineralnym. Sfaleryt ten wykazuje dość wysoką zawartość Cu – maksymalnie do 2,33% wag. Od innych sfalerytów różni się wyraźnie niższą zawartością Cd (do 0,2% wag.), gdyż średnia zawartość Cd w badanej populacji sfalerytów wynosi 0,31% wag., a wyniki mieszczą się w przedziale 0,1–1,2% wag.

Sfaleryty w skałach ediakaru poza wyższą zawartością Fe i Cu cechuje brak domieszek Hg (rtęć stwierdzono tylko w sfalerytach z jednej próbki).

#### Chalkopiryt

Chalkopiryt najczęściej występuje w żyłkach węglanowych, często z kwarcem i chlorytem oraz innymi kruszcami. Zdecydowanie rzadziej spotka się go w wypełnieniach kaolinitowych w ankerycie w asocjacji z tennantytem (ryc. 6B) i jest to zapewne najmłodsza asocjacja tych kruszców.

W skałach ordowiku chalkopiryt występuje w asocjacji z pirytem, sfalerytem i galeną (ryc. 5B – patrz str. 478) i dość często zawiera różne domieszki, głównie Zn i Hg. Cynk pojawia się w mniej niż połowie analizowanych punktów, przy maksymalnej zawartości 2,02% wag. i średniej wynoszącej 0,28%. Domieszka rtęci w chalkopirycie występuje w trzech próbkach w stropowej części ordowiku. Jej zawartości dochodzą do 0,52% wag., przy średniej 0,18% wag. Spotyka się domieszki As do 1,58% wag. Kobalt w chalko-



**Ryc. 6.** Okruszcowanie skał ediakaru. Otwór Bibiela PIG-1, obrazy BSE. **A** – minerał z szeregu tennantyt-tetraedryt w asocjacji z chalkopirytem (tab. 7); głęb. 1430,0 m, obraz w barwach sztucznych. **B** – tennantyt w asocjacji z chalkopirytem, w młodej asocjacji z kaolinitem i ankerytem (tab. 6); głęb. 1509,0 m, obraz w barwach sztucznych. **C** – intensywne okruszcowanie galeną i bornitem w mikrożyłce grubości rzędu 0,2 mm, gdzie kruszce tworzą drobnokrystaliczne impregnacje wśród minerałów węglanowych: syderytu, ankerytu i dolomitu; głęb. 1570,5 m. **D** – wtrącenia bardzo drobnokrystalicznego tennantytu w mikrożyłkach węglanowych, z impregnacją chalkopirytem i galeną; głęb. 1570,5 m

**Fig. 6.** Ore mineralization of the Ediacaran rocks. Bibiela PIG-1 borehole, BSE image. **A** – mineral from the tennantite-tetraedrite series in association with chalcopyrite (Tab. 7); depth 1430.0 m; image in false colours. **B** – tennantite in association with chalcopyrite, in a young association with kaolinite and ankerite (Tab. 6); depth 1509.0 m; image in false colours. **C** – intense galena and bornite ore mineralization in a micro-vein about 0.2 mm thick, where the ores form fine-crystalline impregnation among carbonate minerals: siderite, ankerite and dolomite; depth 1570.5 m. **D** – inclusions of very finely crystalline tennantite in carbonate micro-veins, impregnated with chalcopyrite and galena; depth 1570.5 m.



pirycie, tak jak i Pb, pojawia się sporadycznie, a jego zawartość nie przekracza 0,16% wag., podczas gdy zawartość Pb dochodzi maksymalnie do 0,33% wag.

W nietypowej asocjacji opisywanej w sfalerytowym agregacie z minerałami Ni wszystkie chalkopiryty zawierają znaczne ilości Zn (1,24–3,26% wag., średnio 2,01%), a większość zawiera również Ni w ilości 0,14–0,66% wag. (średnio 0,22% wag). W chalkopirycie tej asocjacji nie wykryto As, mimo powszechnej obecności minerałów arsenowych.

Poddane badaniom chalkopiryty w profilu skał ediakarskich zawierają mało domieszek innych pierwiastków. Zawartości Zn rzadko są wyższe od granicy wykrywalności, a podwyższoną zawartość As (0,52% wag.) stwierdzono tylko w jednej próbce, w chalkopirycie najmłodszej generacji (krystalizującym w kaolinicie). Również sporadycznie występuje Co, Ni, Mn, a także Hg na poziomie 0,03–0,25% wag.

Chalkopiryt buduje niekiedy centralną część kryształów tennantytu-tetraedrytu (ryc. 6A). Spotyka się też wzajemne przerosty chalkopiryty z bornitem, niekiedy ze sfalerytem ± galeną ± tennantytem (ryc. 5F – patrz str. 478, 6D).

W części spągowej profilu otworu chalkopiryt wyraźnie dominuje wśród minerałów kruszcowych i występuje w formie impregnacji i smug w żyłkach mleczonego ankerytu. Intensywność impregnacji w poszczególnych żyłkach jest dość duża, jednak nie są one liczne, a ich grubość jest zwykle zbliżona do 1 cm.

#### Galena

Z obserwacji mikroskopowych wynika, że galena występuje dość powszechnie, ale tworzy zwykle bardzo drobne kryształy. Skupienia galeny wyjątkowo osiągają średnicę kilku dziesiątych milimetra, na ogół są to kryształy wielkości rzędu kilku lub kilkudziesięciu  $\mu\text{m}$  (np. ryc. 5F – patrz str. 478, 6C, D). Galena występuje zwykle w asocjacji ze sfalerytem, chalkopirytem i pirytem, przy czym w kompleksie ediakarskim dodatkowo z tennantytem (ryc. 5F – patrz str. 478) lub bornitem (ryc. 5E – patrz str. 478). W nietypowej próbce z głęb. 564,4 m, w której galena występuje w asocjacji z minerałami niklu, wyróżnia się ona podwyższoną zawartością Ni (0,44% wag.).

Intensywniejsze okruszcowanie galeną stwierdzono w drobnych żyłkach o grubości 0,2 mm, gdzie w asocjacji z bornitem lub chalkopirytem i tennantytem tworzy drobnokrystaliczne impregnacje wśród minerałów węglanowych: syderytu, ankerytu i dolomitu (ryc. 6C, D).

Cechą wspólną dla galeny z obu kompleksów skalnych jest stała obecność Fe; w ordowiku na poziomie 0,41–1,04% wag (śr. 0,78% wag.), a w ediakarze – 0,11–1,69% wag. (śr. 0,64%). W dwóch analizach skał ordowickich w galenie zarejestrowano dość wysokie zawartości Zn (0,59 i 2,73% wag.) i Cu (0,38 i 0,86% wag.), natomiast w skałach ediakaru podwyższone zawartości Zn dochodzące do 1,86% wag. spotyka się jedynie sporadycznie, nieco częściej pojawiają się dość wysokie zawartości Cu (0,15–1,21% wag.).

Domieszki selenu (0,49–1,86% wag.) odnotowano tylko w galenie z próbek pochodzących ze stropu ordowiku, które są także wzbogacone w Hg do 0,11% wag. Natomiast w skałach ediakaru domieszki Hg są wyższe (do 0,22% wag.) i obserwuje się je niemal w połowie próbek. Spora-

dycznie galena zawiera podwyższone zawartości Co (do 0,12% wag.), Mn (0,11% wag.), Ni (0,12% wag.) oraz Sb (do 0,31% wag.).

#### Minerały niklu (gersdorffit, rammelsbergit, nikielin)

Przejawy okruszcowania siarkosolami niklu napotkano w stropie ordowiku w agregatach pirytowo-markasytowych oraz w próbce z głęb. 564,4 m, gdzie występowanie minerałów niklu jest związane z opisanym wcześniej sfalerytowym agregatem mineralnym o średnicy ok. 3 cm. Głównym minerałem niklu jest tu gersdorffit –  $\text{NiAsS}$ , który jest minerałem z podstawieniami diadochowymi Co i Fe o przybliżonym wzorze  $(\text{Ni},\text{Co},\text{Fe})(\text{As},\text{Sb})\text{S}$ , przy czym zwykle wyższa jest zawartość Co niż Fe. Obecna jest również niewielka domieszka Sb na poziomie 0,25–1,19% wag. Nieco rzadziej występuje rammelsbergit ( $\text{NiAs}_2$ ). Podobnie jak w gersdorfficie, w rammelsbergicie stały jest udział Sb (0,28–0,60% wag.) zastępującego As, a także Co (0,35–0,76% wag.) i Fe (0,60–2,15% wag.) zastępujących Ni.

Nikielin ( $\text{NiAs}$ ) został stwierdzony tylko w jednej analizie. W strukturze nikielinu nikiel jest częściowo podstawiany przez Co (0,23% wag.) i Fe (0,56% wag.), a arsen jest w niewielkim stopniu zastępowany przez Sb (0,2% wag.).

#### Szereg tennantyt-tetraedryt

Tennantyt  $\text{Cu}_{10}(\text{Fe},\text{Zn})_2\text{As}_4\text{S}_{13}$  stwierdzono w kompleksie ordowickim dopiero w próbce z głęb. 564,4 m. W skałach magmowych obecność śladowych ilości tennantytu odnotowała Pańczyk (2017), natomiast dość powszechnie w profilu wiercenia tennantyt występuje dopiero od głęb. ok. 890 m (ryc. 2).

Minerał ten zarówno w skałach ordowiku, jak i ediakaru był obserwowany w podobnych asocjacjach: w zrostach z galeną, sfalerytem i chalkopirytem (ryc. 5F – patrz str. 478), wyłącznie z chalkopirytem (ryc. 6A), lokalnie również z chalkopirytem, ale w młodszej asocjacji z kaolinitem (ryc. 6B; tab. 6), z galeną i chalkopirytem w żyłkach węglanowych (ryc. 6D), a także w formie wypełnień spękań w pirycie i w końcu w asocjacji z minerałami Ni.

W skałach ordowiku występuje niemal czysty tennantyt, gdyż zawartość Sb często nie przekracza progu wykrywalności albo jest na niskim poziomie (do 0,24% wag.). Natomiast cechą wyróżniającą tennantyt w utworach ediakaru jest to, że zawartości Sb są wyraźnie wyższe i rosną wraz z głębokością, tylko w nielicznych przypadkach nie przekraczają progu wykrywalności. Średnia zawartość Sb dla tennantytów w skałach ediakaru wynosi 2,48% wag., maksymalnie osiąga 11,54% wag. i wtedy wagowo przeważa nad As – 11,40% wag. Fazy wzbogacone w Sb (>5% wag.) są opisywane jako minerały szeregu tennantyt-tetraedryt (na fotografiach 5F (patrz str. 4878) i 6A – Tn-Td). W tennantycie spotyka się podwyższone zawartości Pb do 1,35% wag. (ryc. 6A; tab. 7). Praktycznie brak w nim innych domieszek.

Największe rozmiary (0,56 mm) tennantyt osiąga w próbce z głębokości 1430,0 m, w której występuje samodzielnie lub narasta na chalkopirycie (ryc. 6A), tutaj też udział Sb w składzie minerału jest najwyższy (tab. 7). Znacznie mniejsze są skupienia tennantytu zaobserwowane w mikrożyłkach węglanowych (ryc. 6D).

#### Bornit

Bornit ( $\text{Cu}_3\text{FeS}_4$ ) występuje głównie na głęb. 1273,0–1570,5 m (ryc. 2) (ediakar), chociaż pierwsze wystąpienie

**Tab. 6.** Skład chemiczny [% wag.] tennantytu w próbce z gł. 1509,0 m; ryc. 6B**Table 6.** Chemical composition [wt%] of tennantite in a sample from a depth of 1509.0 m (Fig. 6B)

Pkt Point	Cu	Fe	Zn	As	S	Sb	Pb	Co	Suma Total
1	42,84	5,15	2,26	19,56	29,42	0,14	0,38	0,09	99,83
2	42,95	4,88	2,48	19,54	29,54	0,17	0,18	–	99,74

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Si, Al, Ca, Mg, Cd, Se, Te, Bi, Ni, Mn, Hg, Ag, Au.

“–” – concentration below detection limit. Si, Al, Ca, Mg, Cd, Se, Te, Bi, Ni, Mn, Hg, Ag, Au Ag – detection limit not exceeded.

**Tab. 7.** Skład chemiczny [% wag.] siarczków i siarkosoli w próbce z gł. 1430,0 m; ryc. 6A**Table 7.** Chemical composition [wt%] of sulfides and sulfosalts in a sample from a depth of 1430.0 m (Fig. 6A)

Pkt Point	Ca	Mg	Cu	Fe	Zn	As	Sb	S	Cd	Pb	Co	Suma Total	Mineral Mineral
1	0,14	–	40,52	1,61	6,50	13,60	8,66	27,32	–	–	–	98,35	Tn-Td
6	–	–	41,87	3,01	4,89	16,38	5,24	27,95	–	–	–	99,34	
2	0,03	–	42,00	2,73	5,32	17,41	3,87	28,06	0,12	–	–	99,52	Tn
3	–	–	42,03	2,65	5,12	17,27	3,87	27,93	–	–	–	98,87	
4	–	–	43,15	3,53	3,84	18,76	0,42	28,13	–	1,35	–	99,17	
5	–	0,28	42,50	3,59	4,10	19,46	0,27	28,22	–	0,20	–	98,62	
7	–	–	41,88	2,96	4,94	16,88	4,11	28,18	0,09	–	0,10	99,14	
8	–	–	42,45	2,74	5,33	16,85	3,50	27,87	–	–	–	98,73	
9	–	–	34,09	30,49	0,28	–	–	34,45	–	–	–	99,30	
10	–	–	34,32	30,33	0,26	–	–	34,29	–	–	–	99,18	Cp

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności; Cp – chalkopiryt, Tn – tennantyt; Tn-Td – minerały szeregu tennantyt-tetraedryt. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Si, Al, Se, Te, Bi, Ni, Hg, Mn, Ag, Au.

“–” – concentration below detection limit; Cp – chalcopyrite, Tn – tennantite, Tn-Td – tennantite-tetrahedrite series. Si, Al, Se, Te, Bi, Ni, Hg, Mn, Ag, Au Ag – detection limit not exceeded.

**Tab. 8.** Skład chemiczny [% wag.] siarczków w próbce z gł. 1312,5 m; ryc. 5E**Table 8.** Chemical composition [wt%] of sulfides in a sample from a depth of 1312.5 m (Fig. 5E)

Pkt Point	Si	Cu	Fe	S	Cd	Pb	Hg	Au	Suma Total	Mineral Mineral
1	0,03	62,37	11,69	25,51	–	–	–	–	99,60	Bn
2	–	60,86	11,84	26,11	–	–	0,13	0,18	98,94	
3	–	34,63	29,79	34,40	–	0,04	–	–	98,86	Cp
4	–	0,58	0,52	13,28	–	85,10	–	–	99,48	Gn
5	–	0,18	0,54	13,38	0,09	85,32	–	–	99,51	

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności; Bn – bornit, Cp – chalkopiryt, Gn – galena. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Al, Ca, Mg, Zn, Se, Te, As, Sb, Bi, Ni, Co, Ag.

“–” – concentration below detection limit; Bn – bornite, Cp – chalcopyrite, Gn – galena. Al, Ca, Mg, Zn, Se, Te, As, Sb, Bi, Ni, Co, Ag Ag – detection limit not exceeded.

zarejestrowano w spagu ordowiku, w próbce z głęb. 706,0 m. Bornit występuje przede wszystkim w asocjacji z chalkopirytem, rzadziej z galeną, sfalerytem i pirytem. Nie napotkano bornitu w asocjacji z tennantytem.

Analizy bornitu wykazują znaczne wahania składu chemicznego. Spotyka się bornit zbliżony do składu teoretycznego (tab. 8, pkt 1; ryc. 5E – patrz str. 478), jednak udokumentowano również minerał zbliżony do bornitu, występujący w chalkopirycie. Według uzyskanych analiz bardziej pasuje on do wzoru  $Cu_4FeS_4$  (tab. 9). Podobny minerał, o zbliżonej formule, zidentyfikowano m.in. na półwyspie Kola – w skałach alkalicznych masywu górskiego Chibiny (Lisitsin i in., 2002). Został na opisany (bez podania nazwy) na podstawie analiz w mikroobszarze jako minerał o składzie (w % wag.): K 0,44–1,54%; Fe 11,73–14,55%; Cu 53,30–57,55%; S 28,03–30,56% (suma 98,12–100,14 % wag.) i wzorze  $KCu^{1+}_{19}Cu^{2+}_{18}Fe^{2+}_{10}S_{38}$ , w uprosz-

czeniu  $Cu_4FeS_4$  (Jambor i in., 2003). Występuje on w asocjacji z chalkopirytem, ewentualnie z murunskitem ( $K_2Cu_3FeS_4$ ). Obecnie w systemie kodyfikacji nienazwanych minerałów (Smith, Nickel, 2007) figuruje on pod symbolem IMA: UM2002-/-S:CuFeK. Opiswany powyżej minerał z otworu Bibiela PIG-1 charakteryzuje się zbliżonym składem, niestety nie analizowano w nim potasu.

Bornity generalnie nie zawierają domieszek innych pierwiastków, jedynie zawartości Zn w jednej z próbek są wyższe od granicy wykrywalności (0,21–0,28% wag.). Sporadycznie spotyka się wyższe od poziomu wykrywalności zawartości Mn (0,07–0,10% wag.), w jednym przypadku występuje Hg (0,13% wag. – tab. 8; ryc. 5E) i w tej samej próbce stwierdzono niewielką domieszkę Au (na granicy wykrywalności – 0,18% wag.). W bornicie nie stwierdzono domieszek srebra.

**Tab. 9.** Skład chemiczny [% wag. i % at.] minerału zbliżonego do bornitu w próbce z gł. 1416,2 m;  
**Table 9.** Chemical composition [wt% and at%] of a mineral similar to bornite in a sample from a depth of 1416.2 m

Pkt Point	Ca		Cu		Fe		S		Hg		Suma Total	
	% wag.	% at.	% wag.	% at.	% wag.	% at.	% wag.	% at.	% wag.	% at.	% wag.	% at.
1	0,07	0,086	56,24	43,23	13,58	11,88	29,31	44,66	–	–	99,20	99,86
2	0,04	0,051	56,34	43,36	13,35	11,69	29,20	44,54	0,035	0,008	98,97	99,64

„–” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Si, Cd, Zn, As, Ni, Co, Mg, Ag, Au.

“–” – concentration below detection limit. Si, Cd, Zn, As, Ni, Co, Mg, Ag, Au – detection limit not exceeded.

### MINERALIZACJA POLIMETALICZNA W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI BLOKU GÓRNOŚLĄSKIEGO

W północnej części bloku górnośląskiego zarejestrowano, głównie w otworach wiertniczych, kilkadziesiąt wystąpień skał magmowych, które tworzą intruzje przecinające skały ordowiku, dewonu i karbonu (ryc. 1). Najczęściej są to dajki porfirowe (ryolitoidy, dacytoidy), rzadziej lamprofiry, sporadycznie diabazy. Największą rozpoznaną intruzją, zbliżoną kształtem do lopolitu, jest intruzja porfirowa w rejonie Koziegłów. Na omawianym obszarze dotychczas nie rozpoznano granitoidów, które powszechnie występują na bloku małopolskim, po wschodniej stronie strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec. Jednakże w intruzjach porfirowych występujących w okolicach Krzeszowic (na bloku górnośląskim, m.in. w porfirach z Siedleca, Zalasuru oraz Dubia) opisano ksenolity granitoidowe (Siedlecki, 1954; Muszyński, Czerny, 1999; Czerny i in., 2000; Lewandowska, Bochenek, 2001). Muszyński i Czerny (1999) sugerują, że wszystkie wspomniane porwaki mogą pochodzić z zalegającej głębiej intruzji granitoidowej, podobnej do intruzji stwierdzonych wierceniami w krawędziowej części bloku małopolskiego. Nie można zatem wykluczyć obecności intruzji granitoidowych na bloku górnośląskim.

W sąsiedztwie otworu Bibiela PIG-1 skały magmowe nawiercono wcześniej w pobliżu Woźnik (otwór 62-CW, 13-KW – ok. 16 km na N od omawianego otworu; ryc. 1). W podobnej odległości porfiry występują w formie dużej intruzji na NE (rejon Koziegłów) i na NEE w rejonie Winowna, a także Siewierza (Dziewki – otwór W-9) oraz SP-150 (ryc. 1; Markiewicz, Markowiak, 1998). Również na zachód od otworu Bibiela PIG-1, w odległości ok. 8 km, na głębokości 231–233 m natrafiono na skały magmowe w otworze hydrogeologicznym S-7B (ryc. 1).

Badania wieku bezwzględne cyrkonów, przeprowadzone metodą U-Pb SHRIMP ( $303,8 \pm 2,2$  Ma – dacyt, i  $294,4 \pm 2,5$  Ma – lamprofir), wskazują na waryscyjski wiek magmatyzmu w tej części bloku górnośląskiego (Mikulski i in., 2019).

Porfiry intruzji z rejonu Koziegłów poza tlenkami Fe i Ti zawierają śladowe ilości minerałów kruszcowych. Są to siarczki i siarkosole, głównie piryt (lokalnie z domieszką Ni i Co), oraz chalkopiryt, bornit, galena, sfaleryt, pirotyt, minerały szeregu tennantyt-tetraedryt, również z rzadko spotykaną odmianą tennantytu bizmutowego (annivite)  $\text{Cu}_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2(\text{As}, \text{Bi}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$ , a nawet hessyt (Pańczyk i in., 2012). Ponadto w rejonie intruzji stwierdzono przejawy mineralizacji REE (Mikulski i in., 2015).

Porównując okruszcowanie rozpoznane w profilu otworu Bibiela PIG-1 z mineralizacją skał magmowych rejonu Koziegłów, zauważa się ich duże podobieństwo. Występuje tu zbliżony zestaw podstawowych minerałów kruszcowych.

Jednak w skałach ordowiku w Bibieli występuje czysty tennantyt, podczas gdy w porfirach rejonu Koziegłów obserwuje się znaczne wahania zawartości Sb i As (5,21–24,13% wag. As, śr. 14,46%) (Pańczyk i in., 2012).

Na tle wyżej analizowanej waryscyjskiej mineralizacji polimetalicznej wyjaśnienia wymaga mineralizacja miedziowa rozpoznana w utworach triasu dolnego. Na obszarze sąsiadującym z wierceniem Bibiela PIG-1 od północno-zachodu, w okolicach miejscowości Kalety-Koszęcin (powiat tarnogórski i lubliniecki), oprócz typowego w dolomitach triasu środkowego okruszcowania Zn-Pb-Fe, w skałach triasu dolnego zostały udokumentowane nowe asocjacje minerałów rudnych (Pieczonka, 2010). W piaskowcach i zlepieńcach pstrego piaskowca oprócz piryty, sfalerytu i galeny wykryto siarczki i siarkosole miedzi. Mineralizacja miedziowa występuje w spoiwie skał klastycznych i jest reprezentowana przez chalkopiryt, bornit, chalkozyn, kowelin i tetraedryt. W tetraedrycie zawartość arsenu waha się w granicach 5,82–13,78% wag., ze średnią zawartością As wynoszącą 7,54% wag. Wysokie domieszki cynku w siarczkach Cu i domieszki miedzi w siarczkach Zn-Pb sugerują wspólne źródło fluidów transportujących metale. Pieczonka (2010) uważa, że asocjacja ta może być powiązana ze źródłem metali znajdującym się w podłożu triasu, w warstwach paleozoicznych.

Warto zwrócić uwagę, że w literaturze archeologicznej dotyczącej pobliskiego terenu znajdują się informacje o obecności minerałów miedzi w profilach okolicznych holocenów torfowisk (Rosenbaum, 2017). W osadach torfowiska Żyglin (okolice Miasteczka Śląskiego) z czasu powyżej 6,5 tys. lat p.n.e. i w osadach torfowiska Ossy (okolice Tapkowic) z okresu 8500–10 100 r. p.n.e. znaleziono bardzo drobne okruchy malachitu z kupytem. Natrafiono tam również na złoto, elektrum i naturalny stop złota ze srebrem i miedzią. Znaleźiska te zdają się potwierdzać tezę o lokalnym występowaniu okruszcowania miedzią w przypowierzchniowych warstwach skalnych. Wyniki badań Pieczonki (2010) sugerują, że jego źródłem mogą być klastyczne osady dolnego triasu.

Otwartym pozostaje pytanie, czy okruszcowanie skał dolnego triasu nastąpiło w wyniku remobilizacji pod wpływem roztworów pochodzących bezpośrednio z podłoża, czy raczej należy je wiązać z dolnotriasowym zbiornikiem sedimentacyjnym, do którego trafiał materiał z erodowanego podłoża wzbogaconego w metale? Porównując skład chemiczny siarczków w osadach dolnego triasu i w otworze Bibiela PIG-1, można stwierdzić, że jedną z istotniejszych różnic jest obecność Ag w większości minerałów kruszcowych oraz dość wysokie zawartości Sb w stosunku do As w tetraedrycie dolnego triasu (Pieczonka, 2010). Natomiast minerały kruszcowe występujące w skałach ordowiku omawianego wiercenia są pozbawione domieszki srebra, a tennantyt praktycznie nie zawiera Sb. Ilość

antymonu znacząco wzrasta dopiero wraz z głębokością w skałach ediakaru. Większe podobieństwo z okruszczeniem dolnego triasu wykazuje okruszczenie intruzji porfirowej Koziegłów, gdzie ujawniono zarówno minerały szeregu tennantyt-tetraedryt ze zbliżonymi zawartościami As do tetraedrytów z dolnego triasu, jak i minerału Ag – hessytu.

## DYSKUSJA I PODSUMOWANIE

Rozpoznana otworem Bibiela PIG-1 mineralizacja kruszczowa skał ordowiku i ediakaru ma charakter mineralizacji polimetalicznej, niskotemperaturowej i jest związana z oddziaływaniem waryscyjskiego kwaśnego magmatyzmu na prekambryjsko-paleozoiczne klastyczne osady. Zarówno skały ordowiku, jak i ediakaru są rozcięte licznymi żyłkami o zbliżonym rodzaju. Są to przede wszystkim drobne żyłki, przeważnie o grubości do 0,5 cm, większość jest polimetalna. Największy udział mają w nich zróżnicowane węglany, z którymi podrzędnie współwystępuje kwarc. Rzadziej występują czyste żyłki węglanowe, lokalnie obserwuje się pojedyncze kwarcowe. Niekiedy w żyłkach spotyka się baryt i kaolinit, sporadycznie chloryt, skalenie, epidot, a w skałach ediakaru również łuszczyki. Miejscami w ich treści mineralnej występuje okruszczenie.

Skład chemiczny węglanów budujących żyłki jest bardzo zmienny. Stwierdzono obecność różnych faz pośrednich pomiędzy dolomitem, ankerytem i kutnahorytem, jak również syderitem, magnezytem i rodochryzem, lokalnie również kalcytu (zmiennosc zawartości Mg, Fe, Mn i Ca). Powszechnie, niemal w całym ordowiku i ediakarze występują nieregularne i rozgałęziające się mikrożyłki, tworzące wypełnienia gęstych sieci spękań, a buduje je syderyt i syderoplesyt. Jest to jedna z najmłodszych generacji żyłek.

Kaolinit w większych ilościach występuje niemal wyłącznie w skałach magmowych i ich bezpośrednim otoczeniu. Ilość kaolinitu zaczyna rosnąć wraz z głębokością, mniej więcej od 1330 m. Baryt, podobnie jak kaolinit i epidot, koncentruje się głównie w skałach magmowych i w otoczeniu intruzji, lokalnie zawiera niewielką domieszkę Sr. W skałach ordowiku kalcyt jest podrzędnym składnikiem żyłek, w większych ilościach pojawia się przede wszystkim w strefie występowania intruzji skał magmowych oraz w ich otoczeniu. Natomiast, udział kalcytu w żyłkach przecinających skały ediakaru jest większy, szczególnie na głębokości od 850 do 1330 m.

Mineralizacja kruszczowa w skałach ordowiku i ediakaru otworu Bibiela PIG-1 jest nieciągła, przeważnie śladowa, a lokalnie uboga (przede wszystkim w strefie występowania skał magmowych i w spągu otworu, od głęb. ok. 1400 m). W skałach ordowiku stwierdzono następujący zespół mineralny: piryty, mielnikowit-piryty, markasyt, chalkopiryty, galena, sfaleryt, w skałach magmowych również tlenki tytanu, tytanit oraz tennantyt. Wyraźnie widoczny jest wzrost intensywności mineralizacji kruszczowej związany z żyłkami skał magmowych (dominuje piryty, podrzędnie obecny jest chalkopiryty). W spągu ordowiku, na głęb. poniżej 700 m, pojawia się w śladowych ilościach bornit i tennantyt. Wyjątkowa jest asocjacja zaobserwowana jedynie w próbce z głęb. 564,4 m. W sfalerytowym agregacie ziarnistym o średnicy ok. 3 cm występują takie minerały jak: piryty, chalkopiryty, galena, tennantyt, gersdorffit, rammelsbergit i nikielin.

Pod względem użycia oraz okruszczenia istnieje znaczne podobieństwo pomiędzy skałami ordowiku i ediakaru, a mineralizacja hydrotermalna w obu kompleksach ma prawdopodobnie tę samą genezę, chociaż zaznacza się tu jej strefowość. W osadach ordowiku najbogatsze jest okruszczenie pirytowo-markasytowe. Natomiast w ediakarze siarczki żelaza mają znacznie mniejszy udział, a dominującym minerałem kruszczowym w spągowej części otworu jest chalkopiryty, przy czym dość powszechnie od głębokości ok. 900 m występują minerały szeregu tennantyt-tetraedryt, a nieco głębiej również bornit.

Mineralizacja kruszczowa obserwowana w otworze Bibiela PIG-1 ma dość złożoną genezę. Najstarsze jest okruszczenie pirytem w formie framboidalnej oraz agregatów pirytowych i pirytowo-markasytowych, powstających prawdopodobnie w warunkach redukcyjnych na etapie diagenety skał ordowickich. Natomiast w osadach ediakaru, które powstawały w warunkach utleniających (pierwotne czerwono-brązowe zabarwienie skał), nie zaobserwowano pirytu framboidalnego. W próbkach z głęb. 702,2 m oraz 706,0 m piryty są pokryte siatką nieregularnych mikrospektań wypełnionych chalkopirytem lub galeną i sfalerytem (ryc. 5D – patrz str. 478), rzadziej tennantyt. Spękania te mają zapewne związek z pobliską strefą tektoniczną na granicy ediakaru i ordowiku (na głęb. 711,0 m).

Obserwowana w skałach ordowiku i ediakaru niskotemperaturowa mineralizacja hydrotermalna wykazuje cechy wieloetapowości, przy czym kruszce krystalizowały zwykle równocześnie z węglanami. Można wyróżnić kilka podstawowych asocjacji kruszców:

- piryty z domieszką arsenu (do 6,11% wag. As),
- chalkopiryty-sfaleryt-galena-piryty,
- chalkopiryty-sfaleryt-galena-tennantyt-piryty,
- chalkopiryty-sfaleryt-galena-bornit-piryty,
- sfaleryt-piryty-chalkopiryty-galena-tennantyt-gersdorffit-rammelsbergit-nikielin,
- tennantyt-chalkopiryty (najmłodsza asocjacja – występująca w kaolinitach).

Następstwo wiekowe poszczególnych asocjacji jest trudne do ustalenia ze względu na niewielką gęstość użycia, a także brak możliwości makroskopowego określenia asocjacji mineralnych występujących w żyłkach.

W profilu pionowym otworu wiertniczego obserwuje się pewne zróżnicowanie w rozmieszczeniu poszczególnych minerałów, co może być związane ze strefowością mineralizacji. Zapewne strefowością jest także uwarunkowane zróżnicowanie w składzie chemicznym tych kruszców. Większy udział pierwiastków śladowych w minerałach kruszczowych obserwuje się generalnie w ordowiku, a szczególnie w stropowej jego części, np. obecność Se w galenie. Również rtęć koncentruje się przede wszystkim w stropie ordowiku, w pirytych i chalkopirytych, natomiast w całym profilu ordowiku obecna jest w sfalerycie. Wydaje się, że tylko w galenie rtęć występuje bez większego zróżnicowania zarówno w ordowiku, jak i w ediakarze. Jak wynika z badań geochemicznych, skały ordowiku w całym profilu wykazują anomalne zawartości Hg. Wahają się one w granicach 0,40–1,18 ppm i występują niezależnie od litologii skał (Lasoń w: Habryn i in., 2017).

W próbkach z głębokości 297,8 i 1312,5 m, odpowiednio w sfalerycie i bornicie, ujawniono śladowe zawartości (na granicy wykrywalności) Au (0,18% wag.), a w próbce z głęb. 285,7 m, w sfalerycie, niewielką domieszkę Ag

wynoszącą 0,08% wag. (również na granicy wykrywalności). Różnice w mineralizacji kruszcowej występującej w skałach ordowiku i ediakaru mogą wynikać ze strefowości okruszcowania lub też z charakterystyki geochemicznej osadów, w których następowała precypitacja kruszców.

W utworach ediakaru obserwuje się charakterystyczne przeobrażenia metasomatyczne manifestujące się zmianą barwy skał. W części stropowej, do głębokości ok. 819 m kompleks ediakarski ma barwę czerwono-brązową lub szarobrazową. Poniżej przeważają skały szarozielone i szare, w części górnej na odcinku kilkudziesięciu metrów obecne są relikty skał o barwie czerwono- lub szarobrazowej. Wyróżniają się one znacznie mniejszą intensywnością użyczenia, a mineralizacja kruszcowa pojawia się praktycznie dopiero na głęb. ok. 900 m (nie licząc okruszcowania przy kontakcie ze skałą magmową). Znaczna miąższość skał o czerwono-brązowym zabarwieniu oraz ich odmiennosc pod względem okruszcowania i użyczenia świadczy o tym, że są to skały pierwotne (niezmienione metasomatycznie), a nie efekt utlenienia skał w strefie hipergenicnej. Można więc przypuszczać, że mamy tu do czynienia z przeobrażeniami analogicznymi do obserwowanych na bloku małopolskim, gdzie pierwotne skały klastyczne ediakaru mają barwę czerwono-brązową wynikającą z domieszki pyłu hematytowego. W pobliżu kontaktu z intruzją kwaśnych skał magmowych skały osłony są poddane przeobrażeniom kontaktowo-metasomatycznym o znacznym zasięgu, z utworzeniem dwóch stref przeobrażeń widocznych na modelu (ryc. 7) (Markowiak, 2015). Opisana powyżej sytuacja wykazuje wyraźne analogie z przedstawionym modelem. Opierając się na tym modelu, można wysnuć hipotezę, że w podłożu bloku górnośląskiego w rejonie elewacyjnej struktury Brudzowic występuje intruzja granitoidowa będąca źródłem roztworów hydrotermalnych, a w otworze Bibiela PIG-1 nawiercono niewielki fragment *strefy 0 (hematytowej)* i znaczną część *strefy 1 (chlorytowej)*.

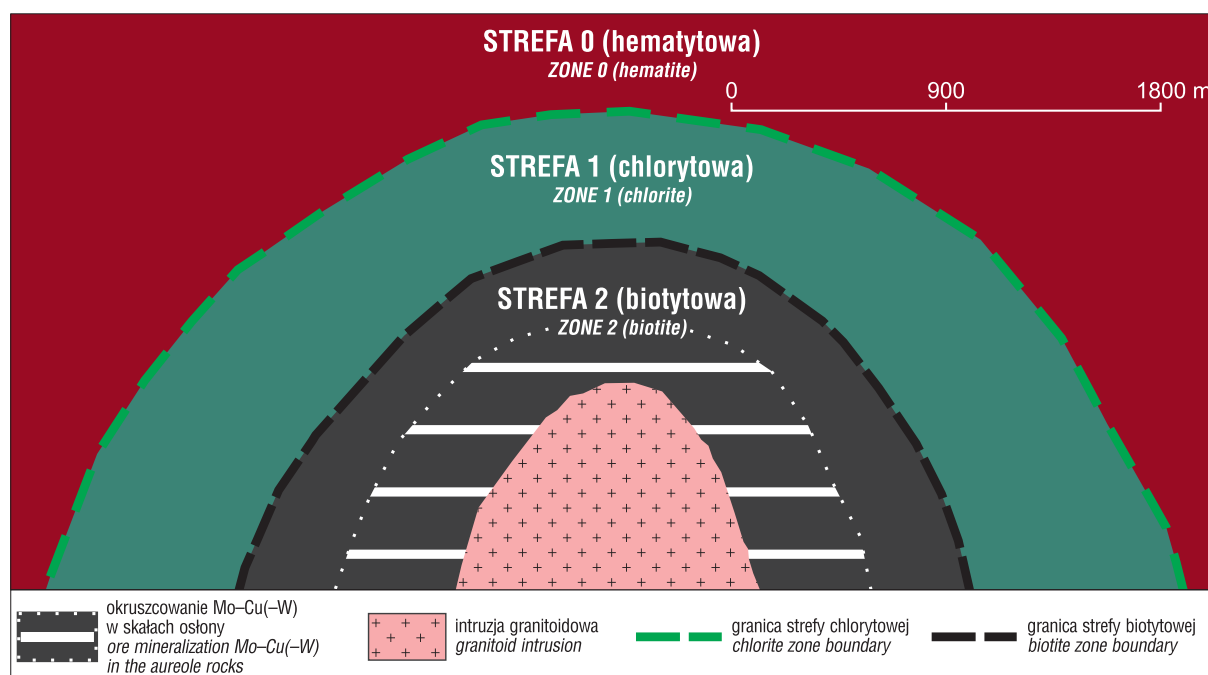
Sytuację komplikuje fakt, że procesami mineralizacji hydrotermalnej oprócz ediakaru zostały objęte również utwory ordowiku i prawdopodobnie spągowa część dewonu dolnego. Próbę wyjaśnienia takiego stanu rzeczy zaprezentowano na rycinie 8. Sytuację wyjściową z pierwotną barwą skał ediakaru (I etap) przedstawia rycina 8A, natomiast rycina 8B (etap II) – układ skał po utworzeniu elewacyjnej struktury Brudzowic oraz hipotetycznej intruzji granitoidowej (wraz z dajkami skał magmowych) z zaznaczeniem stref przeobrażeń. Na rycinie 8C (etap III) jest prezentowana aktualna budowa geologiczna otoczenia otworu Bibiela PIG-1 po utworzeniu nasunięcia od strony północnej.

Kruszce związane z magmatyzmem lamprofirowym mają zapewne inną genezę niż śladowa mineralizacja kruszcowa występująca w skałach ordowiku i ediakaru. Może o tym świadczyć dominująca rola kalcytu oraz znaczne ilości kaolinitu i barytu w żyłkach, nie bez znaczenia jest bogate okruszcowanie pirytem, który w skałach magmowych (w odróżnieniu od skał otaczających) generalnie jest pozbawiony domieszek takich pierwiastków jak: Ni, As, Cu, Sb, Zn czy Pb. Ponadto udział sfalerytu i galeny jest tu zdecydowanie mniejszy niż w skałach otaczających, mimo że skład asocjacji jest podobny.

## WNIOSKI

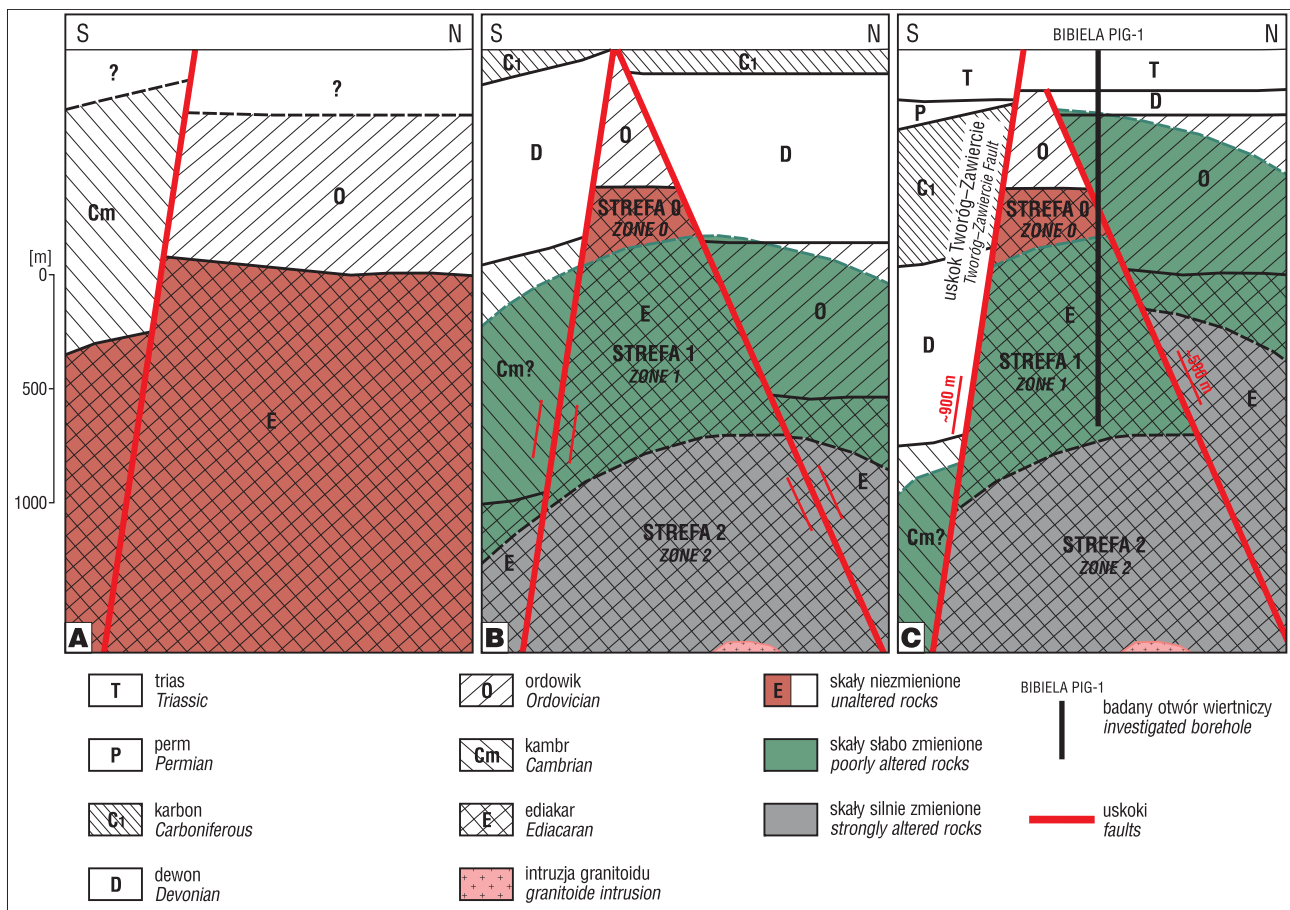
Wyniki wiercenia Bibiela PIG-1 wskazują, że struktura określana dotychczas jako antyklina Brudzowic ma charakter zębca tektonicznego, dla którego autorzy proponują nazwę – elewacyjna struktura Brudzowic (Siewierza). Struktura ta została względnie uskokowo podniesiona co najmniej o 1500 m, a kluczowe znaczenie ma tutaj równoleżnikowy uskok Tworóg–Zawiercie.

Przedstawione wyniki badań mineralogicznych i kruszcowych wskazują, że rozpoznany wierceniem Bibiela PIG-1



**Ryc. 7.** Model przeobrażeń skał ediakaru wokół intruzji granitoidowych w krawędzowej części bloku małopolskiego – barwa na rysunku odpowiada w przybliżeniu rzeczywistej barwie skał

**Fig. 7.** A model of alteration zones around granitoid intrusions in the marginal part of the Małopolska Block – colours of zones in the figure correspond approximately to the actual colours of rocks



**Ryc. 8.** Hipotetyczny przebieg procesów tektoniczno-magmowych w rejonie wiercenia Bibiela PIG-1. **A** – etap I (przedwaryscyjski) – skały ediakaru mają pierwotną czerwono-brązową barwę. **B** – etap II (waryscyjski) – utworzenie struktury elewacyjnej powiązane z hipotetyczną intruzją granitoidu. Skały osłony intruzji objęte zostają przeobrażeniami kontaktowo-metasomatycznymi o charakterystycznej strefowości. **C** – etap III – aktualna budowa geologiczna otoczenia otworu Bibiela PIG-1

**Fig. 8.** Hypothetical tectonic and magmatic evolution, and the development of alteration zones with mineralization near the Bibiela PIG-1 borehole. **A** – stage I (pre-Variscan) – Ediacaran rocks exhibit their primary red-brown colour. **B** – stage II (Variscan) – elevational tectonic structure associated with a hypothetical granitoid intrusion was formed. As a result, surrounding rocks underwent contact-metasomatic alterations with a characteristic zoning pattern. **C** – stage III – current geological settings of the Bibiela PIG-1 borehole

prekambryjski i wczesnopaleozoiczny kompleks skał osadowych podlegał słabym oddziaływaniom hydrotermalnym, związanym z dotychczas nierozpoznanym źródłem, jakim może być kwaśna intruzja magmowa.

Obecność na tym obszarze przejawów wieloetapowego magmatyzmu, jak i wieloetapowych procesów hydrotermalnych, obecność w skałach ediakaru przeobrażeń metasomatycznych z charakterystyczną strefowością, oraz wzrost intensywności okruszcowania w spągu otworu, może sugerować, że istnieje w tym rejonie możliwość występowania złożowych koncentracji polimetali. Ewentualna redepozycja kruszców do osadów dolnego triasu wskazywałaby na lokalnie płytkie zaleganie koncentracji metali pod powierzchnią utworów mezozoicznych.

Autorzy dziękują Recenzentom za cenne uwagi i komentarze, które pomogły w dopracowaniu ostatecznej formy artykułu. Publikacja powstała na podstawie prac sfinansowanych przez NFOŚiGW.

## LITERATURA

BOLEWSKI A. 1982 – Mineralogia szczegółowa. Wyd. Geol., Warszawa.  
BUŁA Z. (red.), HABRYN R., KRIEGER W., KUREK S., MARKOWIAK M., WOŹNIAK P. 2002 – Atlas geologiczny paleozoiku

bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

BUŁA Z., HABRYN R. (red.) BUŁA Z., BYŚ I., FLOREK R., HABRYN R., JACHOWICZ M., KWARCINIŃSKI J., LASKOWICZ R., LISZKA B., MADEJ K., MAKSYM A., MARKOWIAK M., PIETRUSIAK M., PROBULSKI J., RYŁKO W., SALWA S., SIKORA R., STARYSZAK G., TABOL-WÓJCİK P., TOMAŚ A., ZACHARSKI J. 2008 – Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadiska przedkarpackiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.  
CZERNY J., HEFLIK W., MUSZYŃSKI M. 2000 – Granitoid and dioritic enclaves in the porphyries of the Cracow area. Pol. Tow. Miner. Pr. Spec., 17: 18–19.

EKIERT F. 1971 – Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia GZW. Pr. Inst. Geol., 66: 5–77.

GŁADYSZ J., ŚLIWIŃSKI S. 1979 – Nowe dane o mineralizacji cynkowo-olowiowej w obszarze siewierskim. Pr. Geol., 27 (12): 677–683.

HABRYN R. i in. 2017 – Dokumentacja geologiczna otworu badawczego Bibiela PIG-1 dla potrzeb przedsięwzięcia z dziedziny geologii pod tytułem „Program wierceń badawczych państwowej służby geologicznej PIG-PIB – Wiertnicze zbadanie nierozpoznanych profili prekambry i dolnego paleozoiku w północno-wschodniej części bloku górnośląskiego i ich potencjału złożowego. Etap I – otwór badawczy Bibiela PIG-1”. Nar. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

JAMBOR J.L., KOVALENKER V.A., ROBERTS A.C. 2003 – New mineral names. American Mineralogist, 88: 931–935.

LEWANDOWSKA A., BOCHENEK K. 2001 – Mineralogia nowych ksenolitów granitoidowych z ryodacytów z Zalaszu. Pr. Geol., 49 (4): 346.

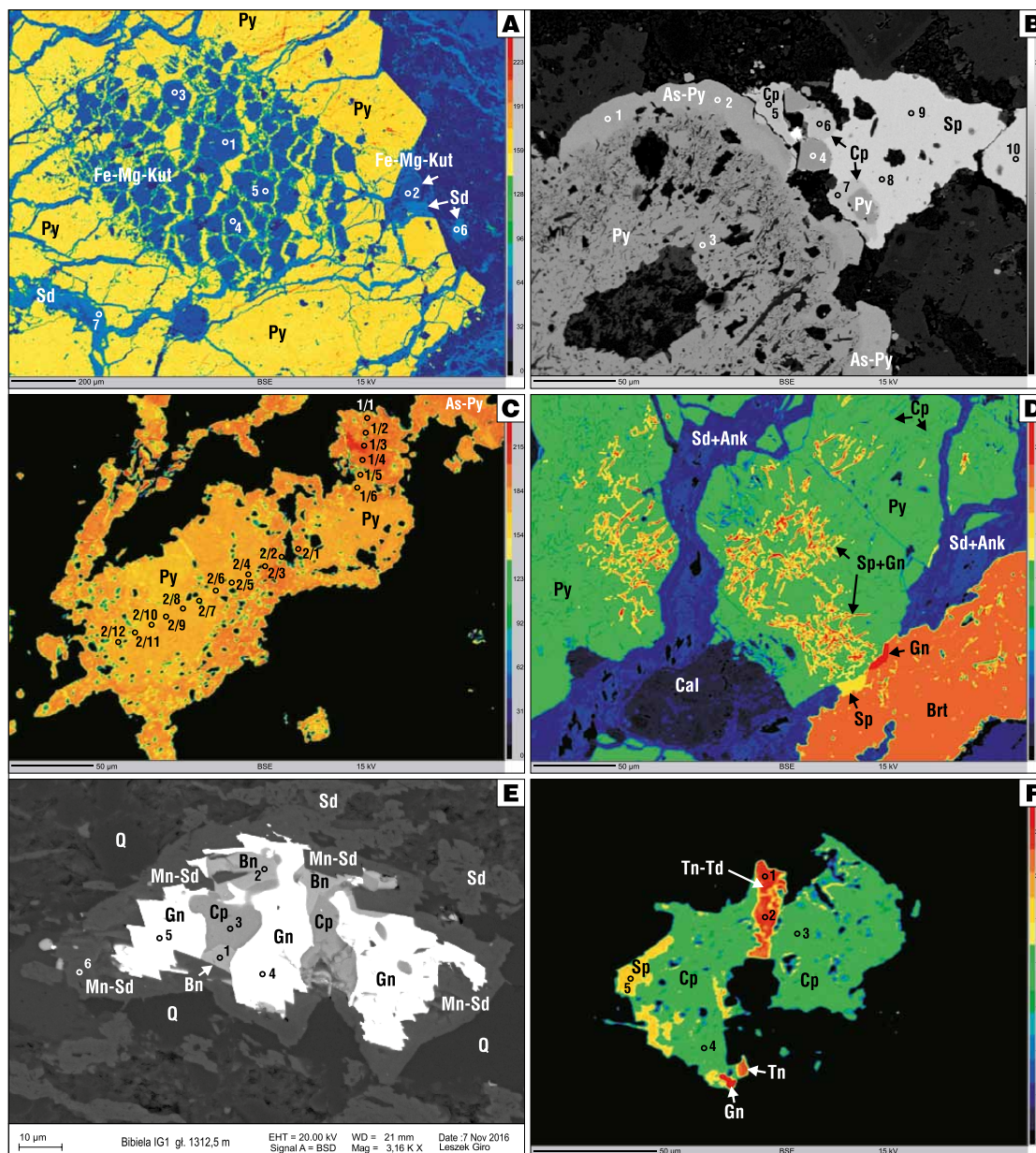
LISITSIN D.V., DOBROVOL'SKAYA M.G., TSEPIN A.I., SHCHERBACHEV D.K., TRUBKIN N.V., KONONKOVA N.N. 2002 – Sulfide

- mineralization in high-alkaline pegmatites of the Koashva deposit (Khibiny massif, Kola Peninsula). *Geol. Ore Deposits*, 44: 385–395.
- MARKIEWICZ J., MARKOWIAK M. 1998 – Inwentaryzacja (kolekcja skał i baza danych) paleozoicznych skał krystalicznych i piroklastycznych regionu krakowsko-częstochowskiego. *Nar. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Sosnowiec*.
- MARKOWIAK M. 2015 – Charakterystyka mineralizacji kruszcowej na tle przeobrażeń termiczno-metasomatycznych skał w rejonie Żarek–Kotowic. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 203: 1–74.
- MIKULSKI S.Z., MARKOWIAK M., SADŁOWSKA K., CHMIELEWSKI A., ZIELIŃSKI G. 2015 – Pilotażowe badania pierwiastków ziem rzadkich (REE) w strefie kontaktu bloku górnośląskiego z blokiem małopolskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 465: 77–98.
- MIKULSKI S. Z., WILLIAMS I. S., MARKOWIAK M. 2019 – Carboniferous-Permian magmatism and Mo-Cu (W) mineralization in the contact zone between the Małopolska and Upper Silesia Blocks (south Poland): an echo of the Baltica-Gondwana collision. *Inter. J. Earth Sci.*, 108: 1467–1492.
- MUSZYŃSKI M., CZERNY J. 1999 – Granitoid autoliths from the porphyry of Zalas near Krzeszowice. *Mineral. Pol.*, 30 (1): 85–94.
- OSZCZEPALSKI S., MARKOWIAK M., MIKULSKI S. Z., LASOŃ K., BUŁA Z., HABRYN R. 2010 – Porfirowa mineralizacja Mo-Cu-W w utworach prekambryjsko-paleozoicznych – analiza prognostyczna strefy kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 439: 339–354.
- PAŃCZYK M., MARKOWIAK M., ZIELIŃSKI G., GIRO L. 2012 – Mineralizacja kruszcowa w obrębie zmetasomatyizowanej intruzji magmowej w rejonie Koziegłów (blok górnośląski). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 448 (2): 359–370.
- PAŃCZYK M., CZUPYT Z., GIRO L., RECHOWICZ M. 2017 – Charakterystyka petrograficzna skał magmowych. [W:] Habryn R. (red.), Dokumentacja geologiczna otworu badawczego Bibiela PIG-1 dla potrzeb przedsięwzięcia z dziedziny geologii pod tytułem „Program wierceń badawczych państwowej służby geologicznej PIG-PIB – Wiertnicze zbadanie nierozpoznanych profili prekambru i dolnego paleozoiku w północno-wschodniej części bloku górnośląskiego i ich potencjału złożowego. Etap I – otwór badawczy Bibiela PIG-1”. *Nar. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- PIECZONKA J. 2010 – Polymetallic mineralization in Triassic strata of the NW part of the Kraków-Częstochowa Monocline. *Mineralogia*, 41 (1–2): 35–53.
- ROSENBAUM M. (red.) 2017 – Odczytano z torfowisk. Początki i sposoby pozyskiwania metali na terenie tarnogórskiego obszaru kruszcownego. Katalog wystawy. Stow. Miłośników Ziemi Tarnogórskiej, Tarnowskie Góry.
- SIEDLECKI S. 1954 – Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, 73: 1–224.
- SMITH D.G.W., NICKEL E.H. 2007 – A system of codification for unnamed minerals: Report of the Subcommittee for Unnamed Minerals of the IMA Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification. *Canadian Mineralogist*, 45: 983–1055.
- ŚLIWIŃSKI S. 1960 – Skały wulkaniczne i dolomityzacja wapieni dewońskich w Dziewkach (koło Siewierza). *Rudy i Met. Nieżel.*, 5 (11): 474–478.
- TRDLIČKA Z., HOFFMAN V. 1976 – Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Gangkarbonate von Kutna Hora (ČSSR). *Freib. Forschungshefte*, C321: 29–81.
- ŻABA J. 1999 – Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 166: 1–162.

Praca wpłynęła do redakcji 29.11.2019 r.  
Akceptowano do druku 11.05.2020 r.

# Przejawy mineralizacji polimetalicznej w strukturze elewacji Brudzowice (Siewierz) na bloku górnośląskim (południowa Polska) – patrz str. 511

Polymetallic hydrothermal mineralization of the Brudzowice (Siewierz) elevation structure in the Upper Silesian Block (southern Poland) – see p. 511



**Ryc. 5.** Okruszczowanie skał ordowiku i ediakaru. Otwór Bibiela PIG-1, zdjęcia w świetle elektronów wtórnie rozproszonych (BSE). **A** – agregat pirytowy z towarzyszącymi węglanami z grupy dolomit-ankeryt-kutnahoryt (Mg-Kut) (tab. 1, ryc. 4) oraz z grupy syderyt-magnezyt-rodochrozyt; głęb. 706,0 m, obraz w barwach sztucznych. **B** – piryt z licznymi wrostkami skały płonnej, z otoczką pirytu młodszej generacji, bogatej w As (tab. 3). W sąsiedztwie widoczny jest zrost pirytu z chalkopirytem i sfalerytem; głęb. 566,2 m. **C** – agregat pirytu z widoczną zmiennością zawartości As (tab. 4); głęb. 326,3 m, obraz w barwach sztucznych. **D** – kryształy pirytu pokryte siatką nieregularnych mikrospękań wypełnionych chalkopirytem, galeną i sfalerytem, rzadziej tennantyt, w otoczeniu występują węglany oraz baryt (Brt); głęb. 706,0 m, obraz w barwach sztucznych. **E** – skupienie chalkopirytu, galeny i bornitu w otocze manganosyderytu (Mn-Sd) (tab. 2); głęb. 1312,5 m. **F** – zrost chalkopirytu, sfalerytu, galeny i minerału z szeregu tennantyt-tetraedryt; głęb. 1335,0 m, obraz w barwach sztucznych

**Fig. 5.** Ore mineralization of the Ordovician and Ediacaran rocks. Bibiela PIG-1 borehole, Back-scattered electron image (BSE). **A** – Pyrite aggregate with carbonates from the dolomite-ankerite-kutnohorite group (Mg-Kut) (Tab. 1, Fig. 4) and the siderite-magnetite-rodochrosite group; depth 706.0 m. Image in false colours. **B** – pyrite with numerous gangue inclusions, with a pyrite envelope of younger generation, rich in As (Tab. 3). Nearby, an intergrowth of pyrite with chalcopyrite and sphalerite is visible; depth 566.2 m. **C** – pyrite aggregate with visible variability in As content (Tab. 4); depth 326.3 m. Image in false colours. **D** – pyrite crystals with a network of irregular microcracks filled with chalcopyrite, galena and sphalerite, less often with tennantite; there are also associated carbonates and barite (Brt); depth 706.0 m. Image in false colours. **E** – concentration of chalcopyrite, galena and bornite (Tab. 2) in the manganosiderite (Mn-Sd) envelope (Tab. 2); depth 1312.5 m. **F** – intergrowth of chalcopyrite, sphalerite, galena and a mineral from the tennantite-tetrahedrite series; depth 1335.0 m. Image in false colours