

## POZYCJA GEOLOGICZNA ZŁOŻA BARYTU Z FLUORYTEM W JEŻOWIE SUDECKIM (GÓRY KACZAWSKIE)

### GEOLOGICAL SETTING OF THE BARITE-FLUORITE DEPOSIT AT JEŻÓW SUDECKI (KACZAWA MTS.)

CEZARY SROGA<sup>1</sup>, WOJCIECH BOBIŃSKI<sup>1</sup>, WIESŁAW KOZDRÓJ<sup>1</sup>

**Abstrakt.** W latach 1969–1993 na obszarze metamorficznego kompleksu kaczawskiego, na północ od uskoku śródsudeckiego, między Jeżowem Sudeckim a Dziwiszowem (Góry Kaczawskie, Sudety Zachodnie), prowadzono poszukiwania i rozpoznanie mineralizacji Ba-F. W artykule przedstawiono dotychczas niepublikowane wyniki tych prac, zakończone udokumentowaniem w 1994 r. niewielkiego złoża Ba-F z siarczkami Zn, Pb i Cu na południowo-wschodnim stoku wzgórza Szybowisko k. Jeleniej Góry. Mineralizacja złożowa jest rozwinięta w strefie stromego uskoku Jeżowa Sudeckiego, równoległego do uskoku śródsudeckiego, na długości 600 m po biegu w kierunku zachód–wschód i 500 m po upadzie ku południowi. Stwierdzono występowanie dwóch (lokalnie trzech) żył Ba-F. Średnia zawartość głównych składników wynosi: BaSO<sub>4</sub> – 63,18% i CaF<sub>2</sub> – 8,60%. Mineralizacja Ba-F jest związana z uskokiem Jeżowa Sudeckiego, synchronicznym z powstaniem strefy uskoku śródsudeckiego. Oba te uskoki są waryscyjskie i zapadają stromo ku południowi. Młodsze, alpejskie (?) uskoki inwersyjne i poprzeczne powstały po intruzji dajki ryolitów w skały kompleksu kaczawskiego i po uformowaniu się złoża barytu. Mineralizacja Ba-F rozwijała się wieloetapowo i ma charakter pulsacyjny. Wyróżniono pięć paragenez mineralnych w złożu. Zagadnienie wieku mineralizacji Ba-F nie jest ostatecznie rozstrzygnięte.

**Słowa kluczowe:** złoża barytu i fluorytu, parageneza mineralna, uskok Jeżowa Sudeckiego.

**Abstract.** From 1969 to 1993, investigation for the Ba-F mineralization was executed within the metamorphic Kaczawa complex, north of the Intra-Sudetic Fault in the Jeżów Sudecki-Dziwiszów area (Kaczawa Mts., Western Sudetes). The article presents unpublished results of those prospecting works. A small deposit of Ba-F with Zn, Pb, Cu-sulphides, on the SE slope of the Szybowisko hill near Jelenia Góra, was documented in 1994. The economic mineralization is developed in the Jeżów Sudecki fault, steep fracture zone running parallel to the Intra-Sudetic Fault, and was identified at a distance of 600 m along the strike of the fault (in the W–E direction) and up to a depth of 500 m along the dip (towards the south). Two (locally three) bifurcating veins were found. The average content of the main components is: BaSO<sub>4</sub> – 63.18%, CaF<sub>2</sub> – 8.60%. The Ba-F mineralization is associated with the Jeżów Sudecki fault, synchronous with the formation of the Intra-Sudetic Fault zone. Both of these faults are Variscan and fall steeply southward. Younger, alpine (?) inverse and transverse normal faults were formed after the intrusion of a rhyolite dyke into the Kaczawa complex rocks and after the formation of the barite deposit. The Ba-F mineralization developed in a multi-stage process and shows a pulsatory nature. Five mineral parageneses were distinguished in the deposit. The age of the Ba-F mineralization has not been definitively established.

**Key words:** barite and fluorite deposits, mineral paragenesis, Jeżów Sudecki fault.

### WSTĘP

Mineralizacja barytowo-fluorytowa w metamorficznym kompleksie kaczawskim, między Jeżowem Sudeckim a Dziwiszowem, na północ od uskoku śródsudeckiego, była przedmiotem badań złożowych od końca lat 70. ubiegłego

wieku (m.in. Szalamacha, 1970, 1973; Duda, 1971; Szalamacha i in., 1984; Sroga, 1984; 1989). Pozytywne wyniki poszukiwań Ba-F w rejonie wzgórza Szybowisko były inspiracją do objęcia prospekcją znacznego obszaru na wschód aż po Radomierz (Sroga, 1988; fig. 1). Badania te zakończyły się udokumentowaniem zasobów kopaliny barytowej i bary-

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: cezary.sroga@pgi.gov.pl, wojciech.bobinski@pgi.gov.pl, wieslaw.kozdroj@pgi.gov.pl.

towo-fluorytowej w kategorii C<sub>2</sub> w złożu „Jeżów Sudecki” (Sroga i in., 1994). Złoże to jest związane z uskokiem Jeżowa Sudeckiego – dyslokacją równoległą do uskoku śródsudeckiego, rozpoznaną na długości ok. 3,5 km – i zajmuje niewielki obszar na wzgórzu Szybowisko, bezpośrednio na północ od Jeleniej Góry. Złożową mineralizację Ba-F stwierdzono tu na długości 600 m po rozciągłości złoża (w kierunku zachód–wschód), a po upadzie ku południowi, do głębokości 400–500 m. Ogółem udokumentowano 500 tys. ton kopaliny. Szczegółowe rozpoznanie geologiczno-geofizyczne wschodniej części uskoku Jeżowa Sudeckiego pozwoliło skonstruować nowy model przestrzenny złoża, a także dostarczyło nowych danych o wglębnej budowie tej części metamorfiku kaczawskiego, przebiegu uskoku śródsudeckiego i stowarzyszonych z nim dyslokacji. Dane te od lat 80. XX w. nie były publikowane, a w dokumentacji geologicznej złoża z 1994 r. przedstawiono je – z natury rzeczy – w sposób skrótowy. Jubileusz 100-lecia istnienia Państwowego Instytutu Geologicznego (PIG) oraz 70-lecia powołania jego Oddziału Dolnośląskiego we Wrocławiu stwarza okazję do przedstawienia najważniejszych wyników tych badań; m.in. w aspekcie następstwa serii skalnych, czy też zaobserwowanych paragenez mineralnych.

Poszukiwania złożowych koncentracji barytu i fluorytu mają w Oddziale Dolnośląskim PIG długą tradycję. W połowie lat 50. XX w. Jerzmański (1956) odkrył i udokumentował złoże w Stanisławowie, w północnej części metamorficznego kompleksu kaczawskiego. W innych częściach Sudetów pracownicy Oddziału, m.in. Birkenmajer-Geringer, Morawski i Gilewska, prowadzili badania za-

kończone udokumentowaniem złoża barytu w Głuszycy (Birkenmajer-Geringer, 1964). W kolejnych latach prospekcję w metamorfiku kaczawskim kontynuowali Jerzmański (1970) i Szałamacha (1973). Od połowy lat 80. do dalszych prac poszukiwawczo-rozpoznawczych w rejonie Szybowiska włączyli się Siemiątkowski, Sroga i Bobiński (Sroga i in., 1994). Dwaj ostatni autorzy prezentują w niniejszym artykule wyniki rozpoznania złożowej mineralizacji Ba-F oraz zagadnienia petrografii i mineralogii złoża „Jeżów Sudecki”. Część dotyczącą rozważań regionalnych opracowana przy współudziale Kozdroja.

## OBSZAR BADAŃ NA TLE GŁÓWNYCH JEDNOSTEK STRUKTURALNYCH SUDETÓW ZACHODNICH

Badaniami złożowymi objęto równoleżnikowo wydłużony obszar o długości ok. 13 km i szerokości do 3 km, położony między Jeżowem Sudeckim a Radomierzem, na północ i północny wschód od Jeleniej Góry (fig. 1). Geograficznie znajduje się on w Sudetach Zachodnich, na pograniczu Gór Kaczawskich i Kotliny Jeleniogórskiej. Geologicznie obszar ten jest zlokalizowany we wschodnim fragmencie strefy sakso-turyngijskiej w obrębie waryscydów środkowoeuropejskich (Franke i in., 1993; Żelazniewicz, 1997; Kozdrój i in., 2001). Zgodnie z podziałem tektonostratygraficznym Sudetów obszar badań znajduje się na pograniczu dwóch dużych jednostek geologicznych Sudetów Zachodnich – jednostki kaczawskiej (*sensu* Baranowski i in., 1990) na północy i bloku (masywu) karkonoskiego-izerskiego (Żelazniewicz i in., 2003; Mazur i in., 2006) na południu, rozdzielonych uskokiem śródsudeckim (Oberc, 1972; Jerzmański, 1974; Don, 1984; Cymerman, 1998; Cymerman i in., 2011).

Jednostka kaczawska jest zbudowana z dwóch pięter strukturalnych: starszego waryscyjskiego i młodszego laramijskiego, oddzielonych regionalną niezgodnością. Starsze piętro stanowią zmetamorfizowane w facji zieleńcowej skały wulkanogeniczne i osadowe wieku od kambru (neoproterozoiku?) do najniższego karbonu, tworzące waryscyjskie podłoże, tzw. metamorficzny kompleks kaczawski (Baranowski i in., 1987; Kryza, Muszyński, 1992; Kryza, Zalasiewicz, 2008). Młodsze piętro stanowi epiwaryscyjska platforma osadowo-wulkaniczna górnego karbonu, permu, triasu, kredy górnej i miocenu. Obszar maksymalnej postwaryscyjskiej sedymentacji migrował w czasie od fazy asturyjskiej po laramijską, która to spowodowała zuskokowanie i lekkie sfałdowanie pokrywy epiwaryscyjskiej, tworząc depresję północnosudecką (Baranowski i in., 1990; Solecki, 2011). W skład tej depresji wchodzi kilka półrowów, rowów i synklin oraz półzrębów, zrębów i antyklin, w tym rów Świerzawy i rów Wlenia (fig. 2). Granice jednostki kaczawskiej tworzą późnowaryscyjskie uskoki, reaktywowane w czasie orogenezy alpejskiej. Sudecki uskok brzeżny oddziela metamorficzny kompleks kaczawski (MCK) od bloku przedsudeckiego, a uskoc śródsudecki stanowi południową granicę



Fig. 1. Położenie obszaru badań i złoża „Jeżów Sudecki”

Location of the study area and the “Jeżów Sudecki” deposit

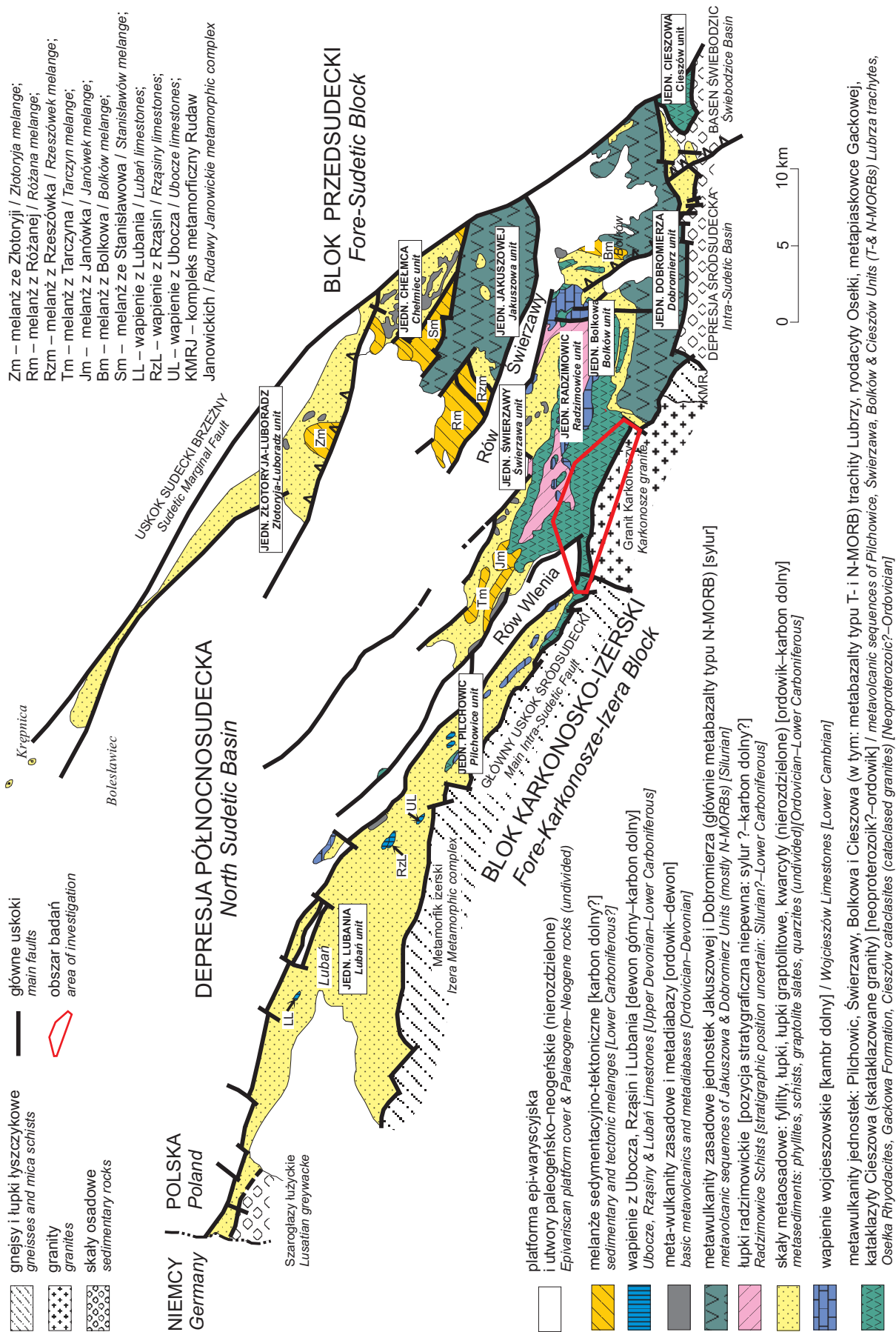


Fig. 2. Szkic geologiczny kompleksu metamorficznego Gór Kaczawskich (wg Kozdroja i in., 2001, uaktualniony)

Geological scheme of the Kaczawa Mts metamorphic complex (after Kozdroj et al., 2001, updated)

MKK. W swej wschodniej części uskoku tworzy skomplikowany system uskokowo-nasunięciowy, który oddziela struktury kaczańskie od depresji śródsudeckiej i depresji Świebodzic. Jest prawdopodobna kontynuacja jednostki kaczańskiej ku zachodowi, w struktury Zgorzeleckich Gór Łupkowych w Niemczech, mimo szeregu różnic w stratygrafii i stopniu metamorfizmu obu jednostek (np. Jaeger, 1964; Hirschmann, 1966; Urbanek i in., 1995; Mazur i in., 2006, 2007).

W tak zarysowanych granicach jednostkę kaczańską podzielono na trzy części (Baranowski i in., 1987): północną – od Złotoryi po Świerzawę i Jawor, południową – od Wlenia po Dobromierz oraz zachodnią – od okolic Zgorzelca po Jelenią Górę. W dwóch pierwszych, rozdzielonych rowem Świerzawy, tradycyjnie wyróżniano mniejsze jednostki litotektoniczne o charakterze płaszczowinowym (Teisseyre, 1956, 1963, 1967; Jerzmański, 1965). Z czasem zakwestionowano tezę o płaszczowinowej budowie niektórych z nich. Sformułowano pogląd, że są to jednostki typu łusek oraz ciała melanżowe (Wajsprych, 1974; Haydukiewicz, 1977, 1987a, b). W części południowej MKK wyróżniono jednostki: Wlenia, Świerzawy, Radzimowic, Bolkowa, Dobromierza i Cieszowa (Gierwielaniec, 1956; Teisseyre, 1963; Kryza, Muszyński, 1992). W części zachodniej Gierwielaniec (1956) wydzielił jednostki Lubania i Pilchowic (fig. 2). W wyniku nowszych badań litologicznych, sedymentologicznych, a szczególnie datowań biostratygraficznych oraz oznaczeń radiometrycznych na cyrkonach, zanotowano znaczący postęp w rozpoznaniu sekwencji stratygraficznej metamorficznego kompleksu kaczańskiego (MKK), środowisk sedymentacji i warunków geotektonicznych, a także ewolucji metamorficznej tego kompleksu (np. Chorowska, 1978; Urbanek, Baranowski, 1986; Kryza, Muszyński, 1992; Kryza, 1993, 1995; Furnes i in., 1994; Muszyński, 1994; Cymerman, 2002; Mikulski, 2007; Kryza, Zalasiewicz, 2008; Machowiak i in., 2008; Mikulski, Williams, 2014). Podział MKK na mniejsze jednostki tektoniczne był różnie ujmowany przez różnych autorów, zależnie od ich interpretacji tektonicznych (Kryza, Muszyński, 1992; Szałamacha, Szałamacha, 1993; Kozdrój, 1995; Cymerman, 2002; Kryza, Muszyński, 2003; Cwojdziański, Kozdrój, 2011; Cymerman i in., 2011). W świetle najnowszych badań MKK należy uznać za złożoną strukturę zbudowaną z utworów od kambru (neoproterozoiku?) do najniższego karbonu, ukształtowaną podczas orogenezy waryscyjskiej, o cechach pryzmy akrecyjnej złożonej z jednostek nasunięciowych o charakterze płaszczowin, łusek i melanży (Collins i in., 2000; Seston i in., 2000; Cymerman, 2002; Mazur i in., 2007; Kryza, Zalasiewicz, 2008).

Na południe od zbadanego złożowo obszaru znajduje się blok karkonosko-izerski (Oberc, 1972; Mierzejewski, Oberc-Dziedzic, 1990). Ta duża jednostka tektoniczna stanowi strukturę poligeniczną, składającą się z kilku elementów litotektonicznych o różnym wieku i pochodzeniu. Blok ten jest zbudowany ze zgnejszowanych granitów izerskich i skał ich metamorficznej osłony, tworząc tzw. kompleks izerski (wieku od neoproterozoiku po kambr/ordowik), oraz z karbońskiego granitu Karkonoszy (Żelaźniewicz i in., 2003; Cwoj-

dziański, Kozdrój, 2011). Skały kompleksu izerskiego zostały ostatecznie zdeformowane w warunkach facji amfibolitowej i zieleńcowej w czasie orogenezy waryscyjskiej. Pluton Karkonoszy jest złożoną intruzją późnoorogeniczną. Badania radiometryczne wskazują, że główna masa intruzji karkonoskiej umiejscowiła się we wczesnym karbonie górnym (Cymerman i in., 2011), a jej różne odmiany skalne były datowane w przedziale czasowym od ok. 338 mln lat do 292 mln lat (Przewłocki i in., 1962; Depciuch, Lis, 1971; Pin i in., 1987; Duthou i in., 1991; Mierzejewski i in., 1994; Kennan i in., 1999; Kröner i in., 2001), doprecyzowane najnowszymi datowaniami izotopowymi U-Th-Pb na ok. 320–300 mln lat (Awdankiewicz i in., 2010; Kryza i in., 2012; Kusiak i in., 2014). Skały żyłowe w obrębie intruzji: mikrogranity, aplity, pegmatyty, żyły kwarcowe, kersantyty i lamprofiry różnych odmian są młodsze od głównej masy granitu.

Obszar badań, w tym także rejon złoża „Jeżów Sudecki”, znajduje się we wschodnim fragmencie jednostki Pilchowic, jednostki Bolkowa, rowu Wlenia i intruzji granitu karkonoskiego (fig. 2).

## ZARYS HISTORII POSZUKIWAŃ

Pierwsze informacje o poszukiwaniach barytu i fluorytu na omawianym obszarze znajdują się w pracach geologów niemieckich. Traube (1888) i Sachs (1906) wzmiankowali o kopalni Klärner w rejonie Dziwiszowa (II poł. XIX w.) i o występowaniu tam barytu, fluorytu, galeny oraz chryzokoli i malachitu w łupkach, nie podając jednak dokładnej lokalizacji tej kopalni. Zimmermann (1937) w objaśnieniach do arkusza Hirschberg mapy geologicznej podaje, że kopalnia znajdowała się na południowo-wschodnim stoku Szybowiska k. Jeżowa Sudeckiego (żyła barytu o miąższości do 0,4 m z fluorytem, galeną i chalkopirytom).

Powojenne poszukiwania, podjęte przez Państwowy Instytut Geologiczny, początkowo okazały się negatywne. Okonturowano kilka anomalii geofizycznych, związanych ze strefami dyslokacyjnymi na północ od uskoku śródsudeckiego (Duda, Drzewiński, 1957) oraz metalometryczną anomalię Cu-Pb i Co-V (Lindner, 1960). Pod koniec lat 60. wykonano zdjęcie geologiczno-złożowe na zachód i wschód od Jeżowa Sudeckiego, na odcinku ok. 3,5 km wzdłuż nowo rozpoznanego uskoku. Stwierdzono tam strefę dyslokacyjną, równoległą do uskoku śródsudeckiego, miejscami z soczewami i żyłami barytu z fluorytem i siarczkami (Szałamacha, 1970), którą rozpoznano dwoma szybikami oraz sześcioma kierunkowymi otworami wiertniczymi o głębokości rzędu 100–150 m.

Spośród czterech odcinków zmineralizowanych jedynie dwa – na wzgórzu Szybowisko, zawierały interesujące gospodarczo koncentracje barytu z fluorytem (Duda, 1971; Szałamacha, 1973). Na południowym stoku Szybowiska w rowach poszukiwawczych natrafiono na żyły czystego barytu o miąższości 0,5 i 1,0 m, tkwiące w kataklazytach zieleńcowych oraz na brekcje tektoniczne scementowane barytem. Strefa mineralizacji żyłowej zapada stromo ku SSW (200/80°); nie potwierdzono jednak jej wglębnej kon-

tytuacji. W czterech otworach natrafiono jedynie na żyłki i nieregularne gniazda barytu w brekcjach i kataklazytach zieleńcowych, dodatkowo impregnowanych siarczkami Zn, Pb i Cu oraz dolomitom, wodorotlenkami żelaza i kalcytem. Później wykonane (w latach 1975–1976) szybiki również nie potwierdziły złożowych koncentracji kopaliny. W paragenzie z barytem współwystępuje kwarc, fluoryt, siarczki (Pb, Zn, Cu), hematyt i węglany (Ca, Mg, Fe). Mineralizacja nie miała jednak znaczenia przemysłowego, stąd dalsze prace w tym rejonie wstrzymano (Szałamacha, 1976).

Znacznie lepsze wyniki prospekcji uzyskano na południowo-wschodnim stoku Szybowiska, gdzie przy powierzchni (w dwóch szybikach i w rowach) natrafiono na żyłę barytu z fluorytem o średniej grubości 1,3 m i soczewy do 0,5 m miąższości, znajdujące się w strefie dyslokacyjnej o szerokości do 11 m. Jej kontynuację stwierdzono w dwóch otworach kierunkowych na głębokości ok. 100 i 155 m (Szałamacha, 1973, 1976). W latach 1975–1976 i 1980–1982 wykonano dziewięć kolejnych odwiertów (w tym sześć pozytywnych) i potwierdzono ciągłość mineralizacji do głębokości rzędu 260–520 m (Szałamacha i in., 1984). Parametry kopaliny barytowej były korzystne (średnia zawartość  $\text{BaSO}_4$  – 69,22%,  $\text{CaF}_2$  – 9,05%, miąższość żył bilansowych od 0,26 do 1,64 m), lecz zasoby zbyt niskie. Nie okonturowano też obszaru mineralizacji od wschodu. Zdecydowano więc o rozszerzeniu rozpoznania wiertniczego w kierunku Dziwiszowa i zaplanowano prace poszukiwawcze metodami pośrednimi dalej ku wschodowi, aż po Radomierz (Sroga, 1984). W pracach tych zastosowano kompleks metod badawczych: geofizyczne badania powierzchniowe VLF i elektrooporowe, zdjęcie szlichowe aluwiiów i geochemiczne podglebia, badania merkurometryczne oraz hydrochemiczne. Okonturowano kilka anomalii Ba-F-Pb-Cu-Zn związanych z wykrytymi strefami uskokowymi, lecz wyniki nie upoważniały do podjęcia rozpoznawczych prac wiertniczych (Sroga, 1988).

Dalsze prace ograniczono do odcinka Szybowisko–Dziwiszów, gdzie wykonano szczegółowe badania geofizyczne: radiofalowe VLF, elektrooporowe, spektrometryczne, refrakcyjne, sondowania SGE; geochemiczne: zdjęcie szlichowe, zdjęcie geochemiczne podglebia oraz hydrochemiczne. W wykrytych strefach anomalii wytypowano 15 kolejnych, kierunkowych otworów wiertniczych (1985–1987 oraz 1990–1993). W kilku z nich rozpoznano dwie (lokalnie 3) żyły barytu z fluorytem. Dalej na wschód, aż po Dziwiszów, stwierdzono nieoczekiwanie dużą miąższość niskooporowych utworów maskujących budowę podłoża oraz szereg poprzecznych uskoków przesuwających strefę zmineralizowaną. Mineralizację Ba-F stwierdzono tu tylko metodami pośrednimi (fig. 3).

W 1994 r. opracowano końcową dokumentację geologiczną złoża barytu z fluorytem „Jeżów Sudecki” w kategorii  $C_2$  (Sroga i in., 1994), zamykając prawie 25-letni okres poszukiwań barytu w południowej części Gór Kaczawskich. Udokumentowany obszar objął swym zasięgiem wychodnię żyły barytowo-fluorytowej na 600-metrowym odcinku uskoku Jeżowa Sudeckiego na południowo-wschodnim sto-

ku wzgórza Szybowisko. Do głębokości 520 m rozpoznano wiertniczo trzy równoległe do siebie żyły o nieregularnym rozprzestrzenieniu po rozciągłości w kierunku wschód–zachód i średnim kącie upadu  $78^\circ 30'$  ku południowi. Miąższość złoża bilansowego waha się od 0,32 do 1,64 m, a średnia zawartość barytu wynosi 72,22% w kopalinie barytowej i 38,32% w kopalinie barytowo-fluorytowej. Sumaryczne, bilansowe zasoby barytu wynoszą 364 tys. ton, a pozabilansowe zasoby fluorytu – 61 tys. ton.

## OPIS I METODY PRAC W REJONIE ZŁOŻA „JEŻÓW SUDECKI”

Prace dokumentacyjne w rejonie złoża prowadzono z licznymi przerwami od początku lat 70. do 1994 r., na podstawie dwóch kolejnych projektów badań geologicznych i trzech aneksów do nich. Ich wyniki przedstawiano etapami w formie trzech obszernych sprawozdań (Szałamacha, 1973; Szałamacha i in., 1984; Sroga, 1988). Do opracowania dokumentacji geologicznej złoża wykorzystano w różnym stopniu wyniki wykonanych wcześniej robót (w zależności od ich wartości merytorycznej i znaczenia dla udokumentowania złoża) oraz wyniki prac przewidzianych w ostatnim z aneksów do projektu (Sroga, 1989).

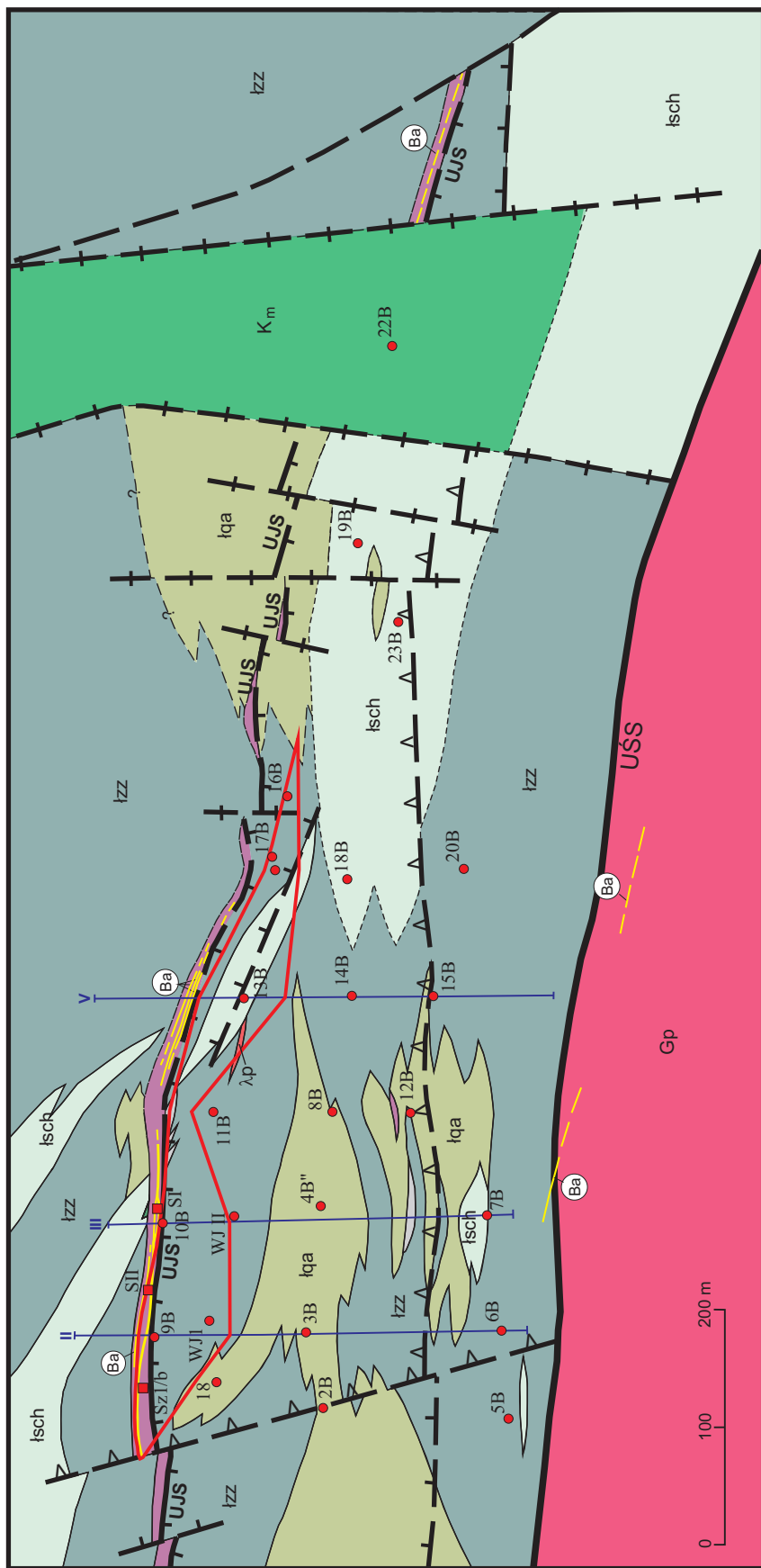
### PRACE ZIEMNE I ROBOTY GÓRNICZE

Ciągi wkopów i rowy poszukiwawcze wykonywano we wstępnej fazie rozpoznania (1969–1972). Na ich podstawie wyznaczono przebieg strefy dyslokacyjnej z barytem i fluorytem w obrębie uskoku Jeżowa Sudeckiego, na odcinkach o niewielkiej miąższości utworów czwartorzędowych. W pionowych szybikach z chodnikami (łącznie 92 mb) rozpoznano sposób zalegania żyły do głębokości kilkunastu metrów. Ze względu na niereprezentatywność opróbowania, wyniki badań chemicznych kopaliny z prac ziemnych i szybików nie mogły być wykorzystane jako punkty dokumentacyjne do obliczeń zasobowych. W końcowej fazie dokumentowania złoża, z rozległego wykopu, pobrano 50 ton kopaliny do badań technologicznych surowca.

### POWIERZCHNIOWE BADANIA GEOFIZYCZNE

Badania te na etapie prac geologiczno-zdjęciowych (w latach 1970–71) były traktowane jako pomocnicze. Później jednak, przy rozpoznawaniu mineralizacji ku wschodowi (w latach 1984–93) stanowiły one podstawową metodę badawczą. Uzyskano wysoką efektywność prospekcji, stosując następujący kompleks metod badawczych:

- profilowanie radiofalowe VLF w wersji oporowej i indukcyjnej: 10 ciągów prostopadłych i 2 równoległe do struktur geologicznych (krok pomiarowy – 10 m),
- wielopoziomowe profilowanie elektrooporowe: 19 ciągów (rozstaw AB = 50, 100 i 200 m; krok: 2,5, 5 i 10 m),
- sondowania geoelektryczne SGE: 2 ciągi prostopadłe i 1 równoległe (krok: 50 i 100 m),



**Granice wydzieleni litologicznych: / Limits of lithological separations:**

- pewne, stwierdzone / reliable, confirmed
- - - - - przypuszczalne / expected
- UJS uskoki śródsudecki / Intra – Sudetic fault
- USS Uskok Jeżowa Sudeckiego: / Jeżów Sudecki fault:
  - UJS a) stwierdzony / confirmed
  - UJS b) przebieg przypuszczalny / expected
- ΔΔ uskoki inwersyjne / reverse faults
- ++ uskoki pionowe / vertical faults
- inne uskoki lokalne / the other locally faults
- || linia przekroju geologicznego / cross-section line
- kontur złoża / deposit contour
- poszukiwawczy otwór wiertniczy SII szybik / exploratory borehole SII pit
- 8B

**Legenda geologiczna:**

- K<sub>m</sub>** margle / marlites
- Gp** skały okolorudne w strefie dyslokacji Jeżowa Sudeckiego, przeobrażone i zmienione (głównie mokrrebrokcie i kataklazyty zielenicowe) / metamorphosed and changed adjacent rocks at Jeżów Sudecki dislocation (mainly microbreccia and greenstone cataclastites)
- Iap** żyły barytu i barytu z fluorytem / barite and barite with fluorite veins
- Iap** ryolity / rhyolites
- Gp** granity porfirowate / porphyreous granites
- Isc** łupki kwarcowo-sercytywowe i sercycyto-chlorytowe, lokalnie z grafitem / quartz-sericite and sericitic-chlorite slates, locally with graphite
- Iqa** łupki kwarcowo-albitowe i paleoryolity / quartz-albite slates and paleorhyolites
- Izz** łupki zielenicowe i zielenie / green schists and greenstones

**Stratygrafia:**

- kreda górna / Upper Cretaceous
- karbon górny – perm? / Upper Carboniferous – Permian?
- karbon górny / Upper Carboniferous
- kambry – sylur / Cambrian – Silurian

**Fig. 3. Mapa geologiczna odkryta rejonu złoża „Jeżów Sudecki”**

Geological bedrock map at the “Jeżów Sudecki” deposit



- profilowanie gamma spektrometryczne U/Th (tylko do awarii czernobylskiej w 1986 r.),
- płytką sejsmikę refrakcyjną (26 ciągów) w rejonie uskoku Jeżowa Sudeckiego i uskoku śródsudeckiego,
- badania merkurometryczne, pirolityczne: na wybranych odcinkach anomalii geofizycznych,
- badania mikrograwimetryczne (1 ciąg).

Badania geofizyczne wykazały złożoność i zmienność litologiczną tego obszaru, umożliwiły wyinterpretowanie głównych linii tektonicznych oraz wyznaczyły przypuszczalny przebieg dyslokacji Jeżowa Sudeckiego w kierunku wschodnim. We wschodniej części terenu badań wykazały występowanie szerokiego obniżenia dolinnego o założeniach tektonicznych, z miąższymi utworami niskooporowymi i z dominującą tektoniką dysjunktywną. Zdecydowane obniżenie oporów elektrycznych interpretowano początkowo jako efekt miąższego kompleksu utworów czwartorzędowych, ewentualnie regolitów skał podłoża (Sroga, 1989). Dylematy interpretacyjne wyjaśnił wynik otworu wiertniczego 22B, w którym nawiercono nieoczekiwanej miąższości kompleks skał osadowych kredy górnej (utwory rowu Wlenia) o podobnym do skał czwartorzędowych oporze elektrycznym.

#### BADANIA MECHANICZNYCH I CHEMICZNYCH AUREOLI ROZSIANIA BARYTU I FLUORYTU

Dla poszukiwania złoża na Szybowisku badania te miały znaczenie drugorzędne (zbyt duża miąższość utworów zbozczowych), lecz na odcinku Dziwiszów–Radomierz, obok prac geofizycznych, były podstawową metodą prospekcyjną. Zastosowano zdjęcie szlichowe aluwiów i prospekcję szlichową w obszarach tzw. suchych dolin, a także zdjęcie geochemiczne podglebia. Prospekcję szlichową wykonano opierając się na pracach ziemnych – wkopach w aluwiach potoków (próbki o objętości wyjściowej 0,02 m<sup>3</sup>) i sondowaniach do zwietrzliny skał podłoża (próbki po 0,002 m<sup>3</sup>). W szlichach wykonano pełną analizę mineralogiczną i wyznaczono anomalie szlichowe barytu (powyżej 10 g/cm<sup>3</sup>, maks. do 612,7 g/cm<sup>3</sup>). Badania spektralne próbek podglebia (o objętości 0,002 m<sup>3</sup>) wykonano według toku analiz analogicznego jak dla próbek z wierceń. Oznaczono zawartość Ba, Zn, Pb, Cu i Sr. Rozkład zawartości Ba nie okazał się tak jednoznaczny, jak w przypadku szlichów. Tym niemniej wyznaczone anomalie, w korelacji z anomaliami litochemicznymi i merkurometrycznymi oraz wynikami prac geofizycznych, pozwoliły na wyinterpretowanie przebiegu żyły barytowej kilkaset metrów na wschód od granicy jej rozpoznania wiertniczego. W południowej części rejonu badań stwierdzono punktowe anomalie szlichowe barytu ułożone linijnie wzdłuż uskoku śródsudeckiego, co było można interpretować jako szereg kolejnych ciał barytowych, czy też drugorzędną żyłę barytu (Sroga, 1988, 1989). Późniejsze,

uzupełniające prace geofizyczne i szlichowe w tym rejonie wykazały, że mineralizacja barytowa ma tu bardzo ograniczony zasięg (fig. 3).

Badania geochemiczne aureoli rozsiania fluorytu przeprowadzono metodą pośrednią, tzn. za pomocą zdjęcia hydrochemicznego fluorometrycznego, w wodach płynących i źródłach, w punktach co 100 m. Oznaczono zawartość jonu fluorkowego w próbkach wody (za pomocą fluorkowej elektrody jonoselektywnej) i wyznaczono strefę anomalii (powyżej 0,1835 mg/dm<sup>3</sup>). Obejmowała ona swym zasięgiem rejon złoża i jego przedłużenie ku wschodowi i południowi na odległość kilkuset metrów i pokrywała się w znacznej mierze z zasięgiem strefy podwyższonych zawartości tego jonu, wyznaczonej wcześniej przez Mroczkowską (1978).

#### ROBOTY WIERTNICZE I BADANIA GEOFIZYCZNE W OTWORACH

Prowadzono je z licznymi przerwami w latach 1970–1992. W sumie w rejonie złoża i jego najbliższym otoczeniu wykonano 26 otworów wiertniczych o łącznym metrażu 6435 mb. Otwory wiercono kierunkowo, z pełnym rdzeniowaniem. W pierwszej fazie wierceń rozpoznano żyłę barytu dwoma wierceniami (WJ I i WJ II) do głębokości ok. 100 m po upadzie. W drugiej fazie wykonano siedem kolejnych otworów i przewiercono strefę dyslokacyjną z barytem w trzech przedziałach głębokości (do 520 mb po upadzie i 180 m po biegu – otwory od 1B do 7B). Otwór 5B okazał się negatywny a 2B – nie dowiercony. Kolejne dwa otwory – 4B” i 8B przewierciły trzy żyły o bardzo korzystnych parametrach złożowych. Po pięcioletniej przerwie odwiercono siedem następnych otworów: dwa przy wychodniach żyły (9B i 10B), w skrajnie trudnych warunkach technicznych. Z pozostałych pięciu otworów (od 11B do 15B) tylko jeden okazał się negatywny.

W ostatniej fazie robót (w latach 1990–1992) wykonano trzy płytkie otwory (16B, 19B i 22B) wzdłuż wyinterpretowanego przebiegu strefy dyslokacyjnej i mimo ich znacznego przegłębienia uzyskano wynik negatywny. Co więcej – otwór 22B nawiercił niespodziewanie górnokredowe margle o miąższości przekraczającej 85 m. W celu ostatecznego okonturowania złoża wykonano pięć odwiertów: 17B, 17B”, 18B, 20B i 23B. Jedynie w otworze 18B potwierdzono kontynuowanie się bilansowego złoża ku wschodowi.

W większości otworów wiertniczych przeprowadzono badania geofizyczne. Obejmowały one profilowania: krzywizny (PK), średnicy (PŚr), oporności (PO), potencjałów własnych (PS) i gamma (PG), a także: PGGg, PNNnt, PW i PPE. Ich wyniki wykorzystano przy konstrukcji przekrojów i map geologicznych, do wyznaczania miąższości stref uskokowych, osiarczkowania, skawernowania. Przez korelację własności fizycznych ośrodka skalnego scharakteryzowano własności fizyko-mechaniczne i warunki hydrogeologiczne górotworu.

## OPRÓBOWANIE I BADANIA LABORATORYJNE RDZENI

Rdzenie z otworów na odcinkach z mineralizacją barytowo-fluorytową opróbowano w sposób ciągły metodą bruzdową (przy miąższości żył, gniazd i żyłek >10 cm). Opróbowanie rozszerzano w strefach zbrekcjowania z drobnymi żyłkami oraz gdy była możliwość impregnowania skał przez fluoryt. Długość pojedynczych próbek wahała się od 0,15 do 3,10 m. Ogółem do badań chemicznych pobrano 183 próbki z rdzeni wiertniczych, a do badań gęstości przestrzennej – 48. W latach 1999–2000 uzupełniono opróbowanie stref złożowych i skał okołobarytowych o dalsze 52 próbki do badań chemicznych nowoczesnymi metodami analitycznymi (Sroga, 2001). Badania chemiczne kopaliny przeprowadzono zgodnie ze stosownymi normami do 1983 r. w Oddziale Dolnośląskim i Oddziale Świętokrzyskim PIG w Kielcach, później – w laboratorium Kopalni Barytu „Boguszów” w Boguszowie-Gorcach. Oznaczono:  $BaSO_4$  i  $SiO_2$  wagowo,  $CaF_2$  potencjometrycznie oraz  $Fe_2O_3$  metodą kompleksometryczną. Łącznie wykonano ok. 250 analiz chemicznych wskaźnikowych, z czego 183 analizy z rdzeni wiertniczych (pozostałe z rowów, wkopów i szybków).

Analizy spektralne wykonano w Oddziale Dolnośląskim PIG we Wrocławiu (spektrograf PGS-2, wzbudzenie próbki prądem stałym 12A i 300V; czas ekspozycji 80 sekund). W próbkach oznaczono zawartość: Ba, Pb, Zn, Cu i Sr (fotometr C-II). Ogółem, na etapie dokumentowania złoża, wykonano ok. tysiąca oznaczeń.

W ramach prac uzupełniających (w latach 1999–2000) Centralne Laboratorium Chemiczne PIG w Warszawie wykonało analizy chemiczne XRF i XRD. Metodą XRF oznaczono skład główny:  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , MnO, MgO, CaO,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ ,  $SO_3$ , Cl, F i Ba oraz pierwiastki śladowe: As, Co, Cr, Cu, Ga, Mo, Ni, Pb, Rb, Sr, V, Zn na spektrometrze Philips PW 2400, na próbkach stapianych (skład główny) i na proszkowych prasowanych (ślady). Zbadano 52 próbki, w tym 28 próbek barytów i barytów z fluorytem i siarczkami, a pozostałe to skataklazowane i przeobrażone zieleńce, porfiry i lamprofiry.

Badania XRD (dyfraktometr Philips PW 1840 z systemem APD 1877) wykonano dla próbek surowych w zakresie kątowym  $3^\circ$ – $60^\circ$  2Q na preparatach prasowanych, a dla próbek frakcji ilastej w zakresie kątowym  $3^\circ$ – $20^\circ$  2Q na preparatach orientowanych. W 48 próbkach oznaczono skład fazowy (w tym w 28 próbkach kopaliny barytowej), w 45 próbkach przeprowadzono analizę ilościową (w tym w 25 próbkach kopaliny), a w 19 próbkach wykonano dodatkowo oznaczenie składu frakcji ilastej (głównie w skałach otaczających).

Próbki do badań petrograficznych pobierano ze stref złożowych i skał płonnych z każdej odmiany petrograficznej. Do badań w świetle przechodzącym pobrano ok. 500 próbek, a w świetle odbitym – 35. Badania prowadzono w Oddziale Dolnośląskim PIG we Wrocławiu (mikroskop Amplival, lupa binokularna MBS-1 oraz mikroskop MIN-8 i lupa). W płytkach cienkich z rdzeni określono skład mineralny, mikrostruktury i mikrotekstury. Ze względu na drob-

noziarnistość części próbek nie określono w nich drobnych wrostków i minerałów nieprzeźroczystych, wykonano więc 50 zglądów polerowanych. Zidentyfikowano w nich minerały nieprzeźroczyste, towarzyszące mineralizacji barytowej i barytowo-fluorytowej, a także określono struktury i tekstury tej mineralizacji.

## BUDOWA GEOLOGICZNA REJONU ZŁOŻA

W obrazie kartograficznym rejonu złoża (fig. 3) dominują zieleńce i łupki zieleńcowe oraz łupki kwarcowo-albitowe i paleoryolity. Skały te przewarstwiają się ze sobą i zazębiają się lateralnie. Łupki kwarcowo-albitowe i paleoryolity występują w formie wydłużonych pasm i izolowanych soczew w obrębie zieleńców i łupków zieleńcowych. Współwystępują z nimi, w formie wąskich pasm bądź zwartych kompleksów, łupki kwarcowo-serycytowe, serycytowe i serycytowo-chlorytowe (lokalnie z grafitem). W południowej części omawianego obszaru głównym elementem litologicznym są granity intruzji Karkonoszy, występujące tu w dwóch odmianach petrograficznych: granity porfirowate grubo- i średnioziarniste oraz granity równoziarniste (drobno- i średnioziarniste). Towarzyszą im żyły aplitów, mikrogranitów i porfirów (ryolitów). Utwory metamorfiku kaczawskiego i plutonu karkonoskiego rozdziela szeroka na ok. 150–200 m strefa uskoku śródsudeckiego, zaznaczająca się w morfologii jako krawędź Kotliny Jeleniogórskiej, przykryta osadami zboczowymi. Z uskokiem śródsudeckim jest związany przestrzennie i genetycznie uskok Jeżowa Sudeckiego ze złożową mineralizacją Ba-F z siarczkami Zn, Pb, Cu. Osady górnego, niezmetamorfizowanego piętra jednostki kaczawskiej (tu: margle i wapienie margliste wieku kredowego) wypełniają rów Wlenia, obrzeżający od północy wychodnie metamorfiku kaczawskiego (fig. 2, 3). Równoleżnikowy przebieg uskoku Jeżowa Sudeckiego jest zaburzony młodszymi, normalnymi uskokiemi poprzecznymi i starszym, inwersyjnym uskokiem podłużnym. Utwory czwartorzędowe są wykształcone jako osady deluwialne i gliny zwałowe, niekiedy o dużej miąższości (do kilkudziesięciu metrów), a także jako gliny lessopodobne, utwory piaszczysto-zwirowe oraz aluwia.

W budowie wglębnej jest uderzająca duża zmienność litologii przewierconych skał (fig. 4, 5). Stwierdzone w otworach wiertniczych młodsze skały żyłowe: lamprofiry, ryolity i bazalty, tną niezgodnie skały metamorficznego kompleksu kaczawskiego (MKK). Lamprofiry i bazalty nie zostały dotychczas stwierdzone na powierzchni, najprawdopodobniej z uwagi na stosunkowo niewielką ich miąższość, lub też na przykrycie ich wychodni utworami zboczowymi. Nie spodziewano się również aż tak dużej miąższości ciał ryolitowych, co mogłoby przemawiać za związkiem mineralizacji barytowo-fluorytowej z postwaryscyjskim wulkanizmem.

Skały występujące w rejonie złoża – dostępne do obserwacji w rowach, wkopach, szybkach i wierceniach, a także w nielicznych naturalnych odsłonięciach – podzielono na pięć kompleksów litologiczno-stratygraficznych:



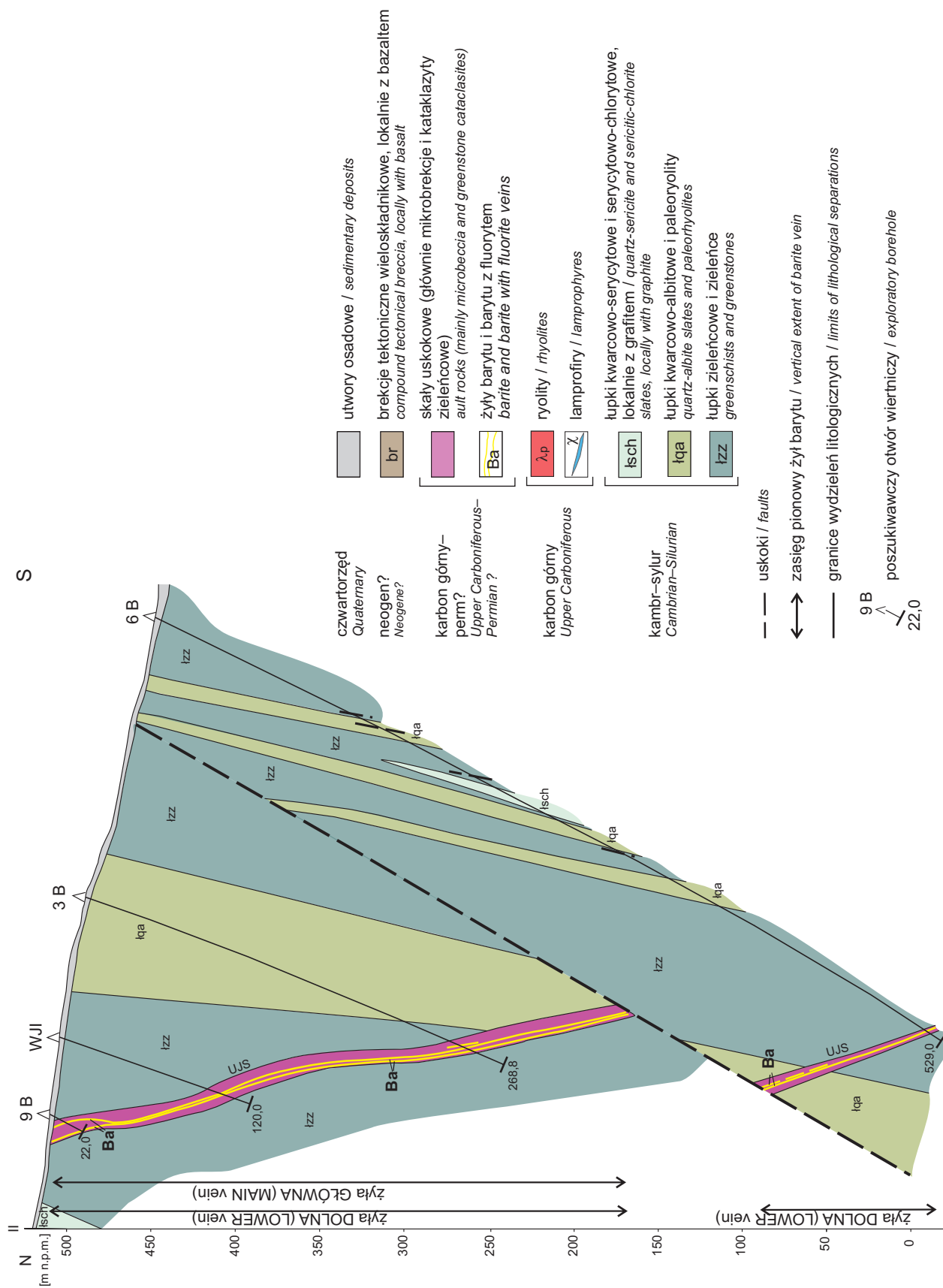


Fig. 4. Schematyczny przekrój numer II przez złożo „Jeżów Sudecki”

Schematic cross-section II across the “Jeżów Sudecki” deposit

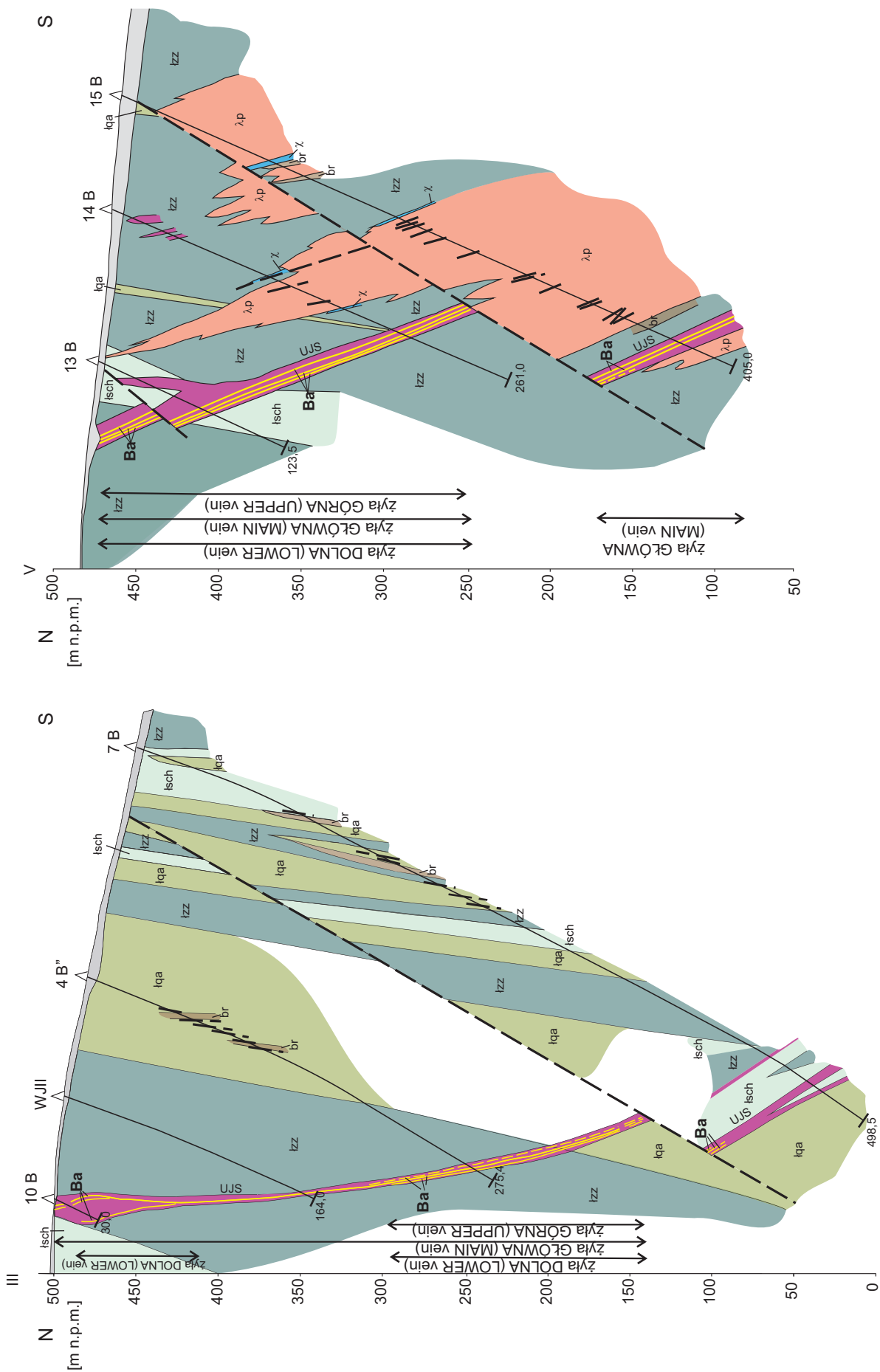


Fig. 5. Schematyczne przekroje numer III i V przez złożę „Jeżów Sudecki” (objaśnienia jak na figurze 4)

Schematic cross-sections III and V across the “Jeżów Sudecki” deposit (explanations as in Figure 4)

- kompleks metamorficzny (dolnopaleozoiczny),
- kompleks wulkaniczno-hydrotermalny (górnokarbońsko-permski?),
- kompleks osadów morskich (górnokredowy),
- kompleks wulkaniczny (paleogeńsko-neogeński),
- kompleks osadów nieskonsolidowanych (czwartorzędowy).

#### KOMPLEKS METAMORFICZNY

Kompleks metamorficzny należy do dolnego piętra strukturalnego Gór Kaczawskich. Na omawianym obszarze badań należy go zaliczyć do jednostki Pilchowic (Gierwiełaniec, 1956; Gorczyca-Skała, 1966) lub skrajnie zachodniej części jednostki Bolkowa (Kryza, Muszyński, 1992; Muszyński, 1994). Kompleks ten składa się z dwóch serii: łupkowej i zieleńcowej.

Serię zieleńcową budują zieleńce i łupki zieleńcowe, które powstały z przeobrażenia zasadowych wulkanitów o chemizmie bazaltowym, niekiedy tufów wulkanicznych. Skały te pod względem geochemicznym są pokrewne bazaltom grzbietów śródoceanicznych (typu N-MORB) i toleitem wysp oceanicznych (OIT). Obecnie większość badaczy przyjmuje kambryjsko-ordowicki wiek wspomnianych zieleńców (m.in. Baranowski i in., 1990; Kryza, Muszyński, 2003). Są to skały zarówno masywne, jak i o wyraźnej oddzielności łupkowej, jednorodne, laminowane i smużyste. Są zbudowane z chlorytu, stilpnomelanu, aktynolitu, albitu, epidotu i kalcytu w różnych proporcjach (jedynym stałym składnikiem jest albit). W obrazie mikroskopowym struktura zieleńców jest granolepidoblastyczna i granonematoblastyczna; zwykle heteroblastyczna (większe blasty tworzy albit oraz epidot i kalcyt). Tekstura jest najczęściej kierunkowa – falista i drobnooczkowa (fig. 6C, D, E). Na podstawie składu mineralnego można wyróżnić następujące odmiany zieleńców i łupków zieleńcowych: epidotowo-aktynolitowe, stilpnomelanowo-aktynolitowe, epidotowo-stilpnomelanowe, epidotowo-chlorytowe, stilpnomelanowe, chlorytowe i łupki węglanowe (Bobiński w: Sroga i in., 1994). Spośród minerałów nieprzeźroczystych w serii tej opisano anataz, magnetyt i hematyt (martyt) oraz drobne ilości piryty (Siemiątkowski w: Sroga i in., 1994). Powstanie różnych odmian mineralogicznych i strukturalnych należy wiązać z pierwotnym zróżnicowaniem kolejnych wylewów wulkanicznych, różnymi warunkami ich zastygania i dyferencjacją metamorficzną. Partiami zieleńce uległy karbonatyzacji dającej w efekcie łupki węglanowe (łupki wapniste) z relikdami strukturalnymi i mineralogicznymi zieleńców. Jest to prawdopodobnie ekwiwalent kompleksu wulkanicznego Podgórek opisanego przez R. Kryzę i A. Muszyńskiego (1992).

Seria łupkowa jest bardziej zróżnicowana od zieleńcowej. Powstała z osadów ilastych i ilasto-piaszczystych z wkładkami tufów i tufitów oraz wylewów żył subwulkanicznych skał kwaśnych i zasadowych. Łupki chlorytowe są skałami przejściowymi między zieleńcami a łupkami serii łupkowej. W ich składzie dominują chloryt i albit, jest w nich stosunkowo dużo serycytu i kwarcu. Struktura jest typowo łupkowa, tekstura kierunkowa. Skały te powstały z przeobrażenia

tufitów, zawierających materiał piroklastyczny o chemizmie zasadowym i materiał osadowy. Łupki stilpnomelanowe (o składzie: stilpnomelan, blastyczny albit, chloryt, kalcyt) powstały z metamorfozy tufów i cienkich żył zasadowych wulkanitów (niekiedy z law zanieczyszczonych materiałem detrytycznym (Bobiński w: Sroga i in., 1994). Łupki serycytowo-stilpnomelanowe (o składzie: stilpnomelan, serycyt, kwarc, albit) cechują się strukturą łupkową i wyraźną teksturą kierunkową. Obficie występuje w nich anataz, a z minerałów nieprzeźroczystych hematyt, martyt i relikty magnetytu (automorfiniczne kryształy do 2 mm). Powstały one z przeobrażenia tufitów skał zasadowych. Łupki kwarcowe z grafitem są drobnoziarniste. Dominuje w nich kwarc, powszechnie występuje grafit, a serycyt występuje w niewielkich ilościach. Łupki te są skrenulowane, niekiedy skatakazowane. W strefach dyslokacyjnych łupki grafitonośne ulegają rozłaskowaniu. Łupki albitowe są zbudowane niemal wyłącznie z albitu; obficie występuje w nich kalcyt mający cechy minerału epigenetycznego. W albitcie powszechne są wrostki minerałów tytanowych (anatazu i tytanitu). Z minerałów nieprzeźroczystych występują: reliktowy magnetyt, martyt, tabliczkowy hematyt i piryt (*op. cit.*). Ich geneza jest trudna do wyjaśnienia: mogą to być metaarkozy lub tufy skał kwaśnych lub obojętnych, objęte dodatkowo metasomatozą sodową. Łupki albitowo-kwarcowe mają strukturę granoblastyczną, teksturę mylonityczną. Kwarc i albit tworzą ziarna dwóch generacji: starsze są porfiroklasty albitu lub agregaty kwarcowe, młodsze tworzą miazgę skalną. Powszechne są ziarna anatazu, piryty i hematytu. Są to prawdopodobnie zmienione żyły lub lawy skał kwaśnych (zbliżonych do ryolitów; *ibid.*). Mogą one odpowiadać ryodacytom Osełki (Muszyński, 1994). Łupki kwarcowo-albitowo-serycytowe i łupki serycytowe wykazują struktury lepidoblastyczne, lepidogranoblastyczne i granolepidoblastyczne, tekstury kierunkowe, łupkowe (fig. 6A). Często obserwuje się w nich krenulacje o różnym stopniu zaawansowania tego procesu (fig. 6B), a nawet silne zafałdowania i zmięcia. Minerale nieprzeźroczyste (magnetyt i hematyt) są ułożone często w postaci smug. Magnetyt ulega od brzegów martytyzacji, a środki niektórych ziaren zastępują węglany. Niektóre odmiany łupków serycytowych i serycytowo-kwarcowych obfitują w substancję grafitoidową. Są to pierwotne skały osadowe typu iłwców, mułowców, podrzędnie piaskowców, z wkładkami tufów i tufitów (zarówno skał kwaśnych, jak i zasadowych).

Skały obu serii poddano procesom deformacji i metamorfozy regionalnej w warunkach facji zieleńcowej (w ok. 350–450°C i poniżej 6–8 kilobarów) w późnym dewoniewczesnym karbonie (Kryza i in., 2002; Kryza, Muszyński, 2003). W ciągu dalszej ewolucji obszar ten znajdował się pod wpływem deformacji związanych z rozwojem strefy uskoku śródsudeckiego. W efekcie tych procesów wiele pierwotnych cech diagnostycznych skał uległo zatarciu.

#### KOMPLEKS WULKANICZNO-HYDROTHERMALNY

Do kompleksu wulkaniczno-hydrotermalnego zaliczono starsze żyły kwarcowe i kwarcowo-skaleniolowe, skały

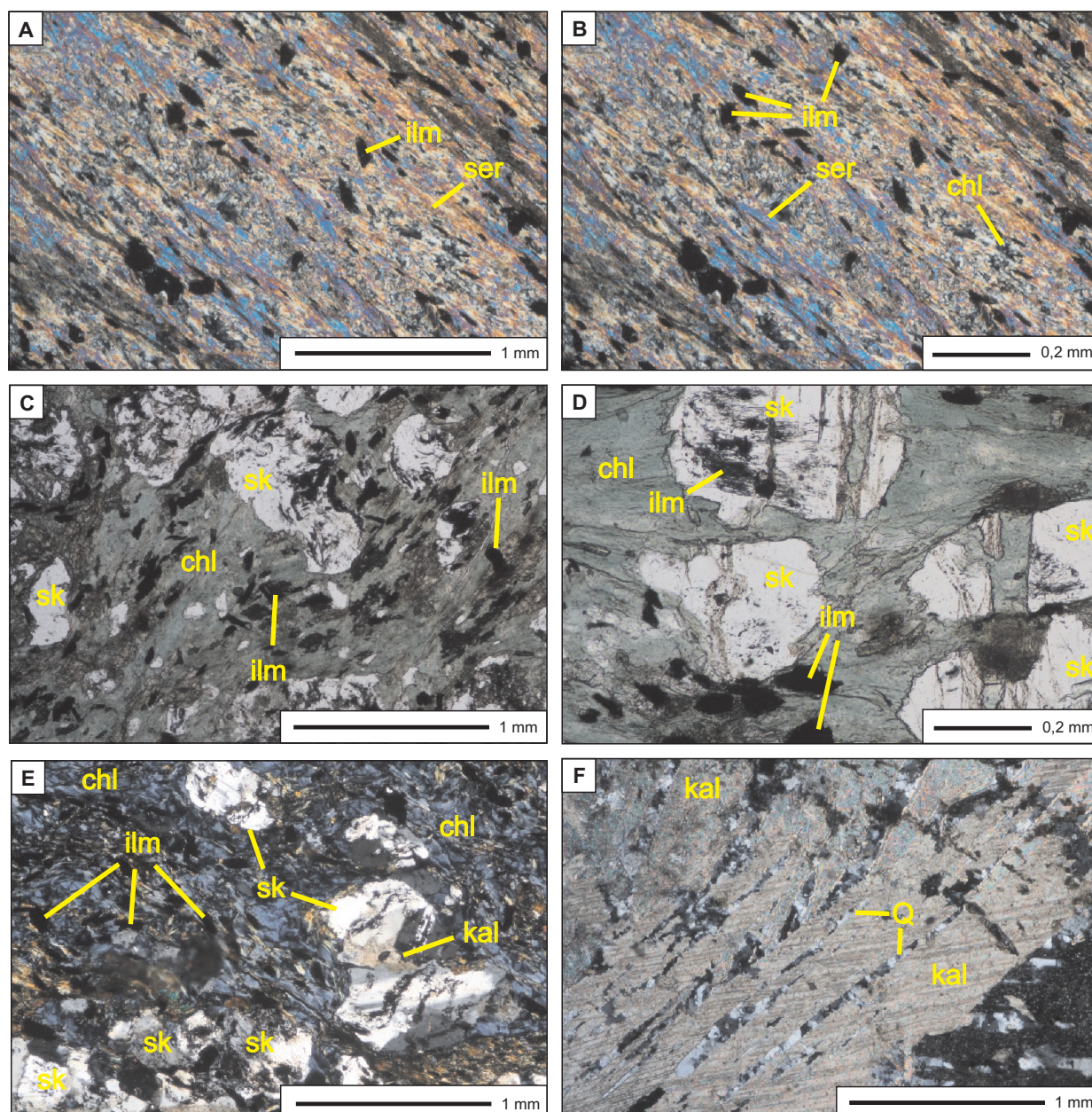
subwulkaniczne: lamprofiry i ryolity, skały przeobrażone i zmienione w strefie uskoku Jeżowa Sudeckiego oraz żyły barytowe i barytowe z fluorytem. Starsze żyły kwarcowe i kwarcowo-skaleniowe obserwowano jedynie w kilku otworach wiertniczych. Występują one wśród utworów staropaleozoicznych osiągając miąższość od kilku centymetrów do dwóch metrów i są zafałdowane razem z serią zieleńcowo-łupkową. Żyły te powstały w trakcie metamorfozy regionalnej, stąd ich wiek można określić na późny paleozoik. W składzie mineralnym dominuje kwarc i skałen, częste są węglany (kalcyt, syderyt) i siarczki (m.in. automorficzny piryt, chalkopiryt). Żyły są niekiedy spękane kulisowo, zbudinowane, a w ich obrębie spotyka się wyciśnięte fragmenty łupków i laminy chlorytowe. Wiek tego typu żył na obszarze metamorfiku kaczawskiego był szeroko dyskutowany. Neuhaus (1936) uważał je za produkt karbońskiej działalności hydrotermalnej. Jerzmański (1967) wiązał je ze z działalnością hydrotermalną w stadium orogenezy, a Paulo (1973) wiązał powstanie tych żył z procesami metamorfizmu regionalnego i deformacji serii skalnych. Zaobserwowana pozycja tektoniczna omawianych żył oraz ich wykształcenie skłania do przyjęcia tego ostatniego poglądu, chociaż zagadnienie wieku żył kwarcowo-skaleniowych w Jeżowie Sudeckim wymaga szczegółowych badań.

Lamprofiry przecinają niezgodnie serie metamorfiku kaczawskiego. Są one najstarszymi skałami, które nie uległy metamorfizie regionalnej, co wyznacza dolną granicę ich wieku. Z kolei ich górną granicę wiekową wyznacza powstanie ryolitu, tnącego lamprofiry i powodującego w nich zmiany kontaktowe. Na podstawie pozycji tektonicznej zaliczono je do górnego karbonu. Lamprofiry nie odsłaniają się na powierzchni. Zostały opisane po raz pierwszy na tym terenie przez Bobińskiego (Sroga, 1988). W profilach otworów stwierdzono sześć żył o miąższości od 0,4 do 3,8 m. Skały te odznaczają się strukturą apotrachitową i teksturą kierunkową lub bezładną. Dominuje w nich plagioklaz o składzie chemicznym niemożliwym do oznaczenia ze względu na daleko posunięty proces serycytyzacji. Przestrzenie między żerdkami skałeni wypełnia ciasto skalne, również bardzo silnie zmienione (zserycytyzowane). W cieście skalnym są obecne drobne grudki minerałów nieprzeźroczystych, blaszki biotyту bądź chlorytowe pseudomorfozy po minerałach ciemnych. Sporadycznie występują w nich minerały tytanowe. Lamprofiry z Szybowiska, mimo że są mocno zmienione, można zaliczyć do grupy lamprofirów wapniowo-alkalicznych opisywanych przez Awdankiewicza (2007): spessartytów z terenu Kotliny Jeleniogórskiej i kersantytów z Gór Sowich. Lamprofiry typu kersantytów są też opisywane w intruzji Żeleźniaka, w południowo-wschodniej części Gór Kaczawskich. Ich górnokarboński wiek datowany metodą U-Pb jest młodszy ( $312,4 \pm 4$  mln lat) niż wiek porfirów ryolitowych z tej intruzji (Mikulski, 2007; Mikulski, Williams, 2014).

Ryolity (porfiry kwarcowe) w rejonie złoza są młodsze od lamprofirów i zmieniają je termicznie. Podobnego typu zmiany obserwuje się na kontaktach ryolitów i serii zieleńcowej, którą ryolity tną niezgodnie. W obrazie kartograficznym (fig. 3) ryolity zaznaczają się jedynie w formie dwóch

soczew o niewielkim rozprzestrzenieniu, natomiast w otworach wiertniczych (14B i 15B) stwierdzono ciała ryolitowe o miąższości od 40 do nawet 160 m. Należy tu wyjaśnić, że sposób rozprzestrzenienia ryolitów przedstawiony na przekroju nr V (fig. 5) jest konsekwencją przyjętego modelu budowy geologicznej złoza. Ryolity pod względem mineralnym i strukturalnym są wykształcone dosyć monotonnie. Powszechna jest struktura porfirowa i tekstura bezładna (fig. 7D, 6E). Kierunkowe ułożenie porfirokryształów obserwuje się wyjątkowo rzadko. Porfirokrystały są zbudowane z kwarcu i skałeni, skupiających się niekiedy w większe agregaty. Kwarc tworzy owalne ziarna ze śladami korozji magmowej. Skałenie (plagioklasy i skałenie potasowe) z reguły są silnie zmienione. Sporadycznie występują pseudomorfozy chlorytowo-kalcytowe po minerałach ciemnych. Ciasto skalne jest złożone z drobnych przerostów kwarcu i skałenia, na ogół w równych proporcjach (*op. cit.*). W otworach wiertniczych na wielu odcinkach obserwuje się silne strzaskanie ryolitów oraz ich zmiany wtórne (fig. 8A). Można to łączyć z wpływem procesów hydrotermalnych późniejszej mineralizacji barytowo-fluorytowej oraz z młodą tektoniką uskokową faz alpejskich. Najprawdopodobniej ryolity z Szybowiska stanowią subwulkaniczną dawkę związaną przestrzennie z intruzją granitową Karkonoszy, o czym świadczy ich upad (ok.  $70^\circ$  ku południowi) w kierunku pobliskiego plutonu karkonoskiego oraz występowanie podobnych żył mikrogranitów i porfirów w obrębie granitu karkonoskiego i wnikanie ich w skały osłonowe granitu (m.in. Mierzejewski, 1973, 1982; Diot i in., 1994; Awdankiewicz, 2007). Nie można jednak wykluczyć związku ryolitów z Szybowiska z podobnego typu ryolitami tworzącymi w części intruzję Żeleźniaka. Wcześniej wielu badaczy wskazywało na powiązania genetyczne i wiekowe intruzji Żeleźniaka z intruzją karkonoską, m.in. Manecki (1965), Paulo i Salamon (1974), lecz nowsze badania geochemiczne wskazują na odrębny charakter masywu Żeleźniaka i różnice w środowiskach geotektonicznych obu intruzji (np. Mikulski, 1999; Machowiak, Weber-Weller, 2003; Machowiak, Niemczyk, 2005; Mikulski, 2007; Mikulski, Williams, 2014). Na obecnym etapie badań przyjęto późnokarboński wiek ryolitów z Szybowiska.

Do zespołu skał w obrębie strefy uskoku Jeżowa Sudeckiego należą brekcje tektoniczne (fig. 8F) oraz kataklazyty i mylonity skał pierwotnych, przeobrażone i zmienione zieleńce, łupki i ryolity, a także młodsze żyły albitowo-kwarcowe, kwarcowe i węglanowe oraz żyły barytowe i barytowo-fluorytowe. Ich wiek i wzajemna pozycja są najtrudniejsze do interpretacji, gdyż zjawiska brekcjowania i kataklazy oraz doprowadzania/odprowadzania roztworów mineralizujących w strefie tektonicznej powtarzały się kilkakrotnie. Na podstawie wcześniej wykonanych badań określano ich wiek na trias-jurę (Szałamacha, 1976; Szałamacha i in., 1984; Sroga, 1988; Sroga i in., 1994). Wyniki nowszych badań chemizmu żył barytowych i barytowo-fluorytowych pozwalają zakwestionować ten pogląd (Sroga, 2001). Autorzy przyjmują czas powstania mineralizacji barytowo-fluorytowej na późny karbon-wczesny perm. Szersze omówienie mineralizacji Ba-F zaprezentowano w dalszej części artykułu.

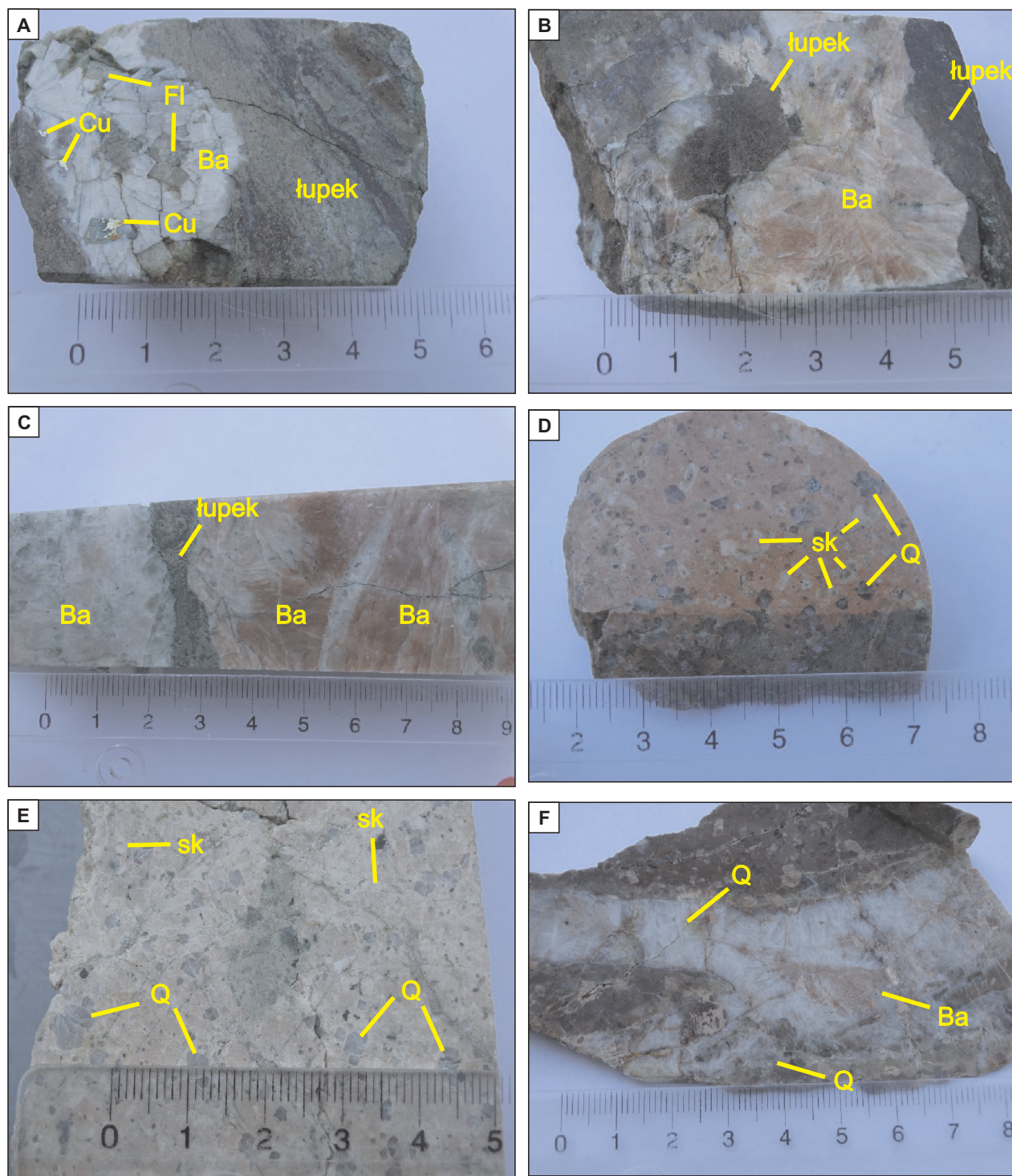


**Fig. 6. Przykłady skal płonnych – płytki cienkie**

**A** – Łupek serycytowy o teksturze kierunkowej. Widoczny muskowit (serycyt) oraz ilmenit (czarny), nikole skrzyżowane, otw. 17B bis; **B** – Łupek serycytowy o strukturze krenulacyjnej. Widoczny muskowit (serycyt), chloryt o subnormalnych atramentowych barwach interferencyjnych oraz ilmenit (czarny), nikole skrzyżowane, otw. 17B bis; **C** – Zieleniec o teksturze kierunkowej. Widoczny skałen (biały), chloryt (zielony) i ilmenit (czarny), 1 nikol, otw. 17B bis; **D** – Zieleniec o teksturze fałdowej. Widoczny skałen (biały), chloryt (zielony) i ilmenit (czarny). Ilmenit i drobny pigment tlenków Fe tworzą reliktove struktury w skałeniu, 1 nikol, otw. 17B bis; **E** – Zieleniec o teksturze kierunkowej, słabo zafaldowanej. Widoczny skałen (jasny), chloryt (szaroniebieski i atramentowoniebieski) i ilmenit (czarny). W skałeniu widoczne impregnacje kalcytem, nikole skrzyżowane, otw. 17B bis; **F** – Żyłka kalcytowa pocięta cienkimi żyłkami kwarcowymi, nikole skrzyżowane, otw. 17B bis. chl – chloryt, ilm – ilmenit, kal – kalcyt, ser – serycyt, sk – skałen, Q – kwarc

#### Examples of barren rocks – microsections

**A** – Sericite schist with oriented structure. Muscovite (sericite) and ilmenite (black) is visible, 2 N, 17B bis borehole; **B** – Sericite schist with crenulation structure. Muscovite (sericite), chlorite of subnormal ink colours and ilmenite (black) are visible, 2 N, 17B bis borehole; **C** – Greenstone with oriented structure. Feldspar (white), chlorite (green) and ilmenite (black) are visible, 1N, 17B bis borehole; **D** – Greenstone with folded structure. Feldspar (white), chlorite (green) and ilmenite (black) are visible. The ilmenite and Fe-oxides pigment create a relic structure in feldspar, 1N, 17B bis borehole; **E** – Greenstone with oriented, weakly folded structure. Feldspar (light), chlorite (grey-blue and ink-blue) and ilmenite (black) are visible. The feldspar is impregnated by calcite, 2N, 17B bis borehole; **F** – Calcite veinlet cut by thin quartz veinlets, 2N, 17B bis borehole. chl – chlorite, ilm – ilmenite, kal – calcite, ser – sericite, sk – feldspar, Q – quartz

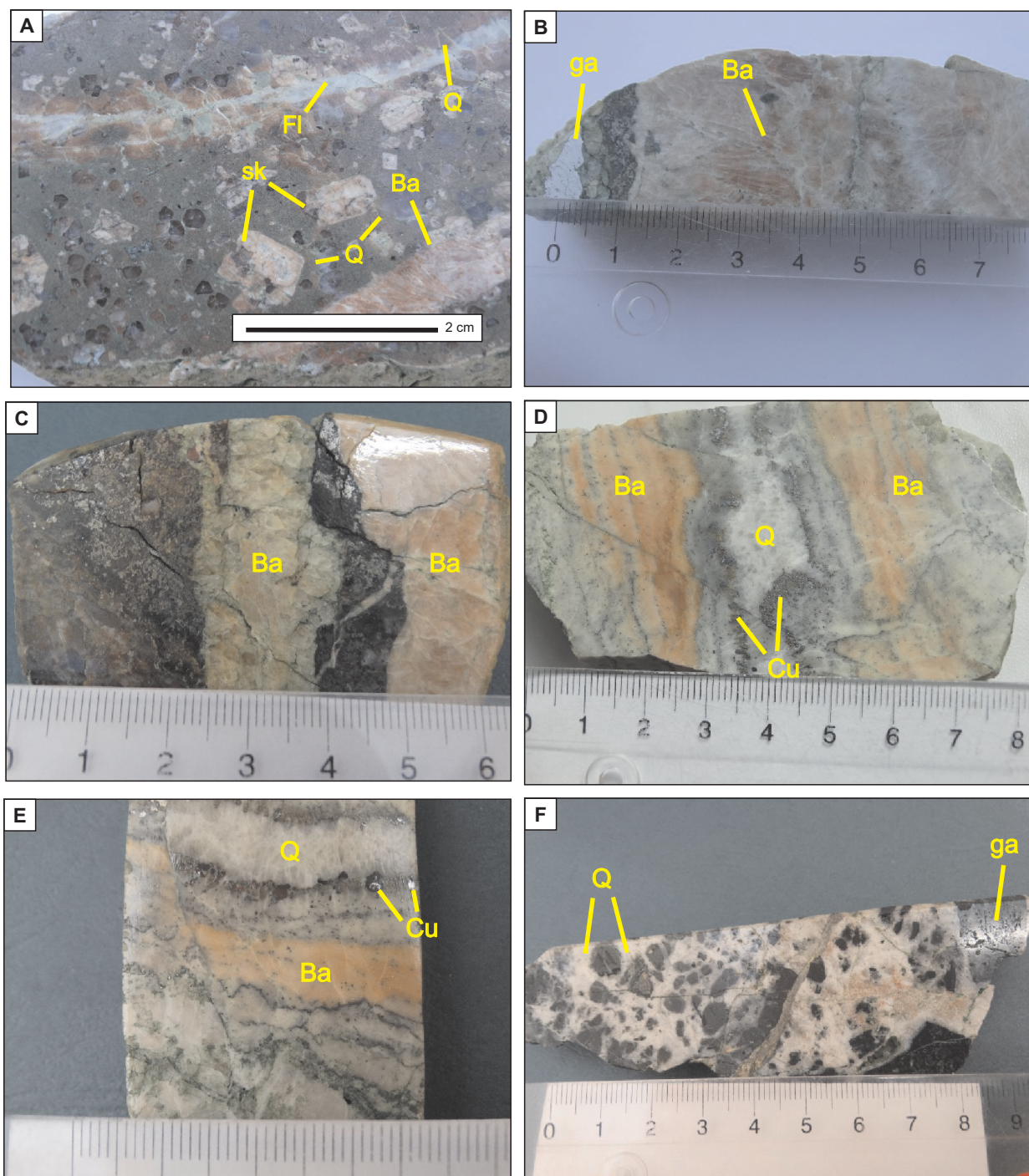


**Fig. 7. Przykłady wykształcenia mineralizacji barytowo-fluorytowej oraz skały otaczające – zglady polerowane**

**A** – Gniazdo barytu z fluorytem oraz siarczki Cu tkwiące w lupku serycytowym, otw. 9B; **B** – Gniazdo barytu różowego w lupku albitowo-serycytowym, otw. 11B; **C** – Grubokryształiczny baryt różowy oraz baryt biały z fluorytem. Baryt różowy przecięty żyłkami barytu białego. W barycie białym siarczki Cu, otw. 14B; **D i E** – Porfir (ryolit); w cieście skalnym porfirokryształ kwarcu, skalenia oraz kryształy pirytu, otw. 15B; **F** – Żyłka kwarcowa z barytem różowym w porfirze. W cieście skalnym porfirokryształ kwarcu i skalenia, otw. 15B. Ba – baryt, Cu – siarczki Cu, Fl – fluoryt, sk – skalenie, Q – kwarc

Examples of the development of barite-fluorite mineralization and enclosing rocks – polished sections

**A** – Barite nest with fluorite and Cu-sulphides inserted in sericite schist, 9B borehole; **B** – Pink barite nest inserted in sericite-albite schist, 11B borehole; **C** – Crystalline pink barite and white barite with fluorite. Pink barite cut by white barite veinlets with Cu-sulphides, 14B borehole; **D and E** – Porphyry (ryholite); quartz and feldspar phenocrysts and pyrite crystals in groundmass, 15B borehole; **F** – Quartz vein with pink barite in porphyry. Quartz and feldspar phenocrysts in groundmass, 15B borehole. Ba – barite, Cu – Cu-sulphides, Fl – fluorite, sk – feldspar, Q – quartz



**Fig. 8. Przykłady wykształcenia mineralizacji barytowo-fluorytowej oraz skały otaczające – zglady polerowane**

**A** – Porfir (ryolit) z cienkimi żyłkami barytu oraz kwarcu, miejscami z fluorytem, otw. 15B; **B** – Grubokrystaliczny baryt różowy oraz skupienia sfalerytu i pirotynu (?) i galeny, otw. 18B; **C** – Grubokrystaliczny baryt różowy oraz baryt biały z fluorytem, w łupku okruszczonym siarczkami Cu, otw. 18B; **D** – Wypełnienie żyły barytowej o strukturze wstęgowej (warstewkowej). W środku żyłka kwarcowa. W barycie liczne, bardzo drobne ziarenka chalkopirytu (?), w kwarcu ziarna galeny (?). Całość spękana, otw. 18B; **E** – Wypełnienie żyły barytowej o strukturze wstęgowej (warstewkowej). W górnej części żyłka kwarcowa. W barycie liczne, drobne ziarenka chalkopirytu (?), w kwarcu ziarna galeny (?). Żyła spękana i częściowo pokruszona, otw. 18B; **F** – Brekcja łupkowa spojona kwarcem z wtrąceniami barytu różowego i fluorytu, przecięta żyłką wypełnioną siarczkami Cu, otw. 18B. Symbole jak na fig. 7

Examples of the development of barite-fluorite mineralization and enclosing rocks – polished sections

**A** – Porphyry (rhyolite) with thin barite and quartz veinlets, locally with fluorite, 15B borehole; **B** – Crystalline pink barite and aggregates of sphalerite, pyrrholite (?) and galena, 18B borehole; **C** – Crystalline pink barite and white barite with fluorite in schist metallized with Cu-sulphides, 18B borehole; **D** – Barite vein filling showing banded structure. Quartz vein in the centre. Numerous very fine chalcopyrite(?) grains in barite; galena (?) grains in quartz. Whole of the rock fractured, 18B borehole; **E** – Barite vein filling showing banded structure. Quartz veinlet at the top. Numerous very fine chalcopyrite (?) grains in barite; galena (?) grains in quartz. The vein is fractured and partially crumbled, 18B borehole; **F** – Schist breccia cemented by quartz with pink barite and fluorite, cut by Cu-sulphides vein, 18B borehole. For symbols see Fig. 7

## KOMPLEKS OSADÓW MORSKICH

Kompleks osadów morskich reprezentowany przez margle, nawiercono w otworze 22B (fig. 3). Są to osady górnokredowego, płytkiego morza. Ich dzisiejsza pozycja jest bez wątpienia natury tektonicznej. Margle wypełniają strukturę typu rowu tektonicznego, będącą przedłużeniem rowu Wlenia (Gorczyca-Skała, 1977), i stanowią tu najdalej na południe wysunięty fragment utworów depresji północnosudeckiej (fig. 2). Margle z otworu 22B są szare i jasnoszare, laminowane; składają się z mułu wapiennego z domieszką minerałów ilastych oraz zmiennej ilości kwarcu we frakcji aleurytowej. W tle skalnym są widoczne fragmenty skorupek drobnych organizmów (z węglanu wapnia i chalcedonu); niekiedy można rozpoznać skamieniałości otwornic. W głębszych partiach, poniżej 60 m, występują nieliczne ziarna glaukonitu (Bobiński w: Sroga i in., 1994).

## KOMPLEKS WULKANICZNY

Kompleks wulkaniczny wieku paleogeńsko-neogeńskiego jest reprezentowany przez bazalty oraz wieloskładnikowe brekcje tektoniczne. Bazalty stwierdzono w otworze wiertniczym 5B, gdzie występują w formie wiązki żył o miąższości do 2–3 m. Są to skały drobnziarniste o strukturze porfirowej. Prakryształy są reprezentowane przez pseudomorfozy serpentynowe lub węglanowe z antygorytem i talkiem po oliwinach oraz przez pirokseny (augit, enstatyt). Tło skalne o strukturze intergranularnej tworzą drobne słupki augitu i grudki tlenków żelaza. Miejscami obserwuje się fragmenty zrekrytalizowanego szkliwa. Datowanie tego bazaltu metodą K-Ar ( $58,7 \pm 5,9$  Ma) wskazuje na jego wczesnopaleogeński wiek (Badura i in., 2005). Pewne partie bazaltów uległy silnej karbonatyzacji (Maciejewski w: Szałamacha i in., 1984). Brekcje tektoniczne (kataklazyty) są związane z powstaniem najmłodszych stref uskokowych. Zawierają one fragmenty skał metamorfiku kaczawskiego, partiami roztarte do gliny tektonicznej i niekiedy okruchy bazaltu; tak więc ich wiek można określić jako paleogeński. Ponadto w wielu rdzeniach wiertniczych obserwuje się gliny tektoniczne niezlityfikowane, kenozoiczne a być może nawet plejstoceny.

Kompleks osadów nieskonsolidowanych wieku czwartorzędowego składa się z glin deluwialnych powstałych ze zwietrzeliń skał starszych i przemieszczonych w dół zbocza, glin polodowcowych oraz aluwiiów.

## SKAŁY W OBRĘBIE USKOKU JEŻOWA SUDECKIEGO

W obrębie uskoku Jeżowa Sudeckiego, zmineralizowanego barytem i fluorytem na pewnych odcinkach, spotyka się wszystkie starsze od tej mineralizacji odmiany skalne z wyjątkiem lamprofirów. Tworzą one charakterystyczny kompleks przeobrażonych i zmienionych skał otaczających, dotkniętych procesami tektonicznymi i hydrotermalno-metasomatycznymi związanymi z tworzeniem się i wypełnianiem strefy tektonicznej uskoku Jeżowa Sudeckiego. W profilach wyrobisk górniczych (szybikach, otworach

wiertniczych) skały uskokowe są stosunkowo łatwe do identyfikacji, gdyż różnią się one wyraźnie od skał pierwotnych MKK. Cechują je charakterystyczne dla stref tektonicznych mezo- i mikrostruktury: kataklazowa i mylonitowa, a także charakterystyczne barwy pochodzące od roztworów mineralizujących i zmian metasomatycznych: rdzawo-brązowa, wiśniowa, szarobrązowa, oliwkowa. W skałach otaczających stwierdzono hydrotermalną (metasomatyczną?) serycytyzację, sylifikację i dolomityzację. Intensywność tych procesów była różna w poszczególnych odmianach skalnych. Najmniej są zmienione masywne zieleńce, najbardziej – łupki kwarcowo-serycytowe i serycytowe z grafitem. W ryolitach zmiany metasomatyczne zachodzą w najbliższym otoczeniu żyły. Szerokość stref zmienionych jest różna, w zależności od szerokości strefy dyslokacyjnej i wynosi ona od 3 do nawet 24 m. W partiach przypowierzchniowych jest ona z reguły największa, choć zdarza się, że głębiej natrafia się na nabrzmienia i poszerzenia strefy uskokowej. Należy tu podkreślić, że ułożenie żył barytowych w obrębie strefy uskokowej i ich ilość nie wykazuje bezpośrednich korelacji z szerokością dyslokacji. Dotyczy to zarówno wąskich stref, gdzie natrafia się na kilka żył, jak i szerokiej strefy, gdzie może występować tylko jedna żyła. Istnieje natomiast wyraźna korelacja między charakterem kontaktu żyła/skała otaczająca a podatnością skały na deformacje tektoniczne. Z reguły granice żył rozwiniętych w obrębie zieleńców masywnych i zwięzłych ryolitów są ostre. W skałach o mniejszej kompetencji (bardziej anizotropowych) na granicy żyła/skała obserwuje się znacznie szersze strefy brekcji tektonicznych, a także zazębianie się składników żyły z pokruszonymi fragmentami skał, szersze strefy impregnacji barytem i fluorytem oraz ich cementacji najmłodszym kwarcem i węglanami.

Do głównych składników mineralizujących strefę dyslokacyjną Jeżowa Sudeckiego należą: baryt, fluoryt, kwarc, podrzędnie siarczki Zn, Pb i Cu oraz związki żelaza i węglany (kalcyt, ankeryt, syderyt). Składniki te zostały opisane na różnych etapach badań mineralizacji przez Szałamachową, Szałamachę i Maciejewskiego (Szałamacha, 1973, 1976; Szałamacha i in., 1984) oraz przez Siemiątkowskiego, Bobińskiego i Srogę (Sroga, 1988; Sroga i in., 1994).

Baryt tworzy zwarte żyły oraz soczewy i gniazda (fig. 7A–C, 8B–E), a także impregnacje w skałach otaczających. Jest wykształcony w postaci skupień trzech rodzajów: barytu różowego (o różnych odcieniach), barytu czerwonego i barytu z fluorytem. Najczęstsze są skupienia barytu różowego – zwykle grubokrystaliczne, w postaci tabliczkowych kryształów o grubości do 1 mm i długości do 5 mm. Są one ułożone w promieniste, wachlarzowe i rozetkowe agregaty (fig. 7A–C, 8B). Często obserwuje się smugowanie takich barytów, polegające na naprzemiennym ułożeniu barytu biało-różowego, różowego i niemal białego (fig. 8D, E). Smugowanie jest podkreślone niekiedy linijnymi skupieniami galeny i chalkopirytu (fig. 8B, D, E). Między tabliczkami i pasemkami barytu różowego obserwuje się nieregularne skupienia ksenomorficznych kryształów kwarcu (od 0,1 do 2 mm). O wiele rzadsze są drobnziarniste skupienia bary-



tu różowego wykształcone w formie drobnoluseczkowych agregatów. Baryt czerwony występuje w formie monomineralnych skupień; drobne kryształki barytu (do 0,1 mm) mają izometryczne kształty. W barytach tych notuje się najwyższe zawartości Sr (rzędu 0,6–1,0%). Są one pozbawione siarczków. Na kontaktach żył barytu czerwonego ze skałami osłony obserwuje się submikroskopowe skupienia wodorotlenków żelaza barwiące skały otaczające na rdzawy i wiśniowy kolor.

Skupienia barytu z fluorytem są grubokrystaliczne (poj. kryształy do 10 mm). Baryt jest tu tabliczkowaty, fluoryt tworzy izometryczne, często automorficzne kryształy. Najczęstsze są skupienia Ba i Ba-F w formie równoległych żyłek o miąższości do 2–3 cm, zapelniających się do środka i tworzących jednolitą żyłę. Niekiedy skupienia barytu otaczają i zamykają kryształy i żyłki fluorytu, bądź też skupienia barytu są otoczone automorficznym fluorytem (fig. 7A). Rzadziej (w pojedynczych zglądach) obserwuje się pasemkowe struktury barytu, fluorytu i siarczków, występujące w dwóch–trzech cyklach. W jednym z okazów zaobserwowano 25 lamin (pasemek) różniących się między sobą strukturą i składem mineralnym (fig. 8D, E): są to pasemka czystego barytu o rozetkowym lub bezładnym ułożeniu, pasemka barytu z wrostkami fluorytu i chalkopirytu, pasemka barytowo-fluorytowe, fluorytowe z wrostkami barytu oraz najcieńsze laminy mikrokrystalicznego kwarcu (przerwywających ciągłość barytu lub poikilitowo obrastane przez baryt). W innym okazy z żyły Ba-F stwierdzono wzajemne przerosty obu minerałów. Fluoryt wypełnia tu próżnię między rozetkowo wykształconym barytem i obrasta je od zewnątrz. Fluoryt jest tu ksenomorficzny względem starszego barytu, a automorficzny względem młodszego barytu, wypełniającego z kolei puste przestrzenie między kryształami fluorytu. Na brzegach żyły fluoryt cementuje porożrywane agregaty barytu. Obserwacje te świadczą o pulsacyjnym charakterze mineralizacji i kilkakrotnym doprowadzaniu roztworów o zróżnicowanym składzie.

Fluoryt występuje w formie żył Ba-F, infiltracji w żyłach barytowych i w skałach ościennych. Samodzielne żyły fluorytu obserwuje się nielicznie w szybikach (Szałamacha i in., 1984). Fluoryt jest bezbarwny, przezroczysty, niekiedy z zielonawym odcieniem. Jest wykształcony w formie różnej wielkości kryształów o zarysach sześciangu i regularnych spękaniach. W przeciwieństwie do barytu nie tworzy on żyłek w skałach ościennych, lecz infiltruje i cementuje kataklazyty i brekcje.

Kwarc występuje w formie żyłek, głównie w skałach otaczających, rzadziej w żyłach barytowych i barytowo-fluorytowych. Kwarc w żyłach barytu jest drobnodziarnisty, o ułożeniu palisadowym, często o falistym wygaszaniu światła. W niektórych żyłach kwarcowych obserwuje się reliktoowo zachowane żyłki barytu (fig. 7F).

Siarczki obserwowano w szybikach i w otworach wiertniczych. W szybikach tworzą one żyły o miąższości od 5–10 cm i długości do 2 m (Szałamacha, 1976), złożone z chalkopirytu otoczonego barytem i fluorytem, niekiedy kalcytem. Smugi siarczków spotyka się również w szaror-

dzawej glince tektonicznej. W rdzeniach wiertniczych dominującym siarczkiem jest sfaleryt (Siemiątkowski w: Sroga i in., 1994). Sfaleryt jest wykształcony w postaci warstewek (młodszy) o miąższości do 5 mm lub drobnych kulistych skupień (starszy) o rozmiarach do 0,5 mm. Skupieniom sfalerytu towarzyszą drobne, zonalne (trudne do oznaczenia) siarczki żelaza oraz zastępujący inne siarczki piryty. W warstewkach sfalerytowych są obecne skupienia galeny, zawierające tabliczkowate agregaty chalkopirytu otoczone przerostami drobnokrystalicznego chalkopirytu i starszego sfalerytu. W skałach otaczających notuje się liczne skupienia pirytu z automorficznym arsenopirytem. Skupienia te reprezentują starszą od barytowo-fluorytowej paragenezę (związaną z metamorfizmem regionalnym).

Węglany występują w formie żyłek głównie w skałach otaczających, rzadziej w żyłach barytowych i barytowo-fluorytowych. W skałach otaczających (w kataklazytach i mikrobrecjach) stanowią one wypełnienie młodszych szczelin i cementują fragmenty skał (fig. 6F). Węglany wypełniają pseudomorfozy po wypartych minerałach (fig. 6E). W żyłkach oraz w lepiszczu spotyka się czyste węglany typu kalcyt-dolomit oraz odmiany brunatne (z wydzieleniem tlenków i wodorotlenków żelaza).

Zawartość głównych składników w złożu (a szczególnie fluorytu) cechuje się dużą zmiennością. Skrajne zawartości (w %) przedstawiają się następująco: BaSO<sub>4</sub> od 7,30 do 96,80, CaF<sub>2</sub> od 0,00 do 52,56, SiO<sub>2</sub> od 1,00 do 80,24 i Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> od 0,10 do 9,28. Sumaryczna zawartość BaSO<sub>4</sub> + CaF<sub>2</sub> waha się w granicach od 10,08 do 98,20%. Średnia zawartość głównych składników (na podstawie danych z otworów) wynosi:

- dla BaSO<sub>4</sub> – 63,18%,
- dla CaF<sub>2</sub> – 8,60%,
- dla sumy BaSO<sub>4</sub> i CaF<sub>2</sub> – 71,75%.

Stosunek ilościowy barytu i fluorytu jest uzależniony od kolejności powstawania żył. Starsze żyły czerwonego barytu są niemal pozbawione fluorytu, natomiast młodsze drobne żyły barytu różowego i kremowobiałego cechują się zwiększoną zawartością CaF<sub>2</sub>, tworząc niekiedy skupienia barytowo-fluorytowe. Nie zauważa się wzrostu zawartości fluorytu wraz z głębokością, co obserwowano np. w złożu „Stanisławów” (Paulo, 1973) i co niektórzy badacze uważają za cechę charakterystyczną dla powaryscyjskiej środkowoeuropejskiej mineralizacji barytowej (m.in. Chrt i in. *vide* Paulo, 1972).

Analizy spektralne żył Ba i Ba-F, uzupełnione analizami XRF i XRD, wskazują wysoką zawartość Sr, As, Pb, Cu i Zn: Sr dochodzi do 1%, As do 200 ppm, Pb do 1,4%, Cu do 0,2%, a Zn do 3,1% (Sroga, 2001). Wyniki wszystkich analiz spektralnych (ok. 1000 oznaczeń) z żył i ze skał otaczających, wykonanych na poszczególnych etapach badań mineralizacji, wymagają obróbki statystycznej i sporządzenia wykresów korelacyjnych. Wstępna ocena wyników wskazuje duże podobieństwo chemizmu mineralizacji barytowo-fluorytowej w Jeżowie Sudeckim ze złożem barytowo-fluorytowym w Stanisławowie (Paulo, 1972; Kowalski, 1977; Borek, 1989; 1993).

## TEKTONIKA

Na omawianym obszarze prospekcji złożowej główne ramy tektoniczne wyznacza uskoki śródsudecki i towarzyszące mu inne dyslokacje o przebiegu równoleżnikowym oraz uskoki poprzeczne związane z tektoniką alpejską (fig. 3). Uskok śródsudecki nie był bezpośrednio rozpoznany w wyrobiskach górniczych, odwiertach czy też w odsłonięciach, a jedynie jest interpretowany licznymi profilowaniami geofizycznymi (Sroga, 1988; Sroga i in., 1994). Charakter deformacji nieciągłych i rodzaj skał uskokowych w obrębie towarzyszącej mu dyslokacji Jeżowa Sudeckiego (brekcje tektoniczne, orientacja żył ryolitów), świadczy o kruchym charakterze uskoku śródsudeckiego (Szałamacha, 1976; Cymerman, 2002). Jest to skomplikowana i szeroka na ok. 150–200 m, miejscami do 400 m, strefa tektoniczna, w partiach przypowierzchniowych (do ok. 50–60 m) zapadająca w przybliżeniu pionowo, co potwierdzają wyniki sondowań SGE i badań sejsmicznych (Sroga *op. cit.*). Z kolei, uskoki Jeżowa Sudeckiego prześladowany na odcinku ok. 3,5 km, ma ogólnie równoleżnikowy przebieg i upad w granicach 65–82° ku południowi. Na południowo-wschodnim stoku Szybowiska ma on szerokość do kilkunastu metrów, a jego wypełnienie stanowią, obok żyły barytu i barytu z fluorytem, w różnym stopniu zbrekcjowane, skatakazowane i zmylonityzowane oraz przeobrażone wskutek procesów hydrotermalnych odmiany skalne metamorfiku kaczawskiego. Na zmiany te nałożyły się późniejsze przeobrażenia dynamiczne, związane z młodszymi, alpejskimi zjawiskami tektonicznymi (Szałamacha, 1976; Szałamacha i in., 1984; Sroga i in., 1994). Uskok Jeżowa Sudeckiego, stwierdzony w licznych rowach i otworach wiertniczych (najczęściej jako strefa złożowa), we wschodnim odcinku był rozpoznany tylko za pomocą profilowania geofizycznego.

Uskoki młodsze, związane z orogenezą alpejską, nawiązują w swym przebiegu do uskoku śródsudeckiego oraz do południowego i wschodniego obrzeżenia rowu Wlenia. Przez cały obszar omawianego złoża – między wychodnią żył barytu w obrębie uskoku Jeżowa Sudeckiego a uskokiem śródsudeckim – przebiega uskoki podłużny o charakterze inwersyjnym, nachylony ku północy pod kątem 60° (przeciwnie do upadu żyły, ale zgodnie z orientacją regionalnej foliacji skał metamorfiku kaczawskiego). Zrzuca on południowe skrzydło tej dyslokacji wraz ze strefą złożową o ok. 60–90 m. Uskok ten stwierdzono w głębszych otworach wiertniczych i potwierdzono profilowaniami VLF (i to zarówno poprzecznymi, jak i podłużnymi) oraz ciągami SGE. W środkowej części, w rejonie otworów 13B i 17B (fig. 3), wyinterpretowano skośny uskoki inwersyjny, zapadający pod zbliżonym kątem ku północy. Przemieszcza on strefę tektoniczną na południowym skrzydle o ok. 10–15 m. Uskok ten potwierdzono w dwóch otworach wiertniczych, a także w sposób ewidentny na profilach elektrooporowych.

Pozostałe, drugorzędne dyslokacje to uskoki młodsze, poprzeczne do wyżej omówionych. Na zachodzie obszaru badań wyinterpretowano poprzeczny uskoki inwersyjny, który ogranicza od zachodu zasięg żyły barytowo-fluorytowej.

Zapada on ku północnemu-wschodowi pod kątem ok. 60–75° i we wschodnim skrzydle zrzuca żyłę Ba-F w dół o ok. 90 m. Na wschodzie występuje pięć kolejnych uskoki pionowych o zróżnicowanym zasięgu. Są to uskoki pionowe o amplitudzie do 50 m, które zrzucają i przesuwają uskoki Jeżowa Sudeckiego. Wyinterpretowano je na podstawie profilowań elektrooporowych, VLF i sondowań SGE. Ostatni, piąty uskoki stanowi zachodnie obramowanie rowu tektonicznego Wlenia wypełnionego marglami górnokredowymi. Rów ten od wschodu jest obramowany kolejnym uskoki pionowym, którego przebieg śledzono na poprzecznych profilach elektrooporowych, podłużnych profilach VLF i na ciągach SGE. Za tym uskoki wyinterpretowano dalsze przedłużenie uskoku Jeżowa Sudeckiego, najprawdopodobniej z żyłą barytu (wysoka anomalia szlichowa w aluwialnych potokach). Brak potwierdzenia żyły metodami bezpośrednimi (np. wierceniem) i znaczne jej oddalenie od już udokumentowanego złoża powoduje, że nie ma ona obecnie znaczenia ekonomicznego.

Na przedłużeniu wschodniego obramowania rowu Wlenia wykryto (metodą radiofaloną VLF) wyraźną dyslokację poprzeczną, dochodzącą aż do uskoku śródsudeckiego (Sroga, 1988). Ma ona najprawdopodobniej nasunięciowy charakter.

Serie skalne metamorfiku kaczawskiego na omawianym obszarze, stanowiące według M. i J. Szałamachów (1993) fragment południowego skrzydła jednostki Bolkowa, charakteryzują się ogólnie równoleżnikowym przebiegiem mezostruktur, a foliacja typu złupkowacenia jest prawie zgodna (koplanarna) z pierwotnym warstwowaniem, wyznaczonym na podstawie obserwacji kontaktów między poszczególnymi odmianami metawulkanitów. Południowe skrzydło jednostki Bolkowa, wykształcone w formie kilku łusek, jest tu odwrócone i ścięte w strefie uskoku śródsudeckiego (*ibid.*). Stromy upad warstw w serii zieleńcowej i łupkowej, a także w obrębie dyslokacji Jeżowa Sudeckiego powoduje, że upady foliacji są skierowane albo ku południowi, albo ku północy (rzadziej). Powoduje to w diagramach upadów foliacji podobny obraz z minimalnym odchyleniem osi pasów foliacji z kierunku wschód–zachód w metawulkanitach, do NNE–SSW – w skałach uskokowych. Upady głównych żył oraz drobnych żyłek barytowo-fluorytowych są zgrupowane zgodnie z pasem upadów foliacji w obrębie uskoku Jeżowa Sudeckiego. Spękania w obu typach struktur wykazują różnorodne kierunki. Młodsze spękania poprzeczne i ścinające pokrywają się z przebiegiem najmłodszych uskoki wypełnionych brekcjami neogeńskimi.

## MODEL PRZESTRZENNY ZŁOŻA

Złożowa mineralizacja Ba-F jest wykształcona w formie dwóch równoległych (lokalnie trzech) żył (fig. 3–5). Blisko powierzchni żyły rozwidlają się, a lokalnie przybierają formę wydłużonych soczew lub gniazd. Miąższość strefy dyslokacyjnej, w której występują, waha się od 3 do 24 m, a samych żył – w granicach 0,15–1,64 m. W większości otworów wiertniczych stwierdzono drugorzędne strefy

dyslokacyjne, podobne litologiczne ze skałami uskokowymi strefy głównej, z reguły mniej mięjsze (ok. 1–3 m, lokalnie 10 m) i pozbawione mineralizacji o znaczeniu złożowym. Ich korelowanie jest utrudnione.

Główna strefa dyslokacyjna z żyłami barytowo-fluorytowymi zapada stromo ku południowi pod średnim kątem 75–80°. Wydzielono trzy odrębne żyły: tzw. główną, dolną i górną. Ich identyfikacja opiera się w głównej mierze na wzajemnych stosunkach przestrzennych, w mniejszym stopniu na chemizmie, gdyż nie stwierdzono wyraźnej korelacji zawartości głównych składników złoża w zależności od rodzaju żyły. Z czternastu pozytywnych złożowo otworów żyła główna daje się śledzić w dwunastu otworach, żyła dolna w dziewięciu otworach, a górna – zaledwie w czterech.

Jak już wyżej wspomniano, od zachodu złożowa mineralizacja Ba-F jest ograniczona poprzecznym uskokiem inwersyjnym (fig. 3). Ku wschodowi złożo stopniowo zwęża się i wyklinowuje, a strefa zmineralizowana jest poprzesuwana pionowymi uskokiemi poprzecznymi o niewielkim zasięgu. We wschodniej części, przy powierzchni, przebieg żył jest zaburzony uskokiem inwersyjno-przesuwczym. Najistotniejsza ze strukturalnego punktu widzenia jest jednak obecność podłużnego uskoku inwersyjnego, który zrzuca żyły na swym południowym skrzydle (fig. 4, 5). Powoduje to, że głębsze partie złoża (od ok. 300 m p.p.t.) są przemieszczone o ok. 50 m wzdłuż płaszczyzny tego uskoku. Obniża to zdecydowanie przemysłową wartość omawianego złoża.

## POZYCJA GEOLOGICZNA ZŁOŻA I STWIERDZONE PARAGENEZY MINERALNE

Na podstawie dotychczas wykonanych badań mineralizacji Ba-F w rejonie Szybowiska, stwierdzono związek tej mineralizacji z uskokiem Jeżowa Sudeckiego, który należy do systemu dyslokacji w strefie uskoku śródsudeckiego. Szczegółowo rozpoznano przebieg drugorzędnych uskoku podłużnych, równowiekowych z uskokiem śródsudeckim oraz następstwo kolejnych deformacji dysjunktywnych zaburzających złożo barytu z fluorytem. Kontakt plutonu karkonoskiego ze skałami osłony metamorfiku kaczawskiego jest ukryty w głębszych partiach strefy uskoku śródsudeckiego.

W rejonie złoża „Jeżów Sudecki” w skałach metamorfiku kaczawskiego stwierdzono kilka etapów deformacji dysjunktywnych po późnokarbońskiej intruzji granitowej. Najstarsze są tu uskoki podłużne, równoległe do przebiegu uskoku śródsudeckiego; należy do nich uskok Jeżowa Sudeckiego. Tworzą one system uskoku o upadzie ku południowi do uskoku śródsudeckiego. Młodsze uskoki poprzeczne – powstałe po intruzji dajki ryolitów w skały kaczawskie i po uformowaniu się złoża barytu – spowodowały podzielenie złoża na mniejsze bloki o zróżnicowanym, stosunkowo dużym (do kilkudziesięciu metrów) zrzucie. Najmłodsze uskoki, stwierdzone zarówno w strefie skał uskokowych Jeżowa Sudeckiego, jak i uformowane skośnie do tego uskoku, dodatkowo zaburzyły omawiane złożo Ba-F. Obserwowano w nich strefy brekcji bazaltowych i niezlytyfi-

kowane gliny tektoniczne, co wskazywać może na ich popaleogeński wiek (Badura i in., 2005).

Strefa skał uskokowych z mineralizacją Ba-F przecina niezgodnie serie metamorfiku kaczawskiego. Najstarszymi, niezmetamorfizowanymi skałami na badanym obszarze są żyły lamprofirów, wykorzystujące strefy zluźnień wzdłuż uskoku podłużnych. Młodsze od lamprofirów są ryolity tworzące dajkę niezgodną w relacji do regionalnej foliacji w skałach metamorficznych, także zmieniającą kontaktowo żyły lamprofirów. Subwulkaniczne ryolity zapadają w stronę uskoku śródsudeckiego i wykorzystały strefę zluźnienia równoległą do uskoku śródsudeckiego. Pozycja geologiczna żył kwarcowych i kwarcowo-skaleniovych w skałach metamorfiku kaczawskiego nie jest jasna. Starsze żyły są załadowane razem z metawulkanitami i metalupkami. Są one najprawdopodobniej syngenetyczne z główną fazą metamorfizmu regionalnego. Młodsze żyły kwarcowo-skaleniove (typu pegmatytów) nie są zaburzone. Ich stosunek do lamprofirów i ryolitów jest nieznan; stąd przyjęto ogólnie ich późnopaleozoiczny wiek.

Żyły barytowe i barytowo-fluorytowe przecinają ryolity i zmieniają je hydrotermalnie, są więc od nich młodsze. Żyły te nie są jednak młodsze od inwersyjnego uskoku podłużnego (równoległego do uskoku Jeżowa Sudeckiego i uskoku śródsudeckiego) oraz od uskoku poprzecznego dzielącego złożo na mniejsze bloki. Mineralizacja Ba-F rozwijała się wieloetapowo i miała charakter pulsacyjny. Obserwowano zapełnianie szczelin uskokowych treścią mineralną do środka żyły, a na niektórych odcinkach występowanie szeregu lamin o zróżnicowanym, ale powtarzającym się składzie mineralnym. Żyły Ba-F są więc typowymi żyłami szczelinowymi.

Wydzielono trzy rodzaje skupień głównych składników złoża: baryt czerwony, baryt różowy i baryt różowy z fluorytem. Analiza siarczków towarzyszących mineralizacji głównej (Siemiątkowski w: Sroga i in., 1994) pozwala wyróżnić następujące paragenezy mineralne w złożu:

1. kwarc-baryt czerwony,
2. kwarc-baryt różowy-fluoryt-chalkopiryty I (z tetraedrytem, sfalerytem i galeną),
3. kwarc-baryt różowy-fluoryt-chalkopiryty II (z tetraedrytem i sfalerytem) – sfaleryt I-galena II,
4. baryt-fluoryt-sfaleryt II (z chalkopirytem) – piryty I,
5. baryt-fluoryt-kwarc-piryty II (markasyt) – węglany (kalcyt, dolomit).

Wymienione paragenezy różnią się od wcześniej stwierdzonych przez Szałamachową (1976) na podstawie analizy mineralizacji w zachodniej części uskoku Jeżowa Sudeckiego oraz na bazie trzech szybików i dwóch otworów (WJ I i WJ II) na południowo-wschodnim stoku Szybowiska. Różnice te można wytłumaczyć zmiennością paragenez w obrębie uskoku zarówno po biegu, jak i po upadzie. Zmienność taką obserwuje się w złożu barytu z fluorytem „Boguszów” w depresji śródsudeckiej (Gruszczyki in., 1970; Kowalski, 1976), a także w złożu barytowo-fluorytowym „Stanisławów” w jednostce Chełmca (fig. 2), w północnej części metamorfiku kaczawskiego (Paulo, 1972, 1973; Bo-

rek, 1989). W złożu w Stanisławowie na główną paragenezę złożową (kwarc-syderyt-siarczki-fluoryt-baryt-kwarc) jest nałożona wtórna parogeneza wietrzeniowa (Paulo, 1972). W złożu „Jeżów Sudecki”, podobnie jak i w zachodnim odcinku mineralizacji w rejonie Szybowiska, nie stwierdzono wzrostu udziału fluorytu wraz z głębokością, co jest cechą złóż w Boguszowie (Kowalski, 1976) i Stanisławowie (Borek, 1981, 1989).

Zagadnienie przestrzennego rozmieszczenia charakterystycznych składników złoża w Jeżowie Sudeckim – siarczków i pierwiastków śladowych (w tym strontu) wymaga statystycznej obróbki danych ilościowych i jakościowych. Jest jednak niezbędne uzupełnienie badań geochemicznych nowszymi metodami i w szerszym spektrum analitycznym, w tym badaniami REE. Również kwestia wieku mineralizacji, do chwili ustalenia zależności geochemicznych składników złoża, nie jest ostatecznie rozstrzygnięta.

Dotychczasowe przyjmowanie triasowo–jurajskiego wieku mineralizacji w Jeżowie Sudeckim na podstawie kryterium wieku galeny z Boguszowa i Srebrnej Góry jest w świetle uzyskanych danych problematyczne. W latach 70. i 80. XX w., na podstawie oznaczeń izotopów ołowiu w niektórych złożach dolnośląskich (Legierski, 1973), część badaczy wysunęła pogląd o związku mineralizacji barytowo-fluorytowej w Sudetach Zachodnich z jednym cyklem mineralizacyjnym – permsko–triasowym cyklem starokimeryjskim, powstałym w wyniku tektonicznej aktywizacji głębszych stref skorupy ziemskiej (m.in. Jerzmański, 1976, 1982; Szałamacha, 1976). Oznaczenia wieku galeny ze Srebrnej Góry, Boguszowa i Stanisławowa (Baumann, 1967 *vide* Jerzmański, 1982; Legierski, 1973) wskazują na znaczny przedział czasowy formowania się galen (od 180 do 240 mln lat). Kowalski (1976, 1977) wyróżnia w pomagmowej mineralizacji złóż środkowoeuropejskich dwa odrębne cykle mineralizacyjne: waryscyjski i powaryscyjski. Sytuuje on mineralizację barytowo-fluorytową w Jeżowie Sudeckim w przedziale czasowym po dolnym triasie i przed górą kredą, i zalicza ją do formacji fluorytowo-barytowej; podobnie jak główną mineralizację w złożu w Stanisławowie (*op. cit.*). Pogląd taki, w odniesieniu do złoża w Stanisławowie, jest zbieżny z obserwacjami i badaniami Wajsprycha (1974) oraz Baranowskiego i współpracowników (Borek, 1981, 1989; Baranowski i in., 1998) z rejonu Stanisławowa, którzy wskazują na powaryscyjski (po głównym fałdowaniu i metamorfizmie) wiek tej mineralizacji. Wajsprych (*op. cit.*) sytuuje ją w fazie kimeryjskiej orogenezy alpejskiej.

Jak już wyżej wspomniano, mineralizacja Ba-F w Jeżowie Sudeckim wiąże się z waryscyjskim uskokiem Jeżowa Sudeckiego, o kierunku zachód–wschód równoległym do przebiegu uskoku śródsudeckiego. Młodsze, alpejskie (?) uskoki poprzeczne są tu pozbawione mineralizacji, dzielą złoże na mniejsze bloki i zaburzają jego równoleżnikowy przebieg. W tym świetle najbardziej prawdopodobny jest późno karboński/wczesno permski wiek mineralizacji w omawianym złożu. Pogląd ten mogą potwierdzać wyniki nowych badań geochemicznych złożowych mineralizacji siarczkowych w Górach Kaczawskich (np. Mikulski, 1999,

2007), a także datowania izotopowe magmatyzmu i wulkanizmu w otoczeniu złoża w Jeżowie Sudeckim (np. Muszyński i in., 2002; Awdankiewicz, 2007; Awdankiewicz i in., 2014; Mikulski, Williams, 2014). Wskazują one, że procesy złoźotwórcze w południowej części metamorfiku kaczawskiego zachodziły głównie w późnym karbonie/wczesnym permie. Mineralizacja siarczkowa w rejonie Żeleźniaka i Wielisławia tworzyła się w późnym karbonie – mimo różnych środowisk geotektonicznych – w stosunkowo wąskim przedziale czasowym, ok. 20 mln lat (Machowiak, 2008; Mikulski, Williams, 2014).

Pierwotnym źródłem pomagmowych roztworów hydrotermalnych dla złoża w Jeżowie Sudeckim mógł być ośrodek magmowy zlokalizowany w głębszych partiach plutonu karkonoskiego. Na jego lokalizację właśnie w pobliżu uskoku śródsudeckiego wskazywał już wcześniej Mierzejewski (1973, 1994). Bezpośrednim źródłem dla mineralizacji barytowo-fluorytowej z siarczkami Zn-Pb-Cu-Fe może być większa intruzja ryolitowa. Przejawem jej obecności w rejonie złoża „Jeżów Sudecki” jest stwierdzona w kilku otworach wiertniczych miąższa dajka ryolitowa o upadzie skierowanym w stronę granitu karkonoskiego.

## PODSUMOWANIE

Obserwacje i dane zebrane w czasie wieloletnich badań mineralizacji Ba-F w rejonie Jeżowa Sudeckiego, pozwoliły na ocenę tej mineralizacji w aspekcie złożowym. Przedstawiono je w formie dokumentacji geologicznej złoża barytu z fluorytem „Jeżów Sudecki” (Sroga i in., 1994). Dane te nie były od 1976 r. szerzej prezentowane.

Skonstruowano oparty na wierceniach i danych otrzymanych różnymi metodami geofizycznymi model przestrzenny złoża. Określono następstwo skał budujących złoże w profilu litologiczno-stratygraficznym oraz wydzielono paragenety mineralne głównych jego składników. Dotychczas przyjmowany umownie triasowo–jurajski wiek mineralizacji w Jeżowie Sudeckim, nie jest przekonujący. Istnieje związek przestrzenny i najprawdopodobniej genetyczny mineralizacji z późnopaleozoicznymi, subwulkanicznymi ryolitami, których wiek można przyjąć na późny karbon. Następstwo kruchych deformacji w rejonie złoża wskazuje na późno karboński/wczesno permski wiek mineralizacji barytowo-fluorytowej.

Bardziej szczegółowego opracowania wymaga zagadnienie zmienności wyróżnionych paragenet mineralnych zarówno po rozciągłości, jak i po upadzie złoża Ba-F oraz ich stosunek do paragenet wcześniej wydzielonych w zachodniej części wzgórza Szybowisko. Do bliższego określenia genety i wieku mineralizacji w Jeżowie Sudeckim byłyby przydatne badania geochemiczne pierwiastków śladowych w żyłach i skałach okołobarytowych, w tym REE, na zachowanych, archiwalnych rdzeniach z wierceń. Konieczne będą również badania wieku bezwzględnego starszych formacji skalnych metamorficznego kompleksu kaczawskiego, dotychczas umownie zaliczonych do kambro-syluru.

**Podziękowania.** Autorzy pragną podziękować dr hab. Z. Cymermanowi oraz prof. A. Muszyńskiemu i za cenne uwagi i wnikliwe recenzje, które w znaczący sposób przyczyniły się do poprawienia jakości tekstu artykułu i czytelności zamieszczonych w nim figur.

## LITERATURA

- AWDANKIEWICZ M., 2007 – Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petrogenesis. *Geol. Sudet.*, **39**: 11–97.
- AWDANKIEWICZ M., AWDANKIEWICZ H., KRYZA R., RODIONOV N., 2010 – SHRIMP zircon study of a micromonzodiorite dyke in the Karkonosze Granite, Sudetes (SW Poland): age constraints for late Variscan magmatism in Central Europe. *Geol. Mag.*, **147**: 77–85.
- AWDANKIEWICZ M., KRYZA R., SZCZEPARA N., 2014 – Timing of post-collisional volcanism in the eastern part of the Variscan Belt: constraints from SHRIMP zircon dating of Permian rhyolites in the North-Sudetic Basin (SW Poland). *Geol. Mag.*, **151**, 4: 611–628.
- BADURA J., PÉCSKAY Z., KOSZOWSKA E., WOLSKA A., ZUCHIEWICZ W., PRZYBYLSKI B., 2005 – New age and petrological constraints on Lower Silesian basaltoides, SW Poland. *Acta Geodyn. Geomater.*, **2**, 3: 7–15.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A., SOLECKI A., URBANEK Z., 1990 – Outline of geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **179**, 2–3: 223–257.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A., URBANEK Z., 1987 – Rozwój struktury wschodniej części Gór Kaczawskich na podstawie dotychczasowego rozpoznania stratygrafii, warunków sedymentacji i wulkanizmu. *W: Rozwój struktury wschodniej części Gór Kaczawskich*. Przew. 58. Zjazdu PTG, Wałbrzych: 61–73. Wydaw. AGH, Kraków.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A., URBANEK Z., 1998 – Litologia i geneza zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chełmca (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudet.*, **31**: 33–59.
- BIRKENMAJER-GERINGER Z., 1964 – Dokumentacja geologiczna złoża barytu w Głuszycy na Dolnym Śląsku. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Wrocław.
- BOREK Z., 1981 – Dokumentacja geologiczna złoża barytowo-fluorytowego „Stanisławów” w kat. A, B, C1 i C2. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Wrocław.
- BOREK Z., 1989 – Dokumentacja geologiczna złoża barytowo-fluorytowego „Stanisławów” w kat. A, B, C1 i C2. Arch. PG „Proxima” S.A., Wrocław.
- BOREK Z., 1993 – Dokumentacja geologiczna w kat. A, B, C1, C2 złoża barytu, baryto-fluorytu i fluorytu „Stanisławów” w Stanisławowie, gm. Męcinka, woj. legnickie. Arch. PG „Proxima” S.A., Wrocław.
- CHOROWSKA M., 1978 – Wizeńskie wapienie w metamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **48**, 2: 245–261.
- COLLINS A.S., KRYZA R., ZALASIEWICZ J., 2000 – Macrofabric fingerprints of Late Devonian – Early Carboniferous subduction in the Polish Variscides, the Kaczawa complex, Sudetes. *J. Geol. Soc.*, **157**, 2: 283–288.
- CWOJDZIŃSKI S., KOZDRÓJ W., 2011 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1 : 50 000, ark. Wojcieszów (796). Wydaw. PIG-PIB, Warszawa.
- CYMERMAN Z., 1998 – Uskok śródsudecki a regionalne strefy ścinań podatnych w Sudetach. *Prz. Geol.*, **46**, 7: 609–617.
- CYMERMAN Z., 2002 – Analiza strukturalno-kinematyczna i waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu kaczawskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **175**: 147.
- CYMERMAN Z., CWOJDZIŃSKI S., KOZDRÓJ W., 2011 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1 : 50 000, ark. Jelenia Góra (795). Wydaw. PIG-PIB, Warszawa.
- DEPCIUCH T., LIS J., 1971 – Wiek bezwzględny K-Ar granitoidów masywu Karkonoszy. *Kwart. Geol.*, **15**, 4: 855–861.
- DIOT H., MAZUR S., COUTURIE J.P., 1994 – Magmatic structures in the Karkonosze granite and their relation to tectonic structures in the eastern metamorphic cover. *W: Igneous Activity and Metamorphic Evolution of the Sudetes Area*. 2nd. Conf. of French-Polish Coop. in Geology (red. R. Kryza). Abstracts: 36–39. Uniw. Wrocław, Wrocław.
- DON J., 1984 – Kaledonidy i waryscydy Sudetów Zachodnich. *Prz. Geol.*, **32**, 8–9: 459–468.
- DUDA S., 1971 – Dokumentacja badań geofizycznych, temat: Jeżów Sudecki–Radomierz–Ciechanowice. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Wrocław.
- DUDA S., DRZEWIŃSKI C., 1957 – Sprawozdanie z prac geoelektrycznych metodą indukcyjną i potencjałów własnych, temat: Sudety. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Wrocław.
- DUTHOU J.-L., COUTURIE J.-P., MIERZEJEWSKI M.P., PIN C., 1991 – Age determination of the Karkonosze granite using isochrone Rb-Sr whole rock method. *Prz. Geol.*, **39**, 2: 75–79.
- FRANKE W., ŻELAŻNIEWICZ A., PORĘBSKI S.J., WAJSPRYCH B., 1993 – Saxothuringian zone in Germany and Poland: differences and common features. *Geol. Rdsch.*, **82**, 3: 583–599.
- FURNES H., KRYZA R., MUSZYŃSKI A., PIN C., GARMANN L.B., 1994 – Geochemical evidence for progressive rift-related volcanism in the eastern Variscides. *J. Geol. Soc.*, **151**: 91–109.
- GIERWIELANIEC J., 1956 – Budowa geologiczna północnej okolicy Lubomierza. *Biul. Inst. Geol.*, **106**: 61–118.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1966 – Structural research in the boundary area between the Kaczawa Mts. and the Izera region. *Bull. Acad. Pol. Sc., ser. geol. et geogr.*, **14**, 3: 171–179.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1977 – Budowa geologiczna rowu Wlenia. *Geol. Sudet.*, **12**, 1: 71–100.
- GRUSZCZYK H., PAULO A., SMOLARSKA I., 1970 – Obecny stan wiadomości o budowie złoża barytu w Boguszowie na Dolnym Śląsku. *Pr. Inst. Geol.*, **59**: 69–84.
- HAYDUKIEWICZ A., 1977 – Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w zachodniej części jednostki Jakuszowej i w jednostce Rzeszówka (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudet.*, **12**, 1: 7–68.
- HAYDUKIEWICZ A., 1987a – Sekwencja stratygraficzna w kompleksie kaczawskim. *W: Rozwój struktury wschodniej części*

- Gór Kaczawskich. Przew. 58. Zjazdu PTG, Wałbrzych: 95–102. Wydaw. AGH, Kraków.
- HAYDUKIEWICZ A., 1987b – Melanże Gór Kaczawskich. *W: Rozwój struktury wschodniej części Gór Kaczawskich*. Przew. 58. Zjazdu PTG, Wałbrzych: 106–112. Wydaw. AGH, Kraków.
- HIRSCHMANN G., 1966 – Assyntische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz (unter spezieller Berücksichtigung der geologie des östlichen Görlitzer Schiefergebirges). *Freiberger Forschungshefte*, **C 212**: 1–146.
- JAEGER H., 1964 – *Monograptus hercynicus* in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung. *Geologie*, **13**: 249–273.
- JERZMAŃSKI J., 1956 – Dokumentacja geologiczna złoża barytu w Stanisławowie. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Wrocław.
- JERZMAŃSKI J., 1965 – Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. *Biul. Inst. Geol.*, **185**: 109–193.
- JERZMAŃSKI J., 1967 – Zagadnienie złóż polimetalicznych Gór Kaczawskich. *W: Kaledonidy kaczawskie i ich mineralizacja*. Przew. 40. Zjazdu PTG, Zgorzelec: 45–56. Wydaw. Geol., Warszawa.
- JERZMAŃSKI J., 1970 – Wystąpienia oraz perspektywy poszukiwawcze złóż barytu i fluorytu w rejonie Stanisławów–Leszczyna na Dolnym Śląsku. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Wrocław.
- JERZMAŃSKI J., 1974 – Główne dyslokacje sudeckie i ich znaczenie w metalogenezie regionu dolnośląskiego. *Kwart. Geol.*, **18**, 4: 184–188.
- JERZMAŃSKI J., 1976 – Barite and fluorite mineralization and its position in the metallogenic development of the Lower Silesia area. *W: The Current Metallogenic Problems of Central Europe*: 227–250. Wydaw. Geol., Warsaw.
- JERZMAŃSKI J., 1982 – Mineralizacja barytowa i fluorytowa w rozwoju metalogenicznym Sudetów. *Biul. Inst. Geol.*, **341**: 219–326.
- KENNAN P.S., DZIEDZIC H., LORENC M.W., MIERZEJEWSKI M.P., 1999 – A review of Rb-Sr isotope patterns in the Carboniferous granitoids of the Sudetes in SW Poland. *Geol. Sudet.*, **32**, 1: 49–53.
- KOWALSKI W., 1976 – Geochemia, mineralogia i geneza dolnośląskich złóż i wystąpień barytowych. Cz. I. Wprowadzenie, metody badań, mineralizacja barytowa na obszarze synklinorium śródsudeckiego i Gór Sowich. *Arch. Miner.*, **32**, 2: 5–82.
- KOWALSKI W., 1977 – Geochemia, mineralogia i geneza dolnośląskich złóż i wystąpień barytowych. Cz. II. Mineralizacja barytowa na obszarze Gór Kaczawskich, wyniki badań geochemicznych, uwagi na temat wieku i genezy mineralizacji barytowej w Sudetach. *Arch. Miner.*, **33**, 1: 107–160.
- KOZDRÓJ W., 1995 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, 1 : 25 000, ark. Wojcieszów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOZDRÓJ W., KRENTZ O., OPLETAL M. (red.), 2001 – Comments on the Geological Map Lausitz-Jizera-Karkonosze (without Cenozoic Sediments) 1 : 100 000. *Sächs. Landes. für Umwelt und Geol./Ber. Bod. und Geol., Freiberg; Państw. Inst. Geol., Warszawa; Český geol. ústav, Praha*.
- KRÖNER A., JAECKEL P., HEGNER E., OPLETAL M., 2001 – Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše and Orlice-Sněžník Complex). *Int. J. Earth Sci.*, **90**: 304–324.
- KRYZA R., 1993 – Zasadowe skały metawulkaniczne środkowej części Gór Kaczawskich: studium petrologiczne. *Pr. Geol. Miner.*, **39**: 1–158.
- KRYZA R., 1995 – Pierwotne struktury wulkaniczne i osadowe w wysokociśnieniowym kompleksie metamorficznym Gór Kaczawskich. *Pol. Tow. Miner., Pr. Specj.*, **6**: 102–113.
- KRYZA R., CROWLEY Q.C., LARIONOV A., PIN C., OBERCDZIEDZIC T., MOCHNACKA K., 2012 – Chemical abrasion applied to SHRIMP zircon geochronology: an example from the Variscan Karkonosze Granite (Sudetes, SW Poland). *Gondwana Res.*, **21**: 757–767.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A., 1992 – Pre-Variscan volcanic -sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: outline geology. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **62**: 117–140.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A., 2003 – Kompleks metamorficzny Gór Kaczawskich – fragment waryscyjskiej pryzmy akrecyjnej. *W: Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu* (red. W. Ciężkowski i in.): 95–104. WIND, Wrocław.
- KRYZA R., ZALASIEWICZ J., 2008 – Records of Precambrian Early Palaeozoic volcanic and sedimentary processes in the Central European Variscides: A review of SHRIMP zircon data from the Kaczawa succession (Sudetes, SW Poland). *Tectonophysics*, **461**, 1: 60–71.
- KRYZA R., ZALASIEWICZ J., MERRIMANN R.J., COLLINS A.S., KEMP S.J., 2002 – P-T paths within the Variscan Accretionary prism based on illite crystallinity and b dimensions of micas from metamudrocks of the Kaczawa Mountains, SW Poland. *Geolines*, **14**: 52–54.
- KUSIAK M.A., WILLIAMS I.S., DUNKLEY D.J., KONEČNÝ P., SŁABY E., MARTIN H., 2014 – Monazite to the rescue: U–Th–Pb dating of the intrusive history of the composite Karkonosze pluton, Bohemian Massif. *Chem. Geol.*, **364**: 76–92.
- LEGIERSKI J., 1973 – Model ages and isotopic composition of ore leads of the Bohemian Massif. *Čas. Mineral. Geol. Roč.*, **18**, 1: 1–24.
- LINDNER M., 1960 – Sprawozdanie z przeprowadzonych badań metalometrycznych w SW części Gór Kaczawskich, 1958 (Wleń–Wojcieszów). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Wrocław.
- MACHOWIAK K., 2008 – Petrologia i wiek skał magmowych rejonu Żeleźniaka w Górach Kaczawskich. Wydaw. Politech. Pozn., Poznań.
- MACHOWIAK K., ARMSTRONG R., KRYZA R., MUSZYŃSKI A., 2008 – Late orogenic magmatism in the Central European Variscides: SHRIMP U-Pb zircon age constraints from the Żeleźniak intrusion, Kaczawa Mountains, Sudetes. *Geol. Sudet.*, **40**: 1–18.
- MACHOWIAK K., NIEMCZYK W., 2005 – Skały subwulkaniczne Żeleźniaka w Górach Kaczawskich na tle granitu Karkonoszy. *Prz. Geol.*, **54**, 1: 51–55.
- MACHOWIAK K., WEBER-WELLER A., 2003 – Temperatures of hydrothermal alterations of rocks in the Żeleźniak Hill intrusion (the Kaczawa Mts., Sudetes, SW Poland) – stable isotope analysis and mineral chemistry. *Mineral. Pol.*, **34**: 15–30.

- MANECKI A., 1965 – Studium mineralogiczno-petrograficzne polimetalicznych żył okolicy Wojcieszowa (Dolny Śląsk). *Pr. Miner. Komis. Nauk Miner. PAN*, **2**: 7–65.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T., 2006 – The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 89–118.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., TURNIAK K., AW-DANKIEWICZ M., 2007 – Geology, tectonic evolution and Late Palaeozoic magmatism of Sudetes – an overview. *Arch. Mineral., Monograph*, **1**: 59–87.
- MIERZEJEWSKI M.P., 1973 – Plutonizm karkonoski w aspekcie złożowym. *Biul. Inst. Geol.*, **264**: 299–305.
- MIERZEJEWSKI M.P., 1982 – Intruzja granitoidów Karkonoszy. *W: Stan rozpoznania strukturalnego i kierunki badań Dolnego Śląska* (pr. zbior. pod red. A. Grocholskiego i L. Sawickiego): 161–174. *Inst. Geol., Wrocław*.
- MIERZEJEWSKI M.P., 1994 – The shape preferred orientation of minerals and its relationship to the magnetic fabric in the Karkonosze Mts pluton. *W: Igneous Activity and Metamorphic Evolution of the Sudetes Area*. 2nd. Conf. of French-Polish Coop. in Geology (red. R. Kryza). Abstracts: 76–77. *Uniw. Wrocław, Wrocław*.
- MIERZEJEWSKI M.P., OBERC-DZIEDZIC T., 1990 – The Izera-Karkonosze block and its tectonic development (Sudetes, Poland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **179**, 2–3: 197–222.
- MIERZEJEWSKI M.P., PIN C., DUTHOU J.-L., COUTURIE J.P., 1994 – Sr-Nd isotopic study of the Karkonosze granite (Western Sudetes). *W: Igneous Activity and Metamorphic Evolution of the Sudetes Area*. 2nd. Conf. of French-Polish Coop. in Geology (red. R. Kryza). Abstracts: 82. *Uniw. Wrocław, Wrocław*.
- MIKULSKI S.Z., 1999 – Złoto z Radzimowic w Górach Kaczawskich (Sudety) – nowe dane geochemiczne i mineralogiczne. *Prz. Geol.*, **47**, 11: 999–1005.
- MIKULSKI S.Z., 2007 – The late Variscan gold mineralisation in the Kaczawa Mountains, Western Sudetes. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **22**: 1–162.
- MIKULSKI S.Z., WILLIAMS I.S., 2014 – Zircon U-Pb dating of igneous rocks in the Radzimowice and Wielisław Złotoryjski auriferous polymetallic deposits, Sudetes, SW Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **84**, 3: 213–233.
- MROCZKOWSKA B., 1978 – Występowanie fluoru w wodach sudeckich. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Wrocław*.
- MUSZYŃSKI A., 1994 – Kwaśne skały metawulkanogeniczne środkowej części Gór Kaczawskich. Studium petrologiczne. *UAM, Ser. Geol.*, **15**: 144.
- MUSZYŃSKI A., MACHOWIAK K., KRYZA R., ARMSTRONG R., 2002 – SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Żeleźniak rhyolite intrusion, Sudetes – preliminary results. *Miner. Soc. of Poland – Sp. Papers*, **19**: 156–158.
- NEUHAUS A., 1936 – Über Vorkommen von Kupfererzführende Spateisensteingängen im östlichen Bober-Katzbach-Gebirge (Schlesien). *Chem. d. Erde*, **10**: 247–270.
- OBERC J., 1972 – Sudety i obszary przyległe. *W: Budowa geologiczna Polski, cz. IV, Tektonika* (2). Wydaw. Geol., Warszawa.
- PAULO A., 1972 – Charakterystyka mineralogiczna złoża barytu w Stanisławowie (Dolny Śląsk). *Pr. Miner. Komis. Nauk Miner. PAN*, **29**: 7–67.
- PAULO A., 1973 – Złoże barytu w Stanisławowie na tle metalogenii Gór Kaczawskich. *Pr. Miner. Komis. Nauk Miner. PAN*, **76**: 7–61.
- PAULO A., SALAMON W., 1974 – Przyczynek do znajomości złoża polimetalicznego w Starej Górze. *Kwart. Geol.*, **18**, 2: 266–276.
- PIN C., MIERZEJEWSKI M.P., DUTHOU J.-L., 1987 – Wiek izochronowy Rb/Sr granitu karkonoskiego z kamieniołomu Szklarska Poręba Huta oraz oznaczenie stosunku inicjalnego  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  w tymże granicie. *Prz. Geol.*, **35**: 512–517.
- PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H.H., FAUL H., 1962 – Age of some granitic rocks in Poland. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **26**: 1069–1075.
- SACHS A., 1906 – Die Bodenschätze Schlesiens. Erze, Kohlen, nutzbare Gesteine. Veit & Comp. Leipzig.
- SESTON R., WINCHESTER J.A., PIASECKI M.A.J., CROWLEY Q.G., FLOYD P.A., 2000 – A structural model for the Western-Central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. *J. Geol. Soc., London*, **157**: 1155–1167.
- SOLECKI A., 2011 – Rozwój strukturalny epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej w obszarze synklinorium północnosudeckiego. *W: Mezozoik i kenozoik Dolnego Śląska, LXXXI Zjazd PTG w Żaganianiu* (red. A. Żelaźniewicz i in.): 19–36. *WIND, Wrocław*.
- SROGA C., 1984 – Projekt badań geologicznych dla poszukiwań złóż barytu i fluorytu w rejonie Jeżów Sudecki–Radomierz. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Wrocław*.
- SROGA C., 1988 – Sprawozdanie geologiczne z poszukiwań złóż barytu i fluorytu w rejonie Jeżów Sudecki–Radomierz. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Wrocław*.
- SROGA C., 1989 – Aneks nr 1 do projektu badań geologicznych dla poszukiwań złóż barytu i fluorytu w rejonie Jeżów Sudecki–Radomierz. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Wrocław*.
- SROGA C., 2001 – Pozycja geologiczna złoża barytu w Jeżowie Sudeckim (Góry Kaczawskie). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Wrocław*.
- SROGA C., BOBIŃSKI W., SIEMIĄTKOWSKI J., SZTROMWASSER E., HORBOWY K., GAWLIKOWSKA E., 1994 – Dokumentacja geologiczna złoża barytu z fluorytem „Jeżów Sudecki” w kategorii C2. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Wrocław*.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1993 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, 1 : 25 000, ark. Dziwiszów. *Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- SZAŁAMACHA M., 1970 – Projekt badań geologicznych dla wyjaśnienia perspektyw złożowych żyły barytu oraz wykrycia nowych przejawów mineralizacji barytowo-fluorytowej w rejonie Jeżowa Sudeckiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Wrocław*.
- SZAŁAMACHA M., 1973 – Poszukiwanie złóż barytu i fluorytu w wytypowanych strefach Sudetów Zachodnich. *Rejon Jeżowa Sudeckiego*. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Wrocław*.
- SZAŁAMACHA M., 1976 – O złożowej mineralizacji barytowo-fluorytowej w Jeżowie Sudeckim (Sudety Zachodnie). *Kwart. Geol.*, **20**, 2: 215–237.
- SZAŁAMACHA M., SROGA C., MATERA A., 1984 – Sprawozdanie geologiczne z poszukiwań złóż barytu i fluorytu w re-

- jonie Jeżowa Sudeckiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Wrocław.
- TEISSEYRE H., 1956 – Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna. Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku. *Biul. Inst. Geol.*, **106**: 5–60.
- TEISSEYRE H., 1963 – Siodło Bolków-Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 4: 279–300.
- TEISSEYRE H., 1967 – Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. *W: Przewodnik XL Zjazdu PTG: geologia i surowce mineralne Sudetów Zachodnich* (red. H. Teisseyre). Zgorzelec: 11–45. Wydaw. Geol., Warszawa.
- TRAUBE H., 1888 – Die Minerale Schlesiens. J.U. Kern's Verlag, Breslau.
- URBANEK Z., BARANOWSKI Z., 1986 – Revision on age of the Radzimowice slates from Góry Kaczawskie Mts. (Western Sudetes, Poland) based on conodonts. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **56**: 399–408.
- URBANEK Z., ŻELAŻNIEWICZ A., KEMNITZ H., HERMSDORF N., LINNEMANN U., 1995 – Western Sudetes (Lugicum). Stratigraphy. *W: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe* (red. R.D. Dallmeyer i in.): 315–327. Springer, Berlin.
- WAJSPRYCH B., 1974 – Tektonika jednostki Chełmca (północno-wschodnia część Gór Kaczawskich). *Geol. Sudet.*, **9**, 1: 101–123.
- ZIMMERMANN E., 1937 – Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Hirschberg. Preuss. geol. Landes., Berlin.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 1997 – The Sudetes as a Palaeozoic orogen in Central Europe. *Geol. Magazine*, **134**: 691–702.
- ŻELAŻNIEWICZ A., NOWAK I., ACHRAMOWICZ S., CZAPLIŃSKI W., 2003 – Północna część bloku karkonosko-izerckiego: historia pasywnej krawędzi terranu Saksoturynгии. *W: Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu* (red. W. Ciężkowski i in.): 17–32. WIND, Wrocław.

## SUMMARY

The article presents unpublished results of prospecting works for barite-fluorite mineralization in the Jeżów Sudecki–Dziwiszów area in the southern part of the Kaczawa Mountains (Western Sudetes). From 1969 to 1993, investigation for the Ba-F mineralization and Zn, Pb and Cu sulphides was executed within the metamorphic Kaczawa complex (MKK) and a wide fracture zone north of the Intra-Sudetic fault. As a result, in 1994, a small barite, barite-fluorite and fluorite deposit was documented.

The survey was undertaken on a 13-km long section of the MKK between Jeżów Sudecki and Radomierz. However, interesting mineral concentrations were found only in the area of Szybowisko hill. The Ba-F mineralization is developed fragmentarily along the Jeżów Sudecki fault, recognized over a distance of 3.5 km, running parallel to the Intra-Sudetic Fault. The Jeżów Sudecki fault is cut by a reverse fault, presumably of Alpine age, and disturbed by Cenozoic normal transverse faults.

The significant concentrations of barite and fluorite were identified at a distance of about 600 m along the strike of the Jeżów Sudecki fault and down to a depth of about 500 m along the dip. Two (or three) bifurcating veins were found, which locally take the form of lenses and nests. Three separate veins were identified for resource calculations: main, lower and upper. Of the 26 boreholes drilled in the area to recognize the deposit, 14 were positive. The main vein can be followed in 12 of them, the lower one in nine boreholes, and the upper one in four. The total content of  $\text{BaSO}_4 + \text{CaF}_2$  ranges from 10.08 to 98.20%. The average content of the main components is:  $\text{BaSO}_4$  – 63.18%,  $\text{CaF}_2$  – 8.60%, and the sum of  $\text{BaSO}_4$  and  $\text{CaF}_2$  – 71.75%.

The area of the Jeżów Sudecki deposit is located on the borderline of two large structural units of the Western Su-

detes: the Kaczawa Unit and the Karkonosze-Izera Block, separated by the Intra-Sudetic Fault. Kaczawa Unit is dominated by greenstones and greenschists as well as quartz-albite schists and paleorhyolites, with minor quartz-sericite, sericite and sericite-chlorite shales (locally with graphite). The younger rocks found in the boreholes: lamprophyres, rhyolites and basalts, cut the metamorphic Kaczawa complex (MKK). The Karkonosze-Izera Block is represented by granites of the Karkonosze massif. From the north, the rocks of the MKK are covered by Upper Cretaceous marls and marly limestones forming the Wleń Graben.

The Ba-F mineralization in the Szybowisko area is related to the Jeżów Sudecki fault, whose development was synchronous with the Intra-Sudetic Fault zone. These oldest, Variscan faults have south-facing dip planes. The younger, Alpine (?) faults, dividing the Ba-F deposit into minor blocks, are north-dipping inverse faults or transverse normal faults.

Barite and barite-fluorite veins cross-cut Upper Carboniferous rhyolites and change them hydrothermally. The Ba-F mineralization was produced in several stages and developed five mineral parageneses: (1) quartz-red barite; (2) quartz-pink barite-fluorite-chalcopryrite I (with tetrahedrite, sphalerite and galena); (3) quartz-pink barite-fluorite-chalcopryrite II (with tetrahedrite and sphalerite)-sphalerite I-galena II, (4) barite-fluorite-sphalerite II (with chalcopryrite)-pyrite I; (5) barite-fluorite-quartz-pyrite II (marcasite)-carbonates (calcite, dolomite).

The age of the Ba-F mineralization has not been definitively established. The direct source of the mineralization with Zn-Pb-Cu-Fe sulphides was probably the late-Variscan hydrothermal activity. That followed the rhyolite intrusion genetically linked to the late-orogenic, Variscan Karkonosze granite.