

## Związek mineralizacji kruszcowej z tektoniką łuski Bystrego (Bieszczady, Karpaty zewnętrzne)

Barbara Rybak\*

*W kredowych i paleogeńskich skałach łuski Bystrego w strefie przeddukielskiej, obserwowano mineralizację kruszcową, którą podzielono na pierwotną, występującą w postaci pirytu, markasytu, sfalerytu i galeny oraz epigenetyczną reprezentowaną przez realgar i aurypigment. Mineralizacja pierwotna nie wykazuje związku z tektoniką łuski Bystrego. Natomiast mineralizacja epigenetyczna jest związana z dyslokacjami oraz występuje w spękaniach zespołu ciosu poprzecznego T, rzadziej podłużnego L i skośnego D<sub>2</sub>.*

**Słowa kluczowe:** mineralizacja kruszcowa, spękania ciosowe, analiza strukturalna, łuska Bystrego, płaszczowina śląska, Bieszczady, Karpaty zewnętrzne

Barbara Rybak — **The connection between metallic mineralisation and tectonics of the Bystre thrust-sheet (Bieszczady Mountains, Outer Carpathians, SE Poland).** Prz. Geol., 48: 1023–1029.

*Summary.* The studies are concentrated on the northern part of the Fore Dukla unit called the Bystre thrust-sheet. The metallic mineralisation observed in Cretaceous and Paleogene rocks of the studied area is of two kinds: original and epigenetic. The minerals such as: pyrite, marcasite, sphalerite and galena belong to the primary mineralisation. Otherwise, realgar and orpiment belong to the epigenetic mineralization.

*There is no connection between the primary mineralization and the tectonics of the Bystre thrust-sheet. The epigenetic mineralisation associates dislocated zones. The structural analysis of joint sets proved that this kind of mineralisation is characteristic for transversal joints T, rarely longitudinal joints L and oblique joints D<sub>2</sub>.*

**Key words:** metallic mineralisation, joints, structural analysis, Bystre thrust-sheet, Silesian nappe, Bieszczady Mountains, Outer Carpathians

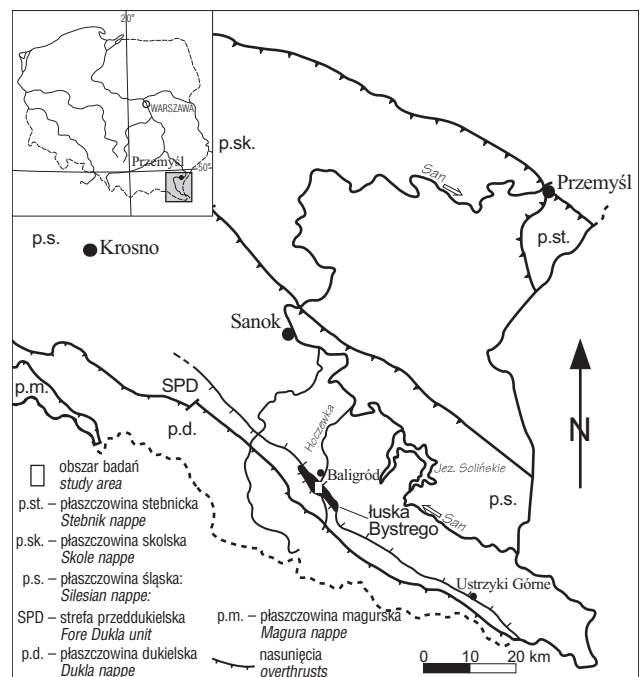
Celem wykonanych badań jest charakterystyka minerałów kruszcowych występujących w łusce Bystrego oraz określenie powiązań mineralizacji z tektoniką badanego obszaru.

Prace przeprowadzono w łusce Bystrego (Ślącza, 1958), położonej w strefie przeddukielskiej, która stanowi południową część płaszczowiny śląskiej (Ślącza, 1959; Książkiewicz, 1972) (ryc. 1). Badaniami objęto obszar usytuowany w widłach potoków Jabłonka i Rabskiego (ryc. 2).

Zagadnieniem występowania mineralizacji kruszcowej w okolicach Bystrego zajmowało się wielu geologów. Przejawy tej mineralizacji po raz pierwszy zostały stwierdzone przez Kamieńskiego (1937), który zaobserwował występowanie minerałów arsenu: realgaru i aurypigmentu. Ślącza (1958) prześledził wystąpienia pirytu, markasytu i minerałów arsenu na tle budowy geologicznej. Ostrowicki (1958) stwierdził badaniami mikroskopowymi obecność realgaru, aurypigmentu, blendy cynkowej, galeny oraz tenantytu i enargitu. Zdjęcia geochemiczne w rejonie Baligródu przeprowadzili Jaworski (1979) oraz Bojakowska i Borucki (1992). Litologią i tektoniką łuski Bystrego zajmowali się Ślącza (1959; 1968), Kuśmierz (1979) oraz Mastella (1995). Mimo tego, temat występowania minerałów kruszcowych na tle tektoniki łuski Bystrego nie został jeszcze do tej pory szczegółowo opracowany.

Wystąpienia minerałów kruszcowych są znane z różnych stanowisk w polskich Karpatach fliszowych (Gucwa & Pelczar, 1986). Mineralizacja miedzią pstrych łupków i

margli fliszu karpackiego jest dobrze udokumentowana we wszystkich jednostkach tektonicznych Karpat zewnętrznych (Gruszczak & Ostrowicki, 1961), natomiast wystąpienia galeny są znane z nielicznych miejsc, w tym z jednostki skolskiej (Franus & Rajchel, 1999). Obecność mineralizacji realgarem i aurypigmentem została stwierdzona jedynie w łusce Bystrego.



Ryc. 1. Mapa lokalizacyjna obszaru badań  
Fig. 1. Location of the study area

\*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

## Metodyka badań

Obserwacje prowadzono wzdłuż potoków: Jabłonka, Rabski i w ich dopływach oraz w kamieniołomach (ryc. 1). Pobrano próbki oraz wykonano podstawowe obserwacje tektoniczne położenia warstw i orientacji spękań ciosowych. W celu opracowania statystycznego obszar badań podzielono na dwie jednorodne domeny (por. Jaroszewski, 1972), dla których wykonano diagramy położenia warstw. Wyniki pomiarów opracowano przy użyciu programu „Stereonet”, stosując projekcję na półkulę dolną.

Oznaczenia wybranych pierwiastków zostały wykonane w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. Oznaczenia rtęci i złota wykonano metodą absorpcji atomowej, natomiast oznaczenia miedzi, cynku, ołowiu i arsenu wykonano metodą fluorescencji rentgenowskiej.

## Zarys budowy geologicznej

Strefa przeddukielska, wydzielona z płaszczowiny śląskiej przez Opolskiego (1933), jest zbudowana ze zróżnicowanych litologicznie kompleksów skalnych wieku od kredy po oligocen (Ślącza, 1958; Kuśmerek, 1979). Najstarsze utwory strefy przeddukielskiej występują w profilu litostratygraficznym łuski Bystrego (ryc. 3), który składa się z warstw: cieszyńskich, grodziskich, lgockich, godul-

skich, istebniańskich i hieroglifowych (Ślącza, 1959; 1968). Zarówno na przedpolu, jak i na zapleczu łuska Bystrego kontaktuje z warstwami menilitowymi i warstwami przejściowymi strefy przeddukielskiej. Ze względu na silne zaburzenia tektoniczne, wtórne złuszkowanie i zuskokowanie opisywanego obszaru, zbiorczy profil litologiczny łuski Bystrego jest nieciągły i tektonicznie zredukowany (Ślącza, 1959).

## Zarys tektoniki

Omawiana strefa zawdzięcza swój styl budowy tektonicznej miocenijskim ruchom płaszczowinowo-nasuwczym (Książkiewicz, 1972). Łuska Bystrego składa się z kilku drugorzędnych łusek oddzielonych od siebie powierzchniami nasunięć, zapadającymi na NE w części wschodniej i środkowej oraz na SW w części zachodniej (Mastella, 1995). Łuski zalegające z reguły monoklinalnie i stromo ustawione (ryc. 4), mają przebieg NW–SSE i są zbudowane najczęściej z jednego, rzadziej z dwóch lub trzech ogniw litostratygraficznych (ryc. 2).

Na obszarze łuski Bystrego dominują warstwy w położeniach odwróconych. W części północno-zachodniej przeważają położenia 145–155/70–86N z dominantą 150/78N, a w części południowo-wschodniej 115–135/50–70N z dominantą 124/60N (ryc. 5).

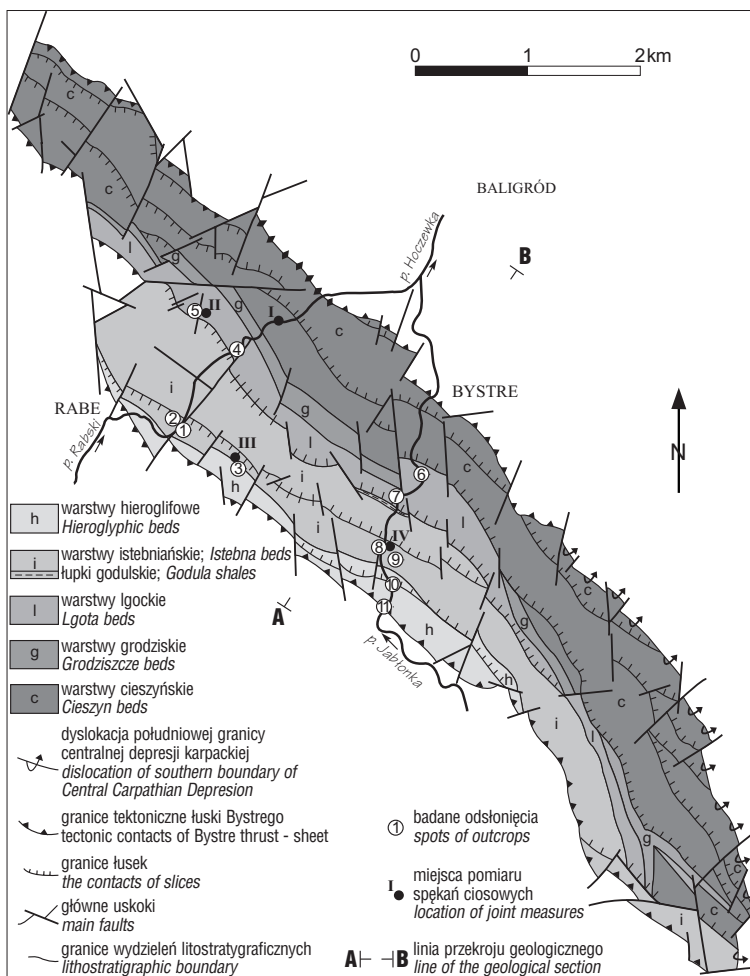
Analiza fałdów (Mastella, 1995) wykazała, że na obszarze łuski Bystrego dominują dwa zespoły fałdów podłużnych. Osie fałdów mają kierunek zbliżony do regionalnych struktur tektonicznych. Oś fałdów o azymucie 115° zanurza się pod kątem 5° ku WNW, natomiast oś fałdu o azymucie 154° jest pozioma i jej położenie określa kierunek NNW–SSE (ryc. 6).

Cały badany teren jest pocięty drobnymi i średnimi uskokami prostopadłymi i skośnymi do rozciągłości łuski Bystrego, towarzyszącymi z reguły nasunięciom. Zaobserwowano niewielki rozrzut azymutów powierzchni uskokowych (ryc. 7), wśród których dominują azymuty 5°, 30° i 45°.

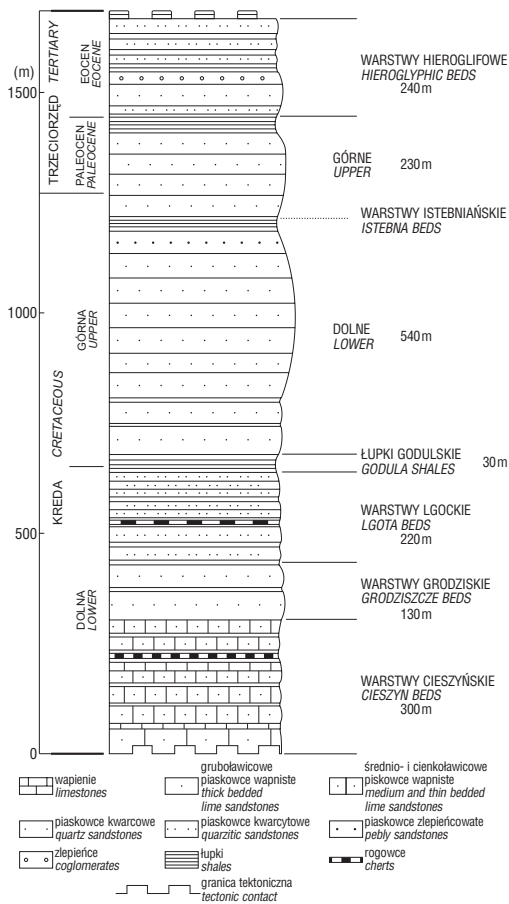
Dane dotyczące spękań ciosowych zostały zebrane w czterech odsłonięciach w profilach potoków oraz w kamieniołomach ze skał warstw: cieszyńskich (I), lgockich (II) i istebniańskich (III, IV) (ryc. 2). Spękania ciosowe charakteryzują się stałością i uporządkowaniem kierunków i są zorientowane w przybliżeniu prostopadle do rozciągłości ławic (Jaroszewski, 1980a, b). Rozstęp między powierzchniami spękań o tym samym kierunku jest stały i w przybliżeniu równy miąższości ławic. Stwierdzono występowanie pięciu zespołów spękań ciosowych:

- dwa zespoły ciosu diagonalnego D<sub>1</sub> i D<sub>2</sub>, skośne do rozciągłości struktury,
- zespół ciosu poprzecznego T, prostopadły do rozciągłości struktury,
- dwa zespoły ciosu podłużnego L i L', zbliżone do rozciągłości struktury.

W odsłonięciu warstw cieszyńskich obserwowanych w potoku Rabskim najbardziej roz-



Ryc. 2. Szkic tektoniczny łuski Bystrego (wg Mastelli, 1995; zmodyfikowany)  
Fig. 2. The tectonic sketch map of Bystre thrust-sheet (after Mastella, 1995; modified)

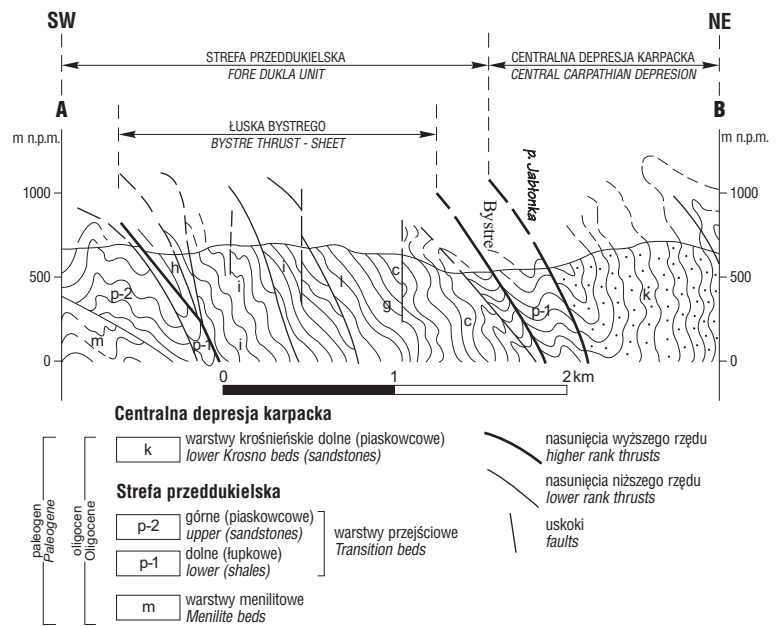


**Ryc. 3.** Zgeneralizowany profil litostratigraficzny łuski Bystrego (wg Ślączi, 1959; zmodyfikowany)  
**Fig. 3.** The generalised lithostratigraphical profile of the Bystre thrust-sheet (after Ślączi, 1959; modified)

powszechniony jest zespół ciosu skośnego D<sub>2</sub>, który ma orientację 64° (ryc. 8.I). Występuje tu również zespół ciosu skośnego D<sub>1</sub> o orientacji 4°. Spękania systemu ciosu diagonalnego mają nierówne powierzchnie i są z reguły zmineralizowane kalcytem. Na niektórych powierzchniach tych spękań są rozwinięte wtórne lustra tektoniczne. Mniejszy udział stanowi cios podłużny L i L', przy czym zespół L przyjmuje położenie 120°, natomiast L' przyjmuje położenie 156°. Cios podłużny przecina zespół ciosu skośnego i również jest zmineralizowany kalcytem. Wszystkie spękania mają zróżnicowaną szerokość szczelin od 0,2 cm do 1,0 cm.

W kamieniołomie w warstwach lgockich (ryc. 2) dominuje zespół ciosu poprzecznego T, który ma orientację 48° (ryc. 8.II) i jest miejscami zmineralizowany realgarem. Mniejszy udział stanowią spękania należące do zespołu ciosu podłużnego L', przyjmującego położenie 158°.

W odsłaniających się w kamieniołomie w dolinie potoku Rabskiego oraz w samym potoku warstwach istebniańskich wyznaczono zespół ciosu diagonalnego i poprzecznego oraz zespoły ciosu podłużnego (ryc. 8.III). Zespół ciosu skośnego D<sub>2</sub> ma orientację 70°. Spękania tego zespołu mają rozstępy od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, a ich szczeliny bardzo rzadko są wypełnione substancją mineralną. Spękania należące do zespołu ciosu



**Ryc. 4.** Przekrój geologiczny przez łuskę Bystrego (Mastella, 1995). Pozostałe objaśnienia na ryc. 2, 3

**Fig. 4.** The geological section of Bystre thrust-sheet (Mastella, 1995). Other explanations: see fig. 2, 3

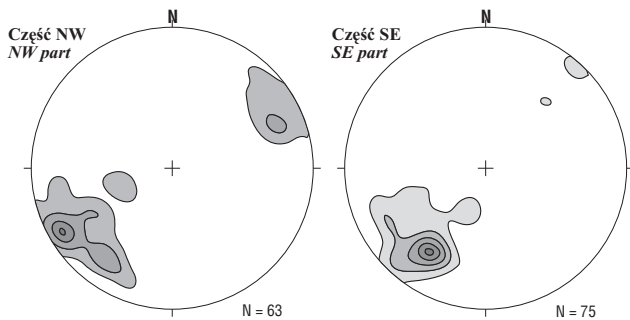
poprzecznego T o kierunku 30° wykazują duże rozpowszechnienie, a na ich powierzchniach rozwinęła się mineralizacja w postaci realgaru i kwarcu. Spękania ciosu podłużnego L przyjmują położenie 118°, a spękania ciosu podłużnego skośnego L' mają orientację 158°. Zespoły ciosu podłużnego są z reguły niezmineralizowane, jedynie w pojedynczych przypadkach obserwowano ziarniste naloty realgaru na powierzchni spękań zespołu L.

Według Rubinkiewicza (1998) na badanym terenie cios został założony prawdopodobnie w etapie przedfałdowym. Cios podłużny i poprzeczny, podobnie jak w innych częściach Karpat, powstawał później niż cios diagonalny, o czym świadczy fakt, że spękania tych zespołów przecinają pozostałe (Książkiewicz, 1968; Mastella, 1988; Aleksandrowski, 1989).

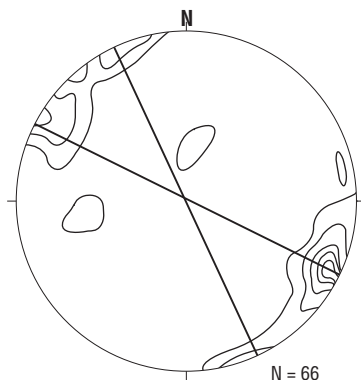
#### Analiza oznaczeń geochemicznych

Wykonane oznaczenia geochemiczne na obecność arsenu, rtęci, złota, cynku, ołowiu i miedzi, traktowane jako prace wstępne, podają ogólną orientację zawartości wymienionych pierwiastków w skałach badanego obszaru (tab. 1). Koncentracje Zn, Pb i Cu w poddanych badaniom łupkach i piaskowcach osiągają wartości równe bądź nieznacznie powyżej klarków podanych dla tych typów skał przez Turekiana i Wedephola (1961 [W:] Kabata-Pendias & Pendias, 1979). Zawartość złota w skałach łuski Bystrego jest bardzo niska i w żadnej z pobranych próbek nie przekracza wartości klarków (Kabata-Pendias & Pendias, 1979). Nie zaobserwowano wystąpienia złota zarówno makroskopowo, jak też podczas obserwacji mikroskopowych.

Na szczególną uwagę zasługują anomalne koncentracje arsenu i rtęci. Maksymalna zawartość arsenu stwierdzona w próbce pobranej w potoku Rabskim z odsłonięcia 1 (ryc. 2), wynosząca 11703 ppm, zdecydowanie przewyż-



**Ryc. 5.** Diagramy konturowe położenia warstw w środkowej części łuski Bystrego. Projektacja na półkulę dolną  
**Fig. 5.** The contour diagrams of bedding in the central part of the Bystre thrust-sheet. Lower hemisphere projection

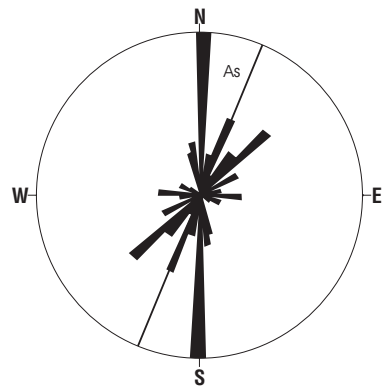


**Ryc. 6.** Diagram konturowy położenia osi fałdów w łusce Bystrego (Mastella, 1995). Projektacja na półkulę górną (izolinie: 2 – 4 – 6 – 8 – 10%)  
**Fig. 6.** The contour diagram of fold axis in the Bystre thrust-sheet (Mastella, 1995). Upper hemisphere projection (isolines: 2 – 4 – 6 – 8 – 10%)

sza wartości klarków. Znamienne jest, że w skałach, w których cynk, ołów i miedź wykazują niską koncentrację, następuje podwyższenie koncentracji arsenu. Podobny rozkład koncentracji odnotowano w przypadku rtęci, której wartości oznaczeń kilkakrotnie przekraczają wartości klarków we wszystkich próbkach skalnych. Jak podaje Gawęł (1970), znaleziska cynobru w rejonie Leska notowano w XVII i XVIII w. Badania przeprowadzone w ostatnich latach nie potwierdziły, jak dotąd występowania minerałów rtęci w skałach łuski Bystrego.

**Charakterystyka mineralizacji kruszcowej**

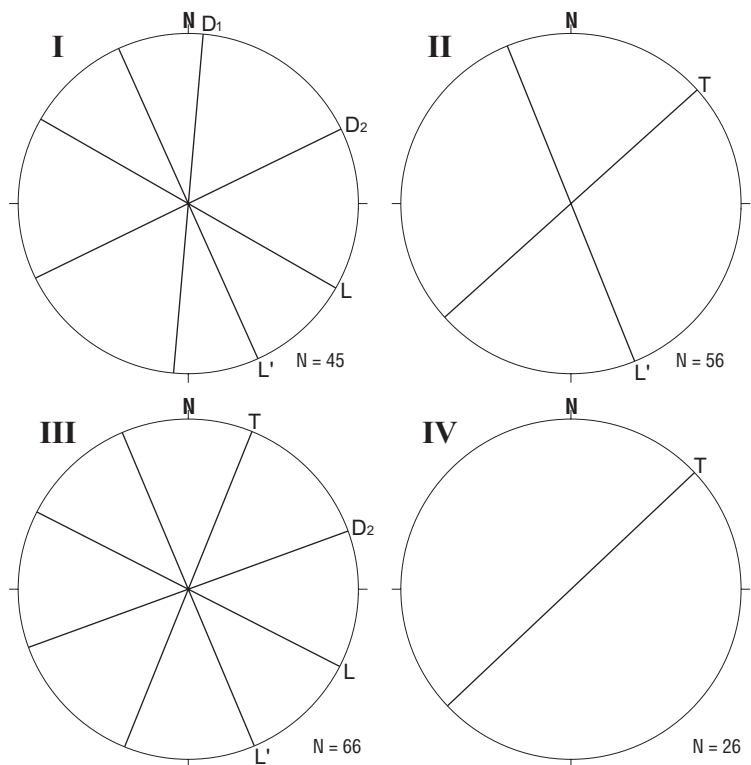
Minerały obecne w obserwowanych skałach tworzą najczęściej drobne niezależne ziarna rozmieszczone w skale oraz rzadziej żyłki i gniazda pochodzenia diagenetycznego i postdiagene-



**Ryc. 7.** Rozkład azymutów uskoków w zachodniej części strefy przeddukiańskiej (Mastella, 1995)  
**Fig. 7.** Distribution of fault azimuthes in the western part of the Fore Dukla unit (Mastella, 1995)

tycznego. W obrębie pojedynczych ziaren przerosty minerałów są rzadko spotykane.

Piryty ( $FeS_2$ ) jest najbardziej rozpowszechnionym minerałem na badanych obszarze. Wśród różnorodnych form występowania pirytu widocznych makroskopowo do najważniejszych zaliczyć należy: cienkie żyłki w łupkach, kryształy wykształcone prawidłowo o rozmiarach 0,1–1,0 cm rozrzucone w rogowcach oraz łupkach, piryt wypełniający przestrzeń porową w piaskowcach i zlepniach oraz kuliste kongregacje wielkości do 1,0 cm. W preparatach polerowanych powszechnie jest spotykany piryt framboidalny w postaci kulek wielkości 10 – 20  $\mu m$  (ryc. 9), zbudowanych z idiomorficznych kryształów tego minerału. Te kuliste formy, występujące pojedynczo lub zgrupowane w soczewkowatych gniazdach, są obecne zarówno w łupkach jak i piaskowcach. Małe nieregularne agregaty krystaliczne pirytu, niekiedy przyjmujące groźniastą formę oraz pojedyncze idiomorficzne kryształy są rozproszone w łupkach. W piaskowcach często występują



**Ryc. 8.** Diagramy orientacji zespołów spękań ciosowych (po rotacji)  
**Fig. 8.** The diagrams of the orientation of joint sets (after rotation)

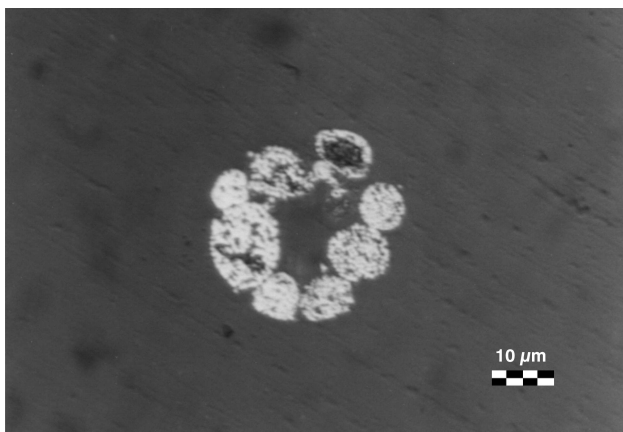
**Tab. 1. Wyniki analiz geochemicznych wybranych próbek skalnych**

Próbka	As (ppm)	Hg (ppm)	Au (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)
1z	1783	0,484	<1	76	14	30
1p	156	0,061	2	26	15	60
1q	11703	0,428	1	11	7	23
2p	137	0,380	1	24	11	80
3q	26	0,085	1	41	20	51
3p	13	0,362	1	120	50	51
5p	27	0,184	1	105	19	123
5ł	24	0,587	<1	111	114	70
4q	31	0,355	<1	8	30	67
10z	1083	0,206	<1	9	8	12

z — zlepienie kwarcowy, q — piaskowiec kwarcytowy, p — piaskowiec kwarcowy, ł — łupek

nieregularne skupienia ksenomorficzne, mające charakter impregnacyjny oraz nagromadzenia kryształów w ziarnach kwarcu i okruchach skał oraz w spoiwie, które miejscami jest całkowicie zastąpione przez piryt. Częstym zjawiskiem jest mineralizacja tkanek organizmów kopalnych (ryc. 10). Ponadto piryt tworzy zrosty krystaliczne z markasytem i pseudomorfozy po markasycie oraz współwystępuje ze sfalerytem.

Markasyt ( $\text{FeS}_2$ ) makroskopowo występuje jako: skupienia drobnych kryształów tabliczkowych i lancetowatych w piaskowcach ilastych, żyłki osiągające grubość 0,2–1,5 cm w piaskowcach silnie skrzemionkowanych oraz kuliste skupienia o średnicy 0,1–0,3 cm we fragmentach piaskowców obecnych w tektonicznie przeobrażonych i zmyllonizowanych czarnych łupkach. W preparatach polerowanych z łupków krzemionkowych markasyt występuje w postaci prawidłowo wykształconych kryształów o pokroju romboedrycznym oraz wydłużonych, ostro zakończonych form igłowych niejednokrotnie ułożonych w promieniste skupienia lub tworzących zrosty. Kryształy te są idiomorficzne i hipidiomorficzne. W piaskowcach zaobserwowano obecność nieregularnych agregatów markasytu wypełniających przestrzenie porowe oraz mineralizację kopalnych organizmów. W wielu przypadkach obserwowano postępujący proces metasomatozy diagenetycznej w postaci pirytyzacji markasytu (Polański, 1988), który postępuje od brzegów ziarna do jego wnętrza.



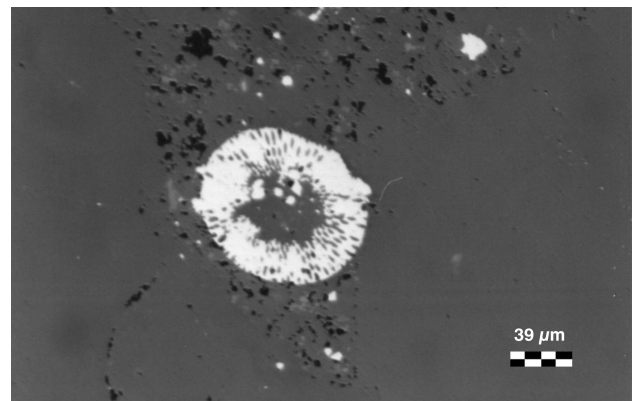
**Ryc. 9.** Kuliste skupienia kryształów pirytu, nikole równoległe  
**Fig. 9.** Spherical aggregates of pyrite crystals, parallel nicols

Obydwa polimorfy siarczku żelaza występujące we wszystkich skałach łuski Bystrego, wykazują wyraźne przywiązanie do łupków i rogowców oraz kataklazytów, w których występują prawidłowo wykształcone kryształy tych minerałów.

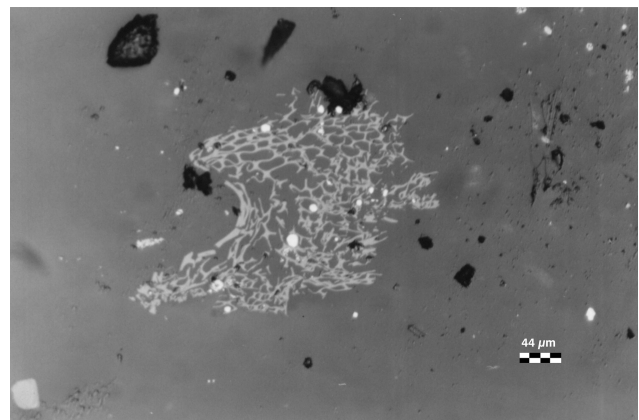
Sfaleryt ( $\text{ZnS}$ ) obserwowany w preparatach polerowanych występuje w postaci pojedynczych kryształów, najczęściej hipidiomorficznych. Niektóre kryształy wykazują budowę pasową, wyrażoną nieznaczną zmianą zabarwienia poszczególnych pasm sfalerytu w odcieniach brunatnych i żółtobrazowych.

Galenę ( $\text{PbS}$ ) obserwowano sporadycznie najczęściej w postaci drobnych ksenomorficznych kryształów. Większe nagromadzenia galeny występują w czarnych łupkach i piaskowcach zlepieńcowatych, gdzie towarzyszy sfalerytowi i najczęściej jest nim otoczona oraz sporadycznie wypełnia cienkie szczeliny wśród ziaren kwarcu (Ostrowicki, 1958). Sfaleryt i galena stanowią zespół paragenezy. Impregnacje szczelin skalnych oraz wypełnianie szczelin w ziarnach kwarcu, będących najprawdopodobniej efektem rozpuszczania diagenetycznego, może wskazywać na późnodiagenetyczny proces tworzenia tych minerałów.

Realgar ( $\text{AsS}$ ) tworzy prawidłowo wykształcone kryształy tabliczkowe i słupowe barwy jasnoczerwonej o długości do 5,0 cm, monomineralne rozetki o średnicy 0,1–0,3 cm, zbudowane z kryształów o pokroju igłowym, ziarniste i pylaste naskorupienia, naloty i polewy, przede



**Ryc. 10.** Pirytyzacja tkanek skamieniałości, nikole równoległe  
**Fig. 10.** Fossil mineralised by pyrite, parallel nicols



**Ryc. 11.** Mineralizacja tkanek organizmu kopalnego przez wodorotlenek żelaza, nikole równoległe  
**Fig. 11.** Fossil mineralised by iron hydroxide, parallel nicols

wszystkim na powierzchniach piaskowców i łupków, obfite w kamieniołomach oraz drobne żyłki tnące kompleksy łupkowe. Formom krystalicznym realgaru z reguły towarzyszy jasnoszara lub szarozielonkawa masa ilasta o plastycznej konsystencji.

Aurypigment ( $As_2S_3$ ) występuje jako: skupienia igiełkowych kryształów barwy cytrynowożółtej ułożonych w rozetki osiagające nawet 5,0 cm średnicy i występujące na powierzchni czarnych piaskowców i łupków oraz jako pylaste, zbite naloty i naskorupienia na skałach w kamieniołomach.

W preparatach polerowanych aurypigment wyróżnia się spośród innych minerałów silną anizotropią w szarych odcieniach oraz występowaniem charakterystycznych refleksów wewnętrznych w tonacjach jasnożółtych i cytrynowożółtych, widocznych już przy równoległych nikolach. Kryształy realgaru i aurypigmentu są ksenomorficzne i wypełniają wolne przestrzenie oraz spękania w skałach. Wystąpienia tych minerałów są przywiązane do warstw lgockich, istebniańskich i hieroglifowych.

Malachit ( $Cu_2[(OH)_2/CO_3]$ ) i azuryt ( $Cu_3[OH/CO_3]_2$ ) występują sporadycznie na badanym obszarze. Azuryt zaobserwowano makroskopowo w postaci ziemistej i zbitej w szczelinie piaskowców zlepieńcowatych (pojedynczy przypadek) oraz malachit obecny jako naloty w szczelinach ziaren kwarcu. Analiza mikroskopowa preparatów polerowanych nie wykazała obecności tych minerałów.

Limonit i produkty wietrzeniowe minerałów żelaza występują obficie w kamieniołomie w warstwach istebniańskich w dolinie potoku Rabskiego, w postaci brązowożółtych nalotów i naskorupień barwy wiśniowo brązowej z metalicznym połyskiem. W preparatach polerowanych zaobserwowano występowanie tleno-wodorotlenków żelaza (goethyt, lepidokrokit?). Występują tu pseudomorfozy goethytu po pirycie oraz mineralizacja tkanek organizmów kopalnych (ryc. 11).

Na podstawie przeprowadzonych obserwacji wydzielono dwa etapy powstawania mineralizacji występującej na badanym obszarze. Pierwszy etap stanowi mineralizacja związana z różnymi fazami diagenety osadu, określana jako mineralizacja pierwotna. Drugi etap stanowi mineralizacja epigenetyczna powstała w spękaniach i szczelinach kompleksów skalnych po ustaniu głównych ruchów tektonicznych.

Procesy zachodzące podczas depozycji osadu i we wczesnych etapach diagenety determinowały powstawanie pirytu autigenicznego i wczesnodiagenetycznego, w tym pirytu framboidalnego (Ramdohr, 1969; Rydzewski, 1969; Prosser i in., 1994). Na badanym terenie są one związane z redukcyjnym charakterem środowiska sedymentacyjnego, działalnością organizmów żywych i odbywają się w niskich temperaturach. Przebieg dalszych etapów diagenety, determinujący powstanie markasytu, pirytu późnodiagenetycznego, sfalerytu oraz galeny, jest związany z tempem pogrzebywania osadów, wzrostem ciśnienia nadkładu i temperatury (Maliszewska, 1996) oraz w dużej mierze z ciśnieniem dynamicznym, będącym rezultatem ruchów tektonicznych. Sunięcie płaszczowin powoduje tarcie, wzrost temperatury i ciśnienia, które warunkują mobilizację składników mineralnych i prowadzą często do postsedymentacyjnego i syntektoniczne-

go przeobrażenia skał. Z etapem wynurzania kompleksów skalnych jest związane powstawanie kwarcu w postaci euhedralnych kryształów, który krystalizował w temperaturze ok. 100–200°C i pod ciśnieniem 0,5–2,5 kbara z roztworów zawierających wodę, metan oraz w późniejszej fazie cięższe węglowodory (Młynarczyk, 1996). Po obniżeniu temperatury i ciśnienia krystalizację rozpoczęły niskotemperaturowy realgar i aurypigment. Wynurzenie kompleksów skalnych w strefę utlenienia spowodowało również rozpoczęcie procesów utleniających hipergenicnych, prowadzących do powstania limonitu i innych minerałów charakterystycznych dla tej strefy.

### Związek mineralizacji kruszcowej z tektoniką

Przeprowadzona analiza wykazała, że epigenetyczna mineralizacja realgarem i aurypigmentem wykazuje przywiązanie do struktur tektonicznych łuski Bystrego. Wystąpienia minerałów arsenu są najczęściej zlokalizowane w obrębie głównych stref nieciągłości tektonicznych: uskoków oraz nasunięć wraz z zespołami opierających je uskoków bądź leżą w ich bezpośrednim sąsiedztwie (ryc. 2, odsłonięcia 1–3, 6–10). Na podstawie analizy sieci uskoków w okolicy Bystrego stwierdzono, że przejawy tej mineralizacji są związane przede wszystkim z uskokami o średnim położeniu 30° (ryc. 7), co jest szczególnie widoczne w przypadku wystąpień minerałów w potoku Jabłonka, które przywiązane są do strefy uskokowej o rozciągłości NNE–SSW. Ponadto analiza spękań ciosowych wypełnionych realgarem i aurypigmentem wykazała istnienie pewnych prawidłowości pomiędzy kierunkami spękań a mineralizacją.

W odsłonięciu 1 (ryc. 2) w warstwach istebniańskich mineralizacja arsenowa jest związana ze strefą uskokową o azymucie 32° oraz występuje w spękaniach zarówno ciosowych, jak i nie związanych z ciosem. W tym miejscu, wyznaczono kierunki spękań ciosowych wypełnionych głównie realgarem i podrzędnie aurypigmentem, tworzące żyły o szerokości do 1,0 cm. Zmineralizowane spękania mają orientację 42/60 S i 32/70 S i należą do zespołu spękań ciosu poprzecznego T. Inne spękania są niezmineralizowane.

W kamieniołomach w dolinie potoku Rabskiego mineralizacja realgarem i aurypigmentem rozwinęła się na powierzchniach spękań ciosowych. W kamieniołomie warstw istebniańskich (odsłonięcie 3, ryc. 2) mineralizacja arsenowa jest związana z kierunkiem 25–45/68 S charakterystycznym dla spękań zespołu poprzecznego, gdzie towarzyszy bogatym wystąpieniom diamentów marmarowskich. Ślady mineralizacji arsenowej występują również na powierzchniach spękań o średnim kierunku 135/50 S, należących do zespołu spękań podłużnych L. Natomiast w kamieniołomie warstw lgockich (odsłonięcie 5) mineralizacja arsenowa jest związana z dwoma kierunkami spękań ciosowych (średnie wartości): 45/75 S i 40/70 N, które należą do zespołu poprzecznego T.

W odsłonięciu 8 (warstwy istebniańskie) w potoku Jabłonka realgar obserwowano na powierzchni spękań ciosowych o średnim położeniu 45/70 N, które również należą do zespołu poprzecznego T (ryc. 8.IV).

O przywiązaniu mineralizacji arsenowej do powierzchni spękań ciosowych zespołu poprzecznego T wzmiankował Rubinkiewicz (1998). Z obserwacji i przeprowadzonych analiz wynika, że mineralizacja ta występuje głównie na powierzchni ciosu poprzecznego T, gdzie najczęściej obserwowano dobrze rozwinięte formy krystaliczne realgaru oraz miejscami na powierzchni ciosu podłużnego L oraz skośnego D<sub>2</sub>, a także w spękaniach nieciosowych, gdzie okruszczenie rozwinięte jest głównie w postaci naskorupień i nalotów. Nasuwa to przypuszczenie, że mineralizacja arsenowa bierze swój początek ze spękań należących do ciosu poprzecznego i ulega rozprzestrzenieniu w zespołach ciosu L i D<sub>2</sub> oraz innych spękaniach i szczelinach skalnych.

Inne minerały epigenetyczne związane z hipergenicznymi procesami wietrzenia nie mają związku z tektoniką.

### Podsumowanie

Na podstawie przeprowadzonych badań w obrębie łuski Bystrego stwierdzono występowanie mineralizacji kruszcowej: pierwotnej związanej z procesami przeobrażenia osadu i epigenetycznej niskotemperaturowej, powstałej po ustaniu głównych ruchów tektonicznych. Mineralizacja pierwotna jest równomiernie rozprzestrzeniona we wszystkich ogniwach litostratygicznych na całym obszarze łuski Bystrego i nie wykazuje związku z tektoniką. Mineralizacja epigenetyczna występuje w skałach warstw lgockich, istebniańskich oraz hieroglifowych i wykazuje przywiązanie do stref silnie zdyslokowanych, w tym do nasunięć oraz do uskoków o azymucie 30°. Mineralizacja ta jest związana także ze spękaniami ciosowymi należącymi głównie do zespołu T o średnim kierunku 45° oraz ze spękaniami zespołu L o średnim kierunku 130° i D<sub>2</sub> o azymucie 70°. Z analizy spękań ciosowych, potwierdzających wcześniejsze spostrzeżenia innych geologów wynika, że pierwotnie przejawy mineralizacji arsenowej były ograniczone do węższej strefy występowania. Jej rozprzestrzenianie następowało i być może następuje w dalszym ciągu w wyniku krążenia wód w szczelinach i spękaniach stref zaburzonych (Kita-Badak, 1971). Świadectwem tego jest obecność wód mineralnych, określanych jako szczawy wodorowęglanowo-chlorkowo-sodowe ze zmienną zawartością arsenu, CO<sub>2</sub> lub H<sub>2</sub>S (Poprawa, 1977).

Opisana mineralizacja kruszcowa nie ma znaczenia złożowego. Obecności złota nie stwierdzono, a wystąpienia minerałów ołowiu, cynku i miedzi mają podrzędne znaczenie.

Serdecznie dziękuję prof. dr hab. Leonardowi Mastelli za wprowadzenie mnie w problematykę powyższego tematu i dyskusje przy opracowaniu zebranego materiału. Podziękowania składam również prof. dr hab. Stanisławowi Speczikowi za pomoc w przeprowadzeniu badań oraz za krytyczne uwagi dotyczące powyższej pracy.

Niniejsza praca została częściowo sfinansowana z badań własnych (BW 1454/9).

### Literatura

ALEKSANDROWSKI P. 1989 — Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Stud. Geol. Pol., 96: 1–140.

- BOJAKOWSKA J. & BORUCKI J. 1992 — Anomalie arsenowe koło Baligrodu i Nowego Łupkowa (Karpaty). Kwart. Geol., 36: 469–480.
- FRANUS W. & RAJCHEL J. 1999 — Malachit, chryzokola i galena z czteronych łupków z Trójcy (og) formacji pstrych łupków (fm) w jednostce skolskiej. Prz. Geol., 47: 1108–1116.
- GAWEL A. 1970 — Origin of realgar in the flysch deposits of the environs of Baligród (Middle Carpathians). Mineral. Pol., 1: 7–13.
- GRUSZCZYK H. & OSTROWICKI B. 1961 — Mineralizacja miedzią fliszu karpackiego. Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie, 3: 7–30.
- GUCWA I. & PELCZAR A. 1986 — Minerale polskich Karpat. Państw. Inst. Geol.
- JAROSZEWSKI W. 1972 — Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Stud. Geol. Pol., 38: 201–210.
- JAROSZEWSKI W. 1980a — Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol.
- JAROSZEWSKI W. 1980b — Słownik tektoniczny. Część IV. Prz. Geol., 28: 588–594.
- JAWORSKI A. 1979 — Rteć, arsen i pierwiastki grupy żelaza w utworach fliszowych kredy górnej i paleogenu łuski Bystrego koło Baligrodu. Roczn. Pol. Tow. Geol., 49: 379–394.
- KABATA-PENDIAS A. & PENDIAS H. 1979 — Pierwiastki śladowe w środowisku biologicznym. Wyd. Geol.
- KAMIENSKI M. 1937 — O minerałach arsenowych z fliszu karpackiego okolic Leska. Arch. Mineral., 13: 1–7.
- KITA-BADAK M. 1971 — W sprawie mineralizacji arsenowej w okolicy Baligrodu. Kwart. Geol., 15: 155–159.
- KSIAŻKIEWICZ M. 1968 — Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w karpatach fliszowych. Roczn. Pol. Tow. Geol., 38: 355–380.
- KSIAŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa geologiczna Polski. Tom IV. Tektonika, cz. 3, Karpaty. Wyd. Geol.
- KUŚMIEREK J. 1979 — Deformacje grawitacyjne, nasunięcia wsteczne a budowa wgłębna i perspektywy naftowe przedpola jednostki dukielskiej w Bieszczadach. Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie, 114: 1–67.
- MALISZEWSKA A. 1996 — Wybrane zagadnienia diagenety skał klastycznych. Prz. Geol., 44: 586–595.
- MASTELLA L. 1988 — Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, polskie Karpaty zewnętrzne. Ann. Soc. Geol. Pol., 58: 53–173.
- MASTELLA L. 1995 — Mapa tektoniczna jednostki przeddukielskiej (między Roztokami Dolnymi a Ustrzykami Górnymi). Projekt badawczy KBN nr 600999101. Arch. Tektoniki i Kartografii Geol. Wyd. Geol. UW.
- MŁYNARCZYK M. 1996 — Morfologia oraz geochemiczne i tektoniczne warunki powstawania diamentów marmaroskich w jednostce przeddukielskiej w Bieszczadach. Arch. Tektoniki i Kartografii Geol. Wyd. Geol. UW.
- OPOLSKI Z. 1933 — O stratygrafii i paleogeografii warstw krośnieńskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 7: 565–636.
- OSTROWICKI B. 1958 — Nowe minerały kruszcowe w okolicy Baligrodu. Kwart. Geol., 2: 644–651.
- POLAŃSKI A. 1988 — Podstawy geochemii. Wyd. Geol.
- POPRAWA D. 1977 — Wody mineralne południowej części centralnego synklinorium karpackiego. Przew. 49 Zj. Pol. Tow. Geol., Krosno: 107–118.
- PROSSER D. J., DAWS J. A., FALLICK A. E. & WILLIAMS B. P. J. 1994 — The occurrence and δ<sup>34</sup>S of authigenic pyrite in Middle Jurassic Brent Group Sediments. Jour. Petrol. Geol., 17: 407–428.
- RAMDOHR P. 1969 — The ore minerals and their intergrowth. Pergamon Press.
- RUBINKIEWICZ J. 1998 — Rozwój spękań ciosowych w płaszczynie śląskiej w okolicy Baligrodu (Bieszczady Zachodnie, Karpaty zewnętrzne). Prz. Geol., 46: 820–826.
- RYDZEWSKI A. 1969 — Problem występowania i genezy piryty w obrębie skał cechszyńskich monokliny przedsudeckiej. Kwart. Geol., 13: 811–825.
- ŚLĄCZKA A. 1958 — O pozycji okruszczenia w okolicy Baligrodu. Kwart. Geol., 2: 637–643.
- ŚLĄCZKA A. 1959 — Stratygrafia serii śląskiej łuski Bystrego na południe od Baligrodu. Z badań geologicznych w Karpatach, t. 2. Biul. Inst. Geol., 131: 203–250.
- ŚLĄCZKA A. 1968 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Bukowsko. Wyd. Geol.