

Minerały kruszcowe a warunki powstania i serpentynizacji polskich masywów skał ultramaficznych

Katarzyna Delura*

Skały ultramaficzne pojawiają się na obszarze Polski w bezpośrednim otoczeniu bloku Gór Sowich. Budują tu one szereg izolowanych masywów, z których największymi są: zlokalizowany na północy masyw Gogołów–Jordanów i dużo mniejszy, ale o bardzo zbliżonej budowie geologicznej, masyw Braszowice–Brzeźnica. Obie te struktury są uznawane we współczesnej literaturze geologicznej za fragmenty skorupy oceanicznej nasuniętej na krę Górnicy w środkowym paleozoiku (Jamrozik, 1995). Traktuje się je jako rozczłonkowane fragmenty asocjacji ofiolitowej lecz nie występują w nich wszystkie człony opisane przez Colemana (1977). Oba masywy są zbudowane w przeważającej części ze zserpentynizowanych w różnym stopniu skał ultramaficznych, dla których wyjściowe były przede wszystkim harzburgity, dunity i lherzolity. W sekwencji ofiolitowej odpowiadają one członowi tektonitów płaszczu.

Zserpentynizowane skały ultramaficzne obu masywów interesujące są przede wszystkim ze względu na występującą w nich bogatą i zróżnicowaną mineralizację kruszczową. Zawarte w nich kruszce krystalizowały zarówno w momencie powstawania skał, jak i w czasie ich serpentynizacji oraz przemian metamorficznych. Dane uzyskane na temat składu chemicznego minerałów kruszczowych, rodzaju ich paragenez oraz obserwacja tekstur tworzonych przez minerały kruszczowe i płonne, pozwalają na dość dokładny opis historii geologicznej obu masywów.

W skałach obu masywów występują trzy główne, nieco różniące się między sobą, grupy kruszczów: tlenki (magnetyt, spinel chromowy, ilmenit, hematyt), siarczki Fe i Ni-Fe (związane z serpentynizacją) oraz metale rodzime (awarunit, miedź rodzima, żelazo rodzime) w masywie Braszowice–Brzeźnica i arsenki (nikielin, maucheryt, gersdorfit, arsenopiryty) w masywie Gogołów–Jordanów.

Minerałami pierwotnymi są w tym zespole jedynie: spinel chromowy, pirotyn (relikty w obrębie ziaren spineli chromowych) i być może część izolowanych ziaren pentlandytu. Spinele chromowe są zwykle rozproszone w skałach, ale również w pewnych strefach koncentrują się, tworząc chromityty — podstawową rudę chromu. Tekstury ich są typowe dla chromitytów podiformowych. Skład chemiczny spineli chromowych z obu masywów lokalizuje je na wykresach Dicka i Bullena (1984) w polu typowym dla spineli z ofiolitów, które krystalizowały w rejonie grzbietu oceanicznego lub strefie przejściowej do łuku wysp.

Wśród minerałów wtórnych dominuje magnetyt i siarczki Ni-Fe, o zawartości Fe nierzadko przekraczającej 7% at. (masyw Braszowice–Brzeźnica). Może to wskazywać na temperatury krystalizacji powyżej 400°C (Misra & Fleet, 1973). W masywie Gogołów–Jordanów zawartości Fe w siarczках są nieco niższe. Dodatkowo w siarczках tego ostatniego masywu stosunek S:Ni-Fe jest nieco wyższy niż w masywie Braszowice–Brzeźnica. Związane jest

to zapewne z metasomatozą CO₂, której działanie miało również wpływ na krystalizację arsenków Ni-Fe. Takich arsenków nie obserwuje się w Braszowicach, gdzie natomiast obok siarczków Ni-Fe występują metale rodzime, a podwyższona zawartość Fe w awarucie i obecność godlewskitu świadczy o temperaturach ich krystalizacji rzędu 400°C. Działanie temperatur o wartościach przekraczających zakres facji zieleńcowej w tym masywie potwierdzają też: obecność zróżnicowanych tekstur wskazujących na deserpentinizację (np żyłek oliwinowych), wtórnych oliwinów (więcej Fe w porównaniu z oliwinami pierwotnymi) i paragenezy awaruit–magnetyt (+oliwin, +antygoryt).

Podsumowując, można stwierdzić, że historia geologiczna obu masywów była w swoich początkach zbliżona: oba powstawały w pobliżu łuku wysp (co potwierdza skład spineli chromowych), gdzie też rozpoczęła się ich serpentinizacja, która między innymi znalazła odbicie w krystalizacji magnetytu i siarczków Ni-Fe. Kiedy skały znalazły się w rejonie strefy subdukcji, tworzyły się późniejsze generacje siarczków Ni-Fe o podwyższonej zawartości Fe i godlewskit. W dalszym etapie (po umiejscowieniu ofiolitu?) skały masywu Gogołów–Jordanów uległy metasoma-

tozie CO₂ (powstanie arsenków i wysoki stosunek S:Ni-Fe w siarczkach) i miejscami rekrystalizacji (pojawia się antygoryt), a skały z Braszowic początkowo również uległy rekrystalizacji, a następnie znalazły się w warunkach facji amfibolitowej co zaowocowało deserpentinizacją ich części. Dane na temat kruszców w obu masywach, które pozwalają zrekonstruować ścieżkę przemian skał, zgodne są z wynikami otrzymanymi dla minerałów płonych (Dubieńska & Gunia, 1997).

Literatura

- COLEMAN A. 1977 — Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere? Springer Verlag, Berlin.
- DICK H.J.B. & BULLEN T. 1984 — Chromian spinel as a petrogenic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 54–76.
- DUBIŃSKA E. & GUNIA P. 1997 — The Sudetic ophiolite: current view on its geodynamic model. *Geol. Quart.*, 41: 1–20.
- JAMROZIK L. 1995 — Geologia ofiolitów z obrzeżenia bloku sowiogórskiego. *Przew. 66 Zj. PTG. Roczn. Pol. Tow. Geol.*, wyd. spec. 50 lat polskich badań geologicznych na Dolnym Śląsku. Wrocław 1995: 193–200.
- MISRA K.C. & FLEET M.E. 1973 — The Chemical Compositions of Synthetic and Natural Pentlandite Assemblages. *Econ. Geol.*, 68: 518–530.