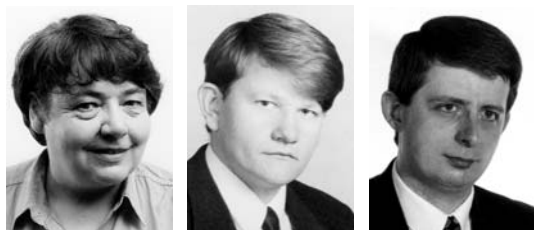


Oliwiny ze skał ultramaficznych masywu Jordanów–Gogołów (ofiolit sudecki) — zapis zróżnicowanych procesów geologicznych

Elżbieta Dubińska¹, Krzysztof Nejbert¹, Paweł Bylina²



E. Dubińska

K. Nejbert

P. Bylina

Olivines from ultramafic rocks of Jordanów-Gogołów Serpentine Massif (Sudetic ophiolite) — a complex interplay of petrogenetic processes. Prz. Geol., 58: 506–515.

A b s t r a c t. Olivines occurring in the Jordanów-Gogołów Serpentine Massif (JGSM) in the Polish Sudetes were formed during complex series of geological events and processes: growth in the upper mantle; crystallization of ultramafic cumulates at a mid-ocean ridge; ultra-high pressure (UHP) and high pressure metamorphism in a subduction zone; and contact metamorphism related to intrusion of boninitic and/or granitic magmas into the JGSM. The presence of olivine with pseudocleavage and intergrowths of ferrichromite and of pseudospinifex olivine indicates very fast transport from

UHP conditions (from depths ca. 410 km) to the surface, similar to the model proposed by Brueckner & van Roermund (2004). The range of metamorphic conditions (from UHP to zeolite facies) recorded by JGSM olivines and also by associated serpentinites indicates that the JGSM is a fragment of an accretionary prism.

Keywords: Sudetic ophiolite, origin of olivines, UHP metamorphism, accretionary prism

Masyw serpentynitowy Jordanów–Gogołów (JGSM) jest największym masywem ultrazasadowym ofiolitu sudeckiego (ryc. 1). JGSM jest zbudowany głównie z zserpentynizowanych tektonitów płaszczowych oraz z kumulatów ultramaficznych, które występują tylko w rejonie przełęczy Tapadła (ryc. 2) Masyw ten stanowi fragment silnie rozczłonkowanej sekwencji ofiolitowej (np. Majerowicz, 1979; Narębski i in., 1982; Majerowicz & Pin, 1989, 1994; Dubińska & Gunia, 1997). Skały całkowicie zserpentynizowane są bardzo pospolite na obszarze tego masywu, natomiast skały zawierające oliwin i pirokseny występują rzadko i są rozmieszczone nierównomiernie (ryc. 2). Różne odmiany serpentynitów od pseudomorficznych, często przerośniętych antygorytem i rozetkami lizardytu, do niepseudomorficznych (zgodnie z systematyką Wicksa & Whittakera, 1977) są przypadkowo rozmieszczone w skali całego JGSM oraz w skali pojedynczych odsłoneń.

W niniejszej pracy autorzy prezentują nowe dane dotyczące składu chemicznego i odmian morfologicznych różnych rodzajów oliwinów występujących na obszarze JGSM (Dubińska i in., 2005a, b) oraz prezentują możliwości wykorzystania oliwinów do odtworzenia ewolucji geotektonicznej tego masywu.

Budowa geologiczna

Masyw serpentynitowy Jordanów–Gogołów jest położony na północ od bloku Gór Sowich, który jest zbudowany głównie z gnejsów (ryc. 1). Masyw ten jest miejscem największego wystąpienia skał ultrazasadowych, stanowiących część ofiolitu sudeckiego (Majerowicz, 1979; Narębski i in., 1982; Majerowicz & Pin, 1989, 1994; Dubińska & Gunia, 1997). JGSM, jak już wspomniano, jest

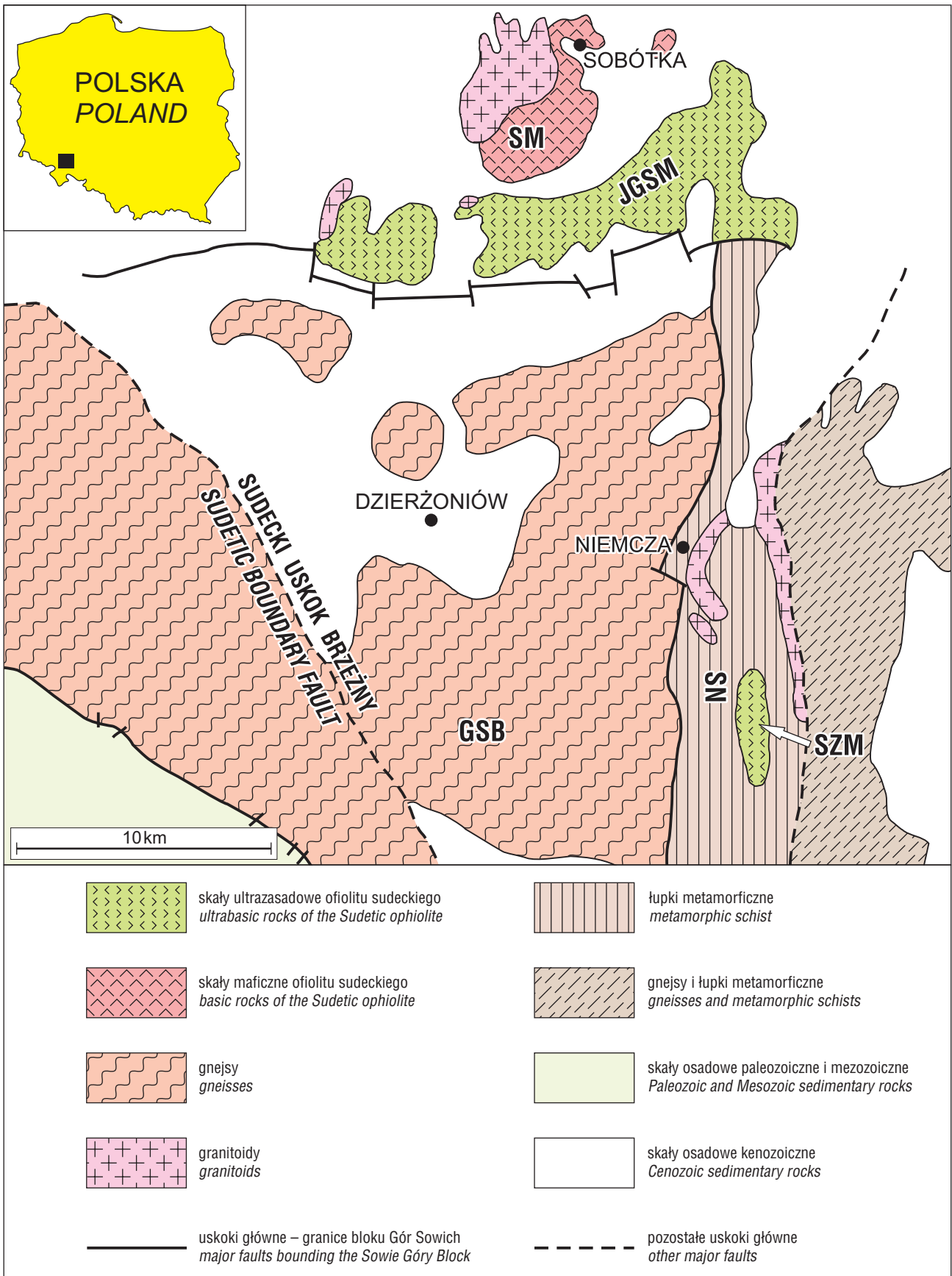
zbudowany głównie z zserpentynizowanych skał płaszczowych, rzadko występują kumulaty ultramaficzne i rodingity (Dubińska, 1995, 1997). Na północ od masywu JGSM spotykane są kumulaty maficzne, bazalty i dajki pakietowe, również stanowiące część ofiolitu sudeckiego (Majerowicz & Pin, 1994). Wymienione rodzaje skał są w znacznym stopniu zmetamorfizowane w warunkach facji zieleńcowej i amfibolitowej (Białowolska, 1973; Majerowicz, 1994). Ze skałami tymi współwystępują głębokomorskie skały osadowe, genetycznie związane z ofiolitem sudeckim (Majerowicz, 1979, 1981). Od północnego-zachodu JGSM graniczy z masywem granitoidowym Strzegom–Sobótka; niewielkie dajki skał kwaśnych związanych genetycznie z tym masywem penetrują do skał ultrazasadowych JGSM (Sachanbiński, 1984; Dubińska i in., 1995). Wiek ofiolitu, określony na podstawie badań cyrkonów o różnej genezie, mieści się w przedziale od 420 +20/–2 do 400 +4/–3 mln lat (Oliver i in., 1993; Dubińska i in., 2004). Wyniki badań paleontologicznych głębokomorskich skał osadowych (Majerowicz, 1979, 1981) oraz zlepieńców, w których występują otoczaki pochodzące ze skał ofiolitu sudeckiego (Łapot, 1986), są zgodne ze wspomnianymi wyżej wynikami badań geochronologicznych.

Petrologia skał ultrazasadowych JGSM

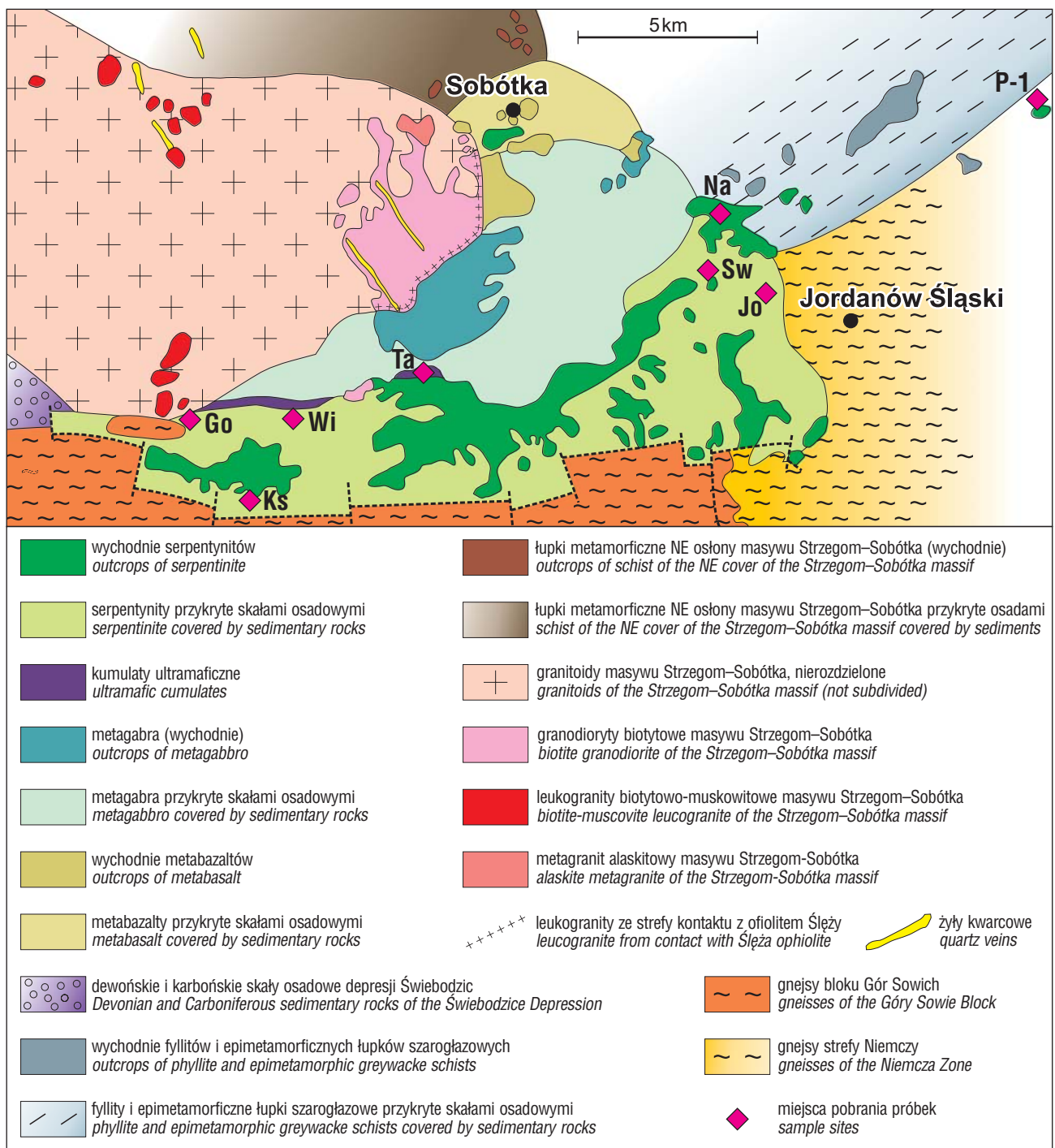
Masyw Jordanów–Gogołów zbudowany jest głównie z serpentynitów, które powstały kosztem skał płaszczowych (ryc. 3). Na obszarze tego masywu znaleziono różne odmiany teksturalne serpentynitów: serpentynity pseudomorficzne (pseudomorfozy po oliwinach — tekstury klepsydrowe i po piroksenach — bastyty), serpentynity lizardytowo-chryzotylowe o budowie niepseudomorficznej, serpentynity antygorytowe o budowie niepseudomorficznej, azbesty chryzotylowe i serpentynity zbudowane z rozetek lizardytu (Dubińska & Gunia, 1997). Tekstury i skład mineralny serpentynitów zostały opracowane na podstawie badań mikroskopowych zgodnie z klasyfikacją Wicksa i Whittakera (1977) oraz

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; dubinska@uw.edu.pl, knejbert@uw.edu.pl

²Instytut Ceramiki i Materiałów Budowlanych, ul. Postępu 9, 02-676 Warszawa; p.bylina@icimb.pl



Ryc. 1. Mapa geologiczna omawianego obszaru (wg Kądziałko-Hofmokr i in., 2006, zmodyfikowana); GSB — blok Gór Sowich, JGSM — masyw serpentynitowy Jordanów–Gogołów, SM — masyw Ślęzy, SN — strefa Niemczy, SZM — masyw Szklar
Fig. 1. Geological map of the studied area (modified from Kądziałko-Hofmokr et al., 2006, modified); GSB — Góry Sowie Block, JGSM — Jordanów–Gogołów Serpentine Massif, SM — Ślęza Massif, SN — Niemcza Shear Zone, SZM — Szklary Massif



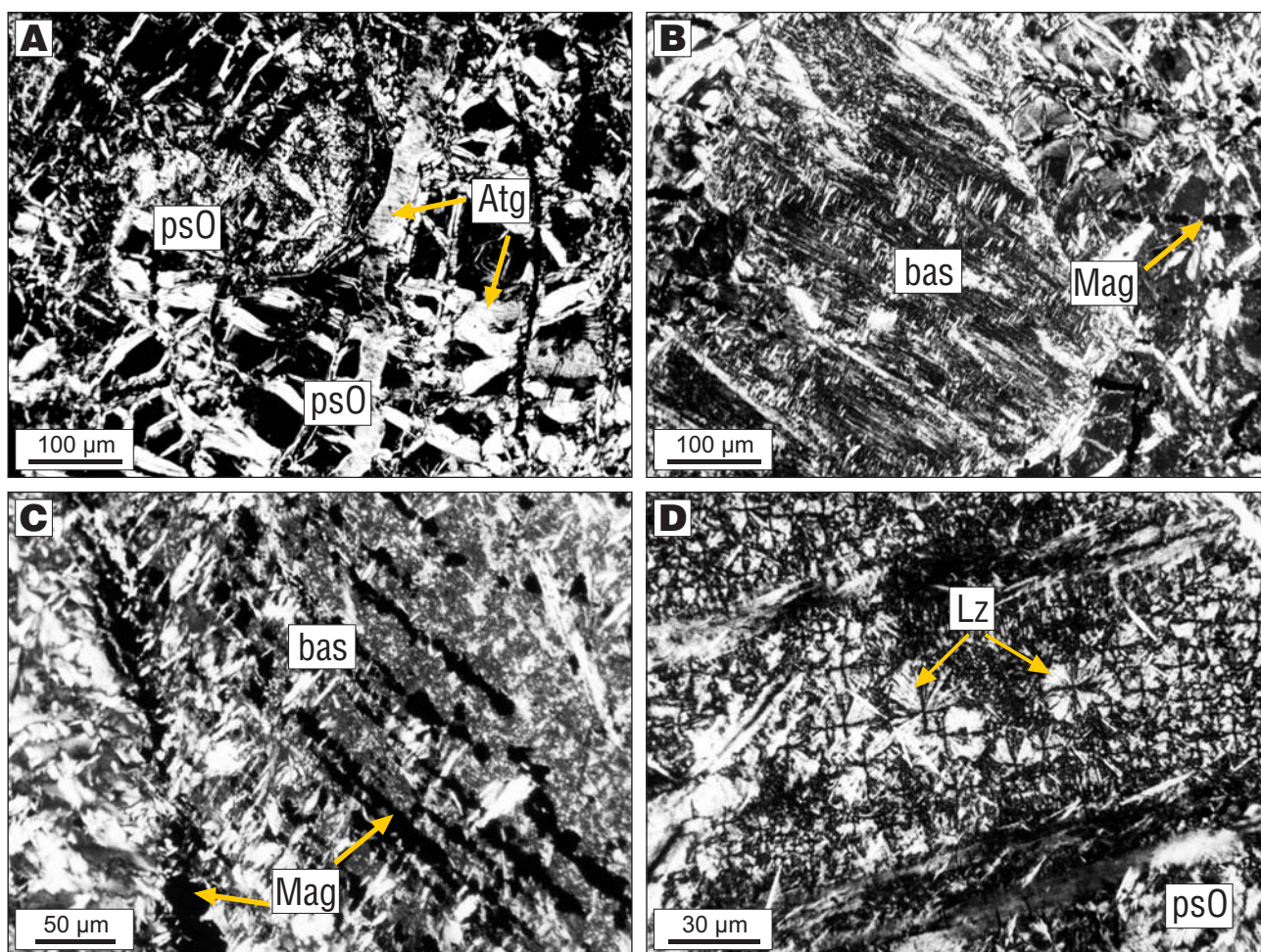
Ryc. 2. Uproszczona mapa geologiczna masywu serpentynitowego Jordanów–Gogołów (wg Majerowicza, 1979, 1994); Go — Gogołów (nieczynny kamieniołom), Jo — Jordanów (nieczynny kamieniołom), Ks — Książnica (nieczynny kamieniołom), Na — Nasławice (czynny kamieniołom), P-1 — Przeclawice 1 (próbk z wiercenia), Sw — Świątniki (nieczynny kamieniołom), Ta — Tapadła (nieczynny kamieniołom), Wi — Wiry (podziemna kopalnia magnezytu)

Fig. 2. Simplified geological sketch of the Jordanów-Gogołów Serpentine Massif (after Majerowicz, 1979, 1994); Go — Gogołów (abandoned quarry); Jo — Jordanów (abandoned quarry), Ks — Książnica (abandoned quarry); Na — Nasławice (working quarry); P-1 — Przeclawice 1 (borehole); Sw — Świątniki (abandoned quarry); Ta — Tapadła (abandoned quarry); Wi — Wiry (underground magnesite mine)

Wicksa i O’Hanleya (1988), a także wyników badań rentgenodyfrakcyjnych.

Serpentynity pseudomorficzne mogą być wykorzystane do rozpoznania rodzaju protolitu (Wicks & Whittaker, 1977). Proces serpentynizacji perydotytów zwykle prowadzi do stopniowego zastępowania minerałów pierwotnych przez serpentyny (ryc. 4); uwalnianie żelaza w trakcie tego procesu prowadzi do powstania wtórnego magnezytu wzbogaconego w chrom. Roz-

mieszczenie wtórnego magnezytu pozwala odtworzyć budowę pierwotnego perydotytu (ryc. 3C, 4). Wzrost ciśnienia i temperatury powoduje rekrytalizację serpentynitów pseudomorficznych w serpentynity zawierające antygoryt. Rozwój antygorytu w warunkach niskich ciśnień (< 2 kbar) zachodzi już w temperaturze około 250°C (np. Berman i in., 1986; Melini i in., 1987). Postęp tego procesu może prowadzić do całkowitego zatarcia tekstur pseudomorficznych.



Ryc. 3. Serpentytyny o budowie pseudomorficznej z masywu Jordanów–Gogołów. Zdjęcia z mikroskopu optycznego, nikole skrzyżowane; **A** — serpentynit o teksturze pseudomorficznej powstały kosztem perydotytu płaszczowego, przerośnięty późniejszym antygorytem, próbka Na28; **B** — serpentynit o teksturze pseudomorficznej powstały kosztem perydotytu płaszczowego, w centralnej części zdjęcia pseudomorfoza bastytowa po piroksenie, skała przerośnięta blaszkami późniejszego antygorytu, próbka Na28; **C** — serpentynit o budowie pseudomorficznej powstały kosztem perydotytu płaszczowego, przerośnięty późniejszym antygorytem, bastyt (pseudomorfoza po piroksenie) zawiera skupienia magnetytu rozmieszczone zgodnie z łupliwością pierwotnego piroksenu, próbka nr Jo24; **D** — serpentynit zawierający rozetkowe skupienia lizardytu, w prawej dolnej części zdjęcia widoczne pseudomorfozy serpentynowe po oliwinie, próbka Na22; Atg — antygoryt, Lz — lizardyt, Mag — magnetyt, bas — bastyt, psO — pseudomorfoza po oliwinie. Lokalizację miejsc pobrania próbek przedstawiono na rycinie 2

Fig. 3. Pseudomorphic serpentinites from the Jordanów–Gogołów massif. Photomicrographs, transmitted light, crossed polars; **A** — pseudomorphic serpentinite after mantle peridotite, intergrowths of late antigorite; sample Na28; **B** — pseudomorphic serpentinite after mantle peridotite; bastite pseudomorphs formed from pyroxene (central part of the photograph); the rock is rich in intergrowths of late antigorite; sample Na28; **C** — pseudomorphic serpentinite after mantle peridotite, intergrowths of late antigorite; magnetite grains are situated along cleavage of primary pyroxene; sample Jo24; **D** — serpentinite containing rosette-shaped lizardite aggregates; serpentine pseudomorphs after olivine at lower left corner of the photograph; sample Na22; Atg — antigorite, Lz — lizardite, Mag — magnetite, bas — bastite, psO — pseudomorphs after olivine. For details of sample locations see Figure 2

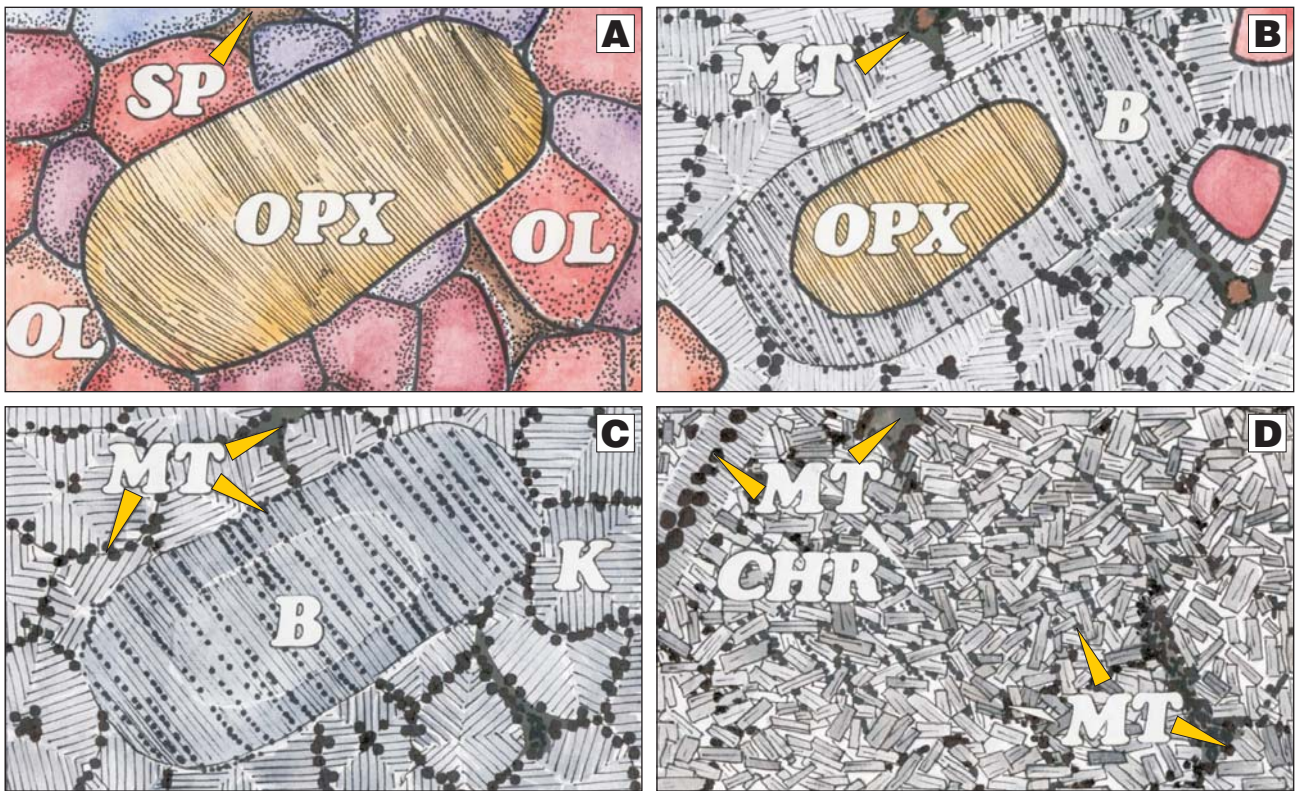
Skały niezserpentyzowane na obszarze JGSM występują bardzo rzadko, czasem w badanych próbkach obserwuje się relikty pierwotnych minerałów: oliwinów, piroksenów jednoskośnych i rombów oraz spineli chromowych.

Oliwiny

Oliwiny w skałach JGSM są spotykane bardzo rzadko. Występowanie dobrze zachowanych oliwinów stwierdzono jedynie w 10 spośród 500 próbek skał ultrazasadowych pobranych z tego obszaru. Na podstawie wykształcenia oraz składu chemicznego wyróżniono 6 odmian oliwinów określonych jako: reliktywne oliwiny płaszczowe (OL-1);

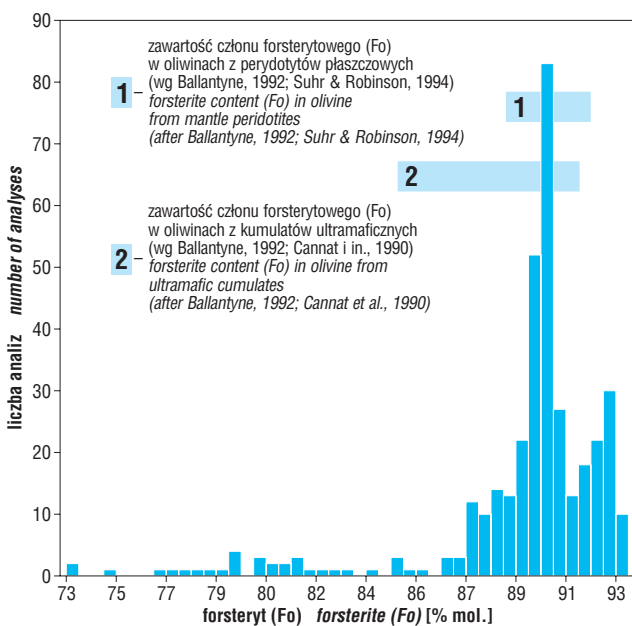
oliwiny z kumulatów ultramaficznych (OL-2); oliwiny o pokroju typu pseudospinifex (OL-3); oliwiny z pseudolupliwością i regularnie rozmieszczonymi przerostami spineli chromowych (OL-4); oliwiny z wrostkami spineli o nieregularnym kształcie (OL-5) i bogate w żelazo oliwiny o budowie strefowej (OL-6). Oliwiny z JGSM mają bardzo zróżnicowany skład chemiczny; zawartość członu forsterytowego waha się w przedziale 73–95% mol. (ryc. 5), także koncentracje pierwiastków podrzędnych (np. Ni) wykazują dużą zmienność (ryc. 6).

Reliktowe oliwiny płaszczowe (OL-1). Oliwiny ze skał płaszczowych (OL-1) występują jako relikty w serpentynitach pseudomorficznych (ryc. 7). Oliwiny te cha-



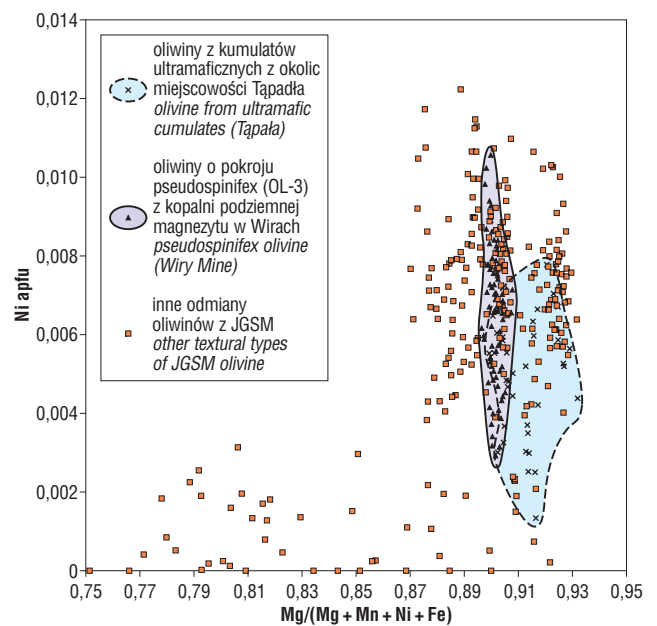
Ryc. 4. Schemat przedstawiający powstawanie tekstur pseudomorficznych w serpentynie; **A** — perydotyt płaszczowy, **B** — perydotyt częściowo zserpentyzowany, z relikami minerałów pierwotnych, **C** — całkowicie zserpentyzowany perydotyt o budowie pseudomorficznej, **D** — serpentynit o budowie pseudomorficznej przerośnięty późniejszym antygorytem (listewki) i pocięty żyłkami chryzotyłu z magnetytem; CHR — chryzotyl, MT — magnetyt, OL — oliwin, OPX — piroksen rombowy, SP — spinel, B — bastyt (pseudomorfoza lizardytowa po piroksenie), K — klepsydra (pseudomorfoza lizardytowa po oliwinie)

Fig. 4. Cartoon showing origin of pseudomorphic textures in serpentinite; **A** — mantle peridotite, **B** — partly serpentinized mantle peridotite containing relics of primary olivine and pyroxene, **C** — completely serpentinized mantle peridotite showing typical pseudomorphic texture, **D** — pseudomorphic serpentinite comprising intergrowths of late antigorite slates, and with magnetite-chrysotile veinlets; CHR — chrysotile, MT — magnetite, OL — olivine, OPX — orthopyroxene, SP — spinel, B — bastite, K — hourglass texture (lizardite after olivine)



Ryc. 5. Histogram zawartości członu forsterytowego w oliwinach z JGSM

Fig. 5. Histogram showing the range of forsterite content in olivine from JGSM



Ryc. 6. Zależność pomiędzy liczbą magnezową $Mg/(Mg+Fe+Ni+Mn)$ a zawartością Ni (apfu) w oliwinach z JGSM; apfu – liczba atomów na jednostkę wzoru krystalochemicznego

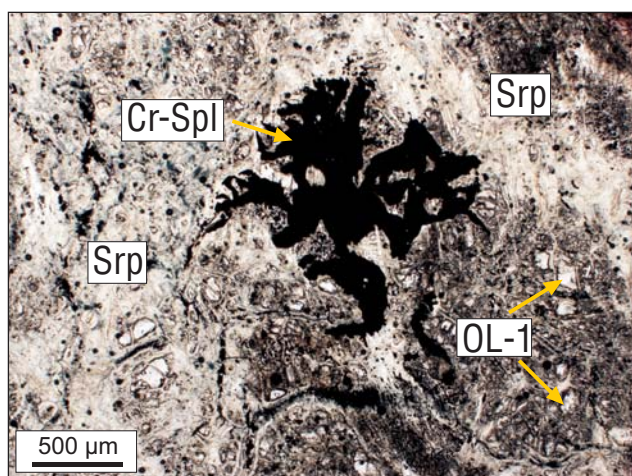
Fig. 6. $Mg/(Mg+Fe+Ni+Mn)$ versus Ni (apfu) in olivines from JGSM; apfu – atoms per formula unit

rakteryzują się wysoką zawartością członu forsterytowego (87–92% mol.), koncentracja NiO w tej grupie oliwinów osiąga 0,58% wag. Skały z oliwinami OL-1 zwykle zawierają ziarna pierwotnych spineli chromowych (o składzie pikotyту), czasem spinely te mają pokrój zbliżony do liści ostrokrzewu (ryc. 7).

Oliwiny z kumulatów ultramaficznych (OL-2). Występowanie oliwinów typowych dla kumulatów ultramaficznych stwierdzono w próbkach pobranych w okolicy przełęczy Tapadła (ryc. 2). Ta odmiana oliwinów charakteryzuje się pokrojem zbliżonym do automorficznego (ryc. 8). Kryształy oliwinu są otoczone drobnymi ziarnami spineli chromowych (ryc. 8). Zawartość członu forsterytowego w tym typie oliwinów jest zbliżona do zawartości tego członu w oliwinach płaszczowych (OL-1); zmienia się w wąskim przedziale od 90 do 93% mol. (ryc. 5). Oliwiny (OL-2) zawierają poniżej 0,34% wag. MnO, zaś zawartość Ni nie przekracza 0,009 apfu.

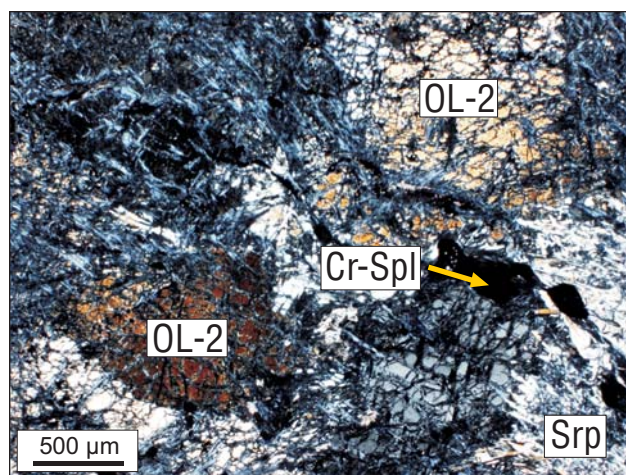
Oliwiny o pokroju typu pseudospinifex (OL-3) znaleziono w próbkach skał ultrazasadowych pobranych w kopalni Wiry (ryc. 2). Oliwiny te wykształcone są w formie słupków (ryc. 9) o długości dochodzącej do 1 cm i o szerokości nie przekraczającej 0,5 cm. W skałach zawierających oliwiny typu pseudospinifex występują także amfibole jednoskośne, talk, kalcyt i minerały z grupy serpentynu (ryc. 9). Liczba magnezowa OL-3 waha się w przedziale 89–91% mol., natomiast zawartość niklu jest bardzo zróżnicowana i zmienia się od 0,002 do 0,011 apfu (ryc. 6).

Oliwiny z pseudołupliwością zawierające regularnie rozmieszczone wrostki spineli chromowych (OL-4) znaleziono w próbkach skał ultrazasadowych pobranych z odsłonięcia w Gogołowie, Książnicy i w Świątnikach (ryc. 2). Ta odmiana oliwinów charakteryzuje się dobrze



Ryc. 7. Serpentynit o budowie pseudomorficznej z relikami oliwinu płaszczowego (OL-1); w centralnej części zdjęcia ziarno spinelu chromowego; próbka nr P1-261C, zdjęcie mikroskopowe, światło przechodzące, 1 nikol; Cr-Spl — spinel chromowy, OL-1 oliwin z perydotytu płaszczowego, Srp — serpentyn. Lokalizację miejsc pobrania próbek przedstawiono na rycinie 2

Fig. 7. Pseudomorphic serpentinite containing relics of mantle olivine (OL-1); chromian spinel occurs at the central part of the photograph; sample P1-261C, photomicrograph, transmitted light, one polar; Cr-Spl — chromian spinel, OL-1 mantle olivine, Srp — serpentine. For details of sample locations see Figure 2



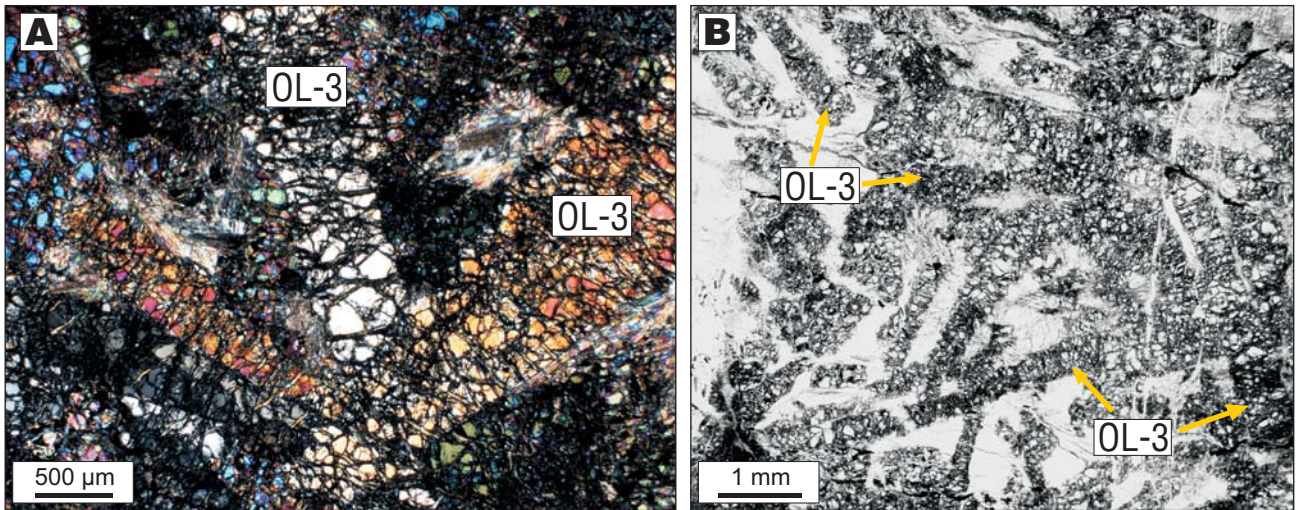
Ryc. 8. Kumulat ultramaficzny zbudowany z oliwinów magmowych typu OL-2; owalne ziarna spineli chromowych występują wzdłuż granic międzyziarnowych oliwinu; próbka nr Ta-20, zdjęcie mikroskopowe, światło przechodzące, nikole skrzyżowane; Cr-Spl — spinel chromowy, OL-2 oliwin z kumulatu ultramaficznego, Srp — serpentyn. Lokalizację miejsc pobrania próbek przedstawiono na rycinie 2

Fig. 8. Ultramafic cumulate rich in olivine (OL-2 type); oval grains of chromian spinel situated in between olivine grains; sample Ta-20, photomicrograph, transmitted light, crossed polars; Cr-Spl — chromian spinel, OL-2 mantle olivine, Srp — serpentine. For details of sample locations see Figure 2

rozwinętą pseudołupliwością (ryc. 10A, B) oraz gęsto rozmieszczonymi automorficznymi ziarnami spinelu chromowego (ryc. 10C). Wymiary ziaren spinelu waha się w przedziale od 1 do 60 μm (ryc. 10C). Czasem wokół OL-4 obserwowano skupienia symplektytowego ferrichromitu podobne do spinelu chromowego powstającego w członu pyropowy (Morishita & Arai, 2003). Oliwiny z pseudołupliwością zawierają od 88 do 92% mol. członu forsterytowego i od 0,01 do 0,48% wag. NiO, natomiast skład spineli chromowych jest zbliżony do ferrichromitu.

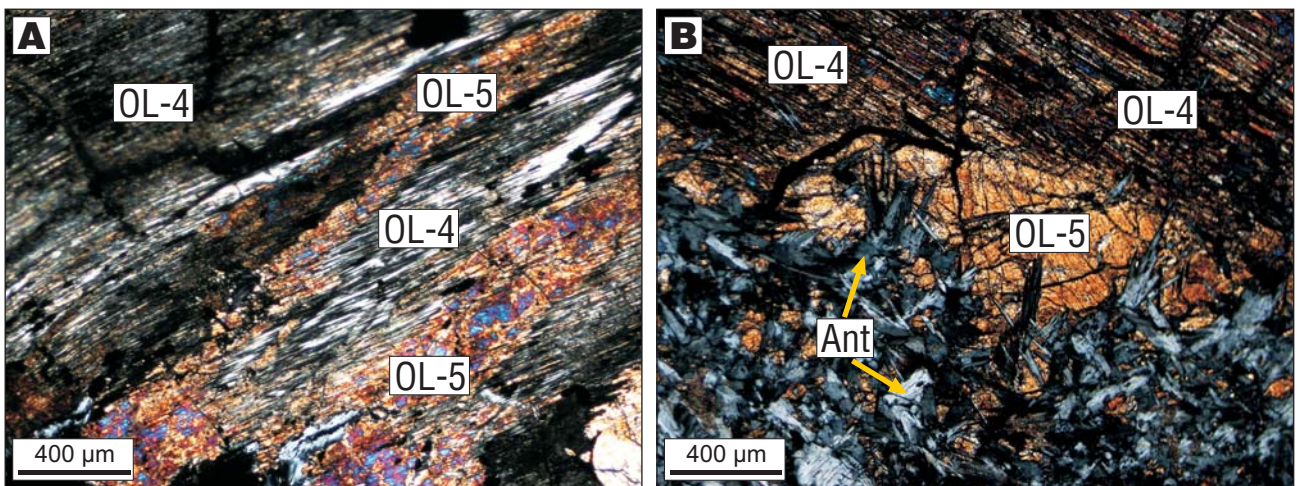
Oliwiny z wrostkami spineli o nieregularnym kształcie (OL-5) są obecne w próbkach, w których udokumentowano obecność oliwinów z pseudołupliwością. OL-5 występują w formie obwódek wokół oliwinów z pseudołupliwością (ryc. 10A, B). Szerokość stref zbudowanych z OL-5 nie przekracza 1,5 mm. W oliwinach tych nie występuje pseudołupliwość. Ich skład rodzaju jest zbliżony do składu oliwinów OL-4, liczba magnezowa zmienia się w przedziale 0,76–0,93; zawartość NiO nie przekracza 0,5% wag.

Oliwiny niejednorodne (strefowe) zawierające strefy bogate w Fe i strefy bogate w Mg (OL-6). Oliwiny strefowe (OL-6) występują w próbkach skał ultrazasadowych pobranych z odsłonięcia w Świątnikach (ryc. 2). Ziarna OL-6 odznaczają się czytelną budową strefową (ryc. 11). Środkowe części ziaren mają skład oliwinów płaszczowych (OL-1). Wokół nich rozwinięte są strefy oliwinu wzbogacone w Fe (jasne strefy na obrazach BSE). Strefy bogate w Fe otoczone są strefą oliwinu (ryc. 11) o mniejszej zawartości członu forsterytowego niż w OL-1. Zawartość członu forsterytowego oliwinów OL-6 bogatych w Fe waha się w przedziale 80–85% mol., natomiast zawartość członu forsterytowego w strefach oliwinów



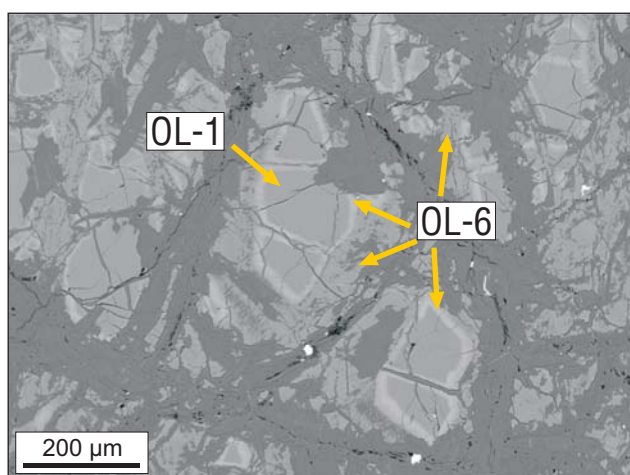
Ryc. 9. Oliwiny o pokroju pseudospinifex; **A** — agregat oliwinów o pokroju pseudospinifex występujący w drobnoziarnistej masie kryształów talku i amfibolu; próbka nr Wi-51A, zdjęcie mikroskopowe, światło przechodzące, nikole skrzyżowane; **B** — tekstura skały zbudowanej z oliwinów o pokroju pseudospinifex (OL-3); próbka nr Wi-51B, zdjęcie mikroskopowe, światło przechodzące, 1 nikol; OL-3 — oliwin o pokroju pseudospinifex. Lokalizację miejsc pobrania próbek przedstawiono na rycinie 2

Fig. 9. Pseudospinifex olivine; **A** — olivine aggregate occurred within fine-grained matrix of talc and monoclinic amphibole; sample Wi-51A, photomicrograph, transmitted light, crossed polar; **B** — texture of ultramafic rock containing pseudospinifex olivine (OL-3); sample Wi-51B, photomicrograph, transmitted light, one polar; OL-3 — pseudospinifex olivine. For details of sample locations see Figure 2



Ryc. 10. Perydotyty zawierające oliwiny z pseudołupliwością i przerostami spineli chromowych; **A** — oliwiny z pseudołupliwością (OL-4) otoczone strefą późniejszego oliwinu (OL-5); próbka Sw-1, zdjęcie mikroskopowe, światło przechodzące, nikole skrzyżowane; **B** — serpentynit z relikdami oliwinów OL-4 i OL-5; obie odmiany przerośnięte późniejszym antigorytem; próbka nr Go-1, zdjęcie mikroskopowe, światło przechodzące, nikole skrzyżowane; **C** — oliwiny OL-4 i OL-5 z przerostami spinelu o składzie ferrichromitu; próbka nr Go-1, obraz BSE, 15 keV, 20 nA. Lokalizację miejsc pobrania próbek przedstawiono na rycinie 2

Fig. 10. Peridotite containing olivine with pseudocleavage and intergrowths of chromian spinel; **A** — olivine with pseudocleavage (OL-4) surrounded by late olivine (OL-5); sample no SW-1, photomicrograph, transmitted light, crossed polars; **B** — serpentine containing relicts of OL-4 and OL-5 olivine; both types are intergrown with late antigorite; sample Go-1, photomicrograph, transmitted light, crossed polars; **C** — olivine (OL-4 and OL-5) containing ferrichromite intergrowths; sample Go-1, BSE image, 15 keV, 20 nA. For details of sample locations see Figure 2



Ryc. 11. Oliwiny strefowe (OL-6) otaczające pierwotne oliwiny płaszczowe (OL-1); próbka Sw-14, obraz BSE, 15 keV, 20 nA. Lokalizację miejsc pobrania próbek przedstawiono na rycinie 2
Fig. 11. Zoned olivine (OL-6) surrounding primary mantle olivine (OL-1); sample Sw-14, BSE image, 15 keV, 20 nA. For details of sample locations, see Figure 2

OL-6 bogatszych w Mg mieści się w przedziale 89–91% mol. Zawartość Ni w oliwinach OL-6 jest bardzo niska, często poniżej poziomu detekcji dla metody mikroanalizy rentgenowskiej (EPMA).

Geneza oliwinów z JGSM

Zróznicowany skład chemiczny (ryc. 5, 6) i wykształcenie wskazują na złożoną genezę oliwinów z masywu JGSM; od oliwinów typowych dla perydotytów płaszczowych (OL-1) i oliwinów o genezie magmowej (OL-2), występujących w kumulatach ultramaficznych, do tych powstających w trakcie metamorfizmu wysokociśnieniowego (HP) i/lub wysokotemperaturowego (HT) (oliwiny OL-3...OL-6) (ryc. 12). Sposób występowania, wykształcenie i skład chemiczny oliwinów OL-1 i OL-2 występujących w masywie JGSM jest typowy dla skał ultramaficznych z dolnych części sekwencji ofiolitowych (Coleman, 1977; Bédard & Hébert, 1996; Abe i in., 2003; Choi i in., 2008).

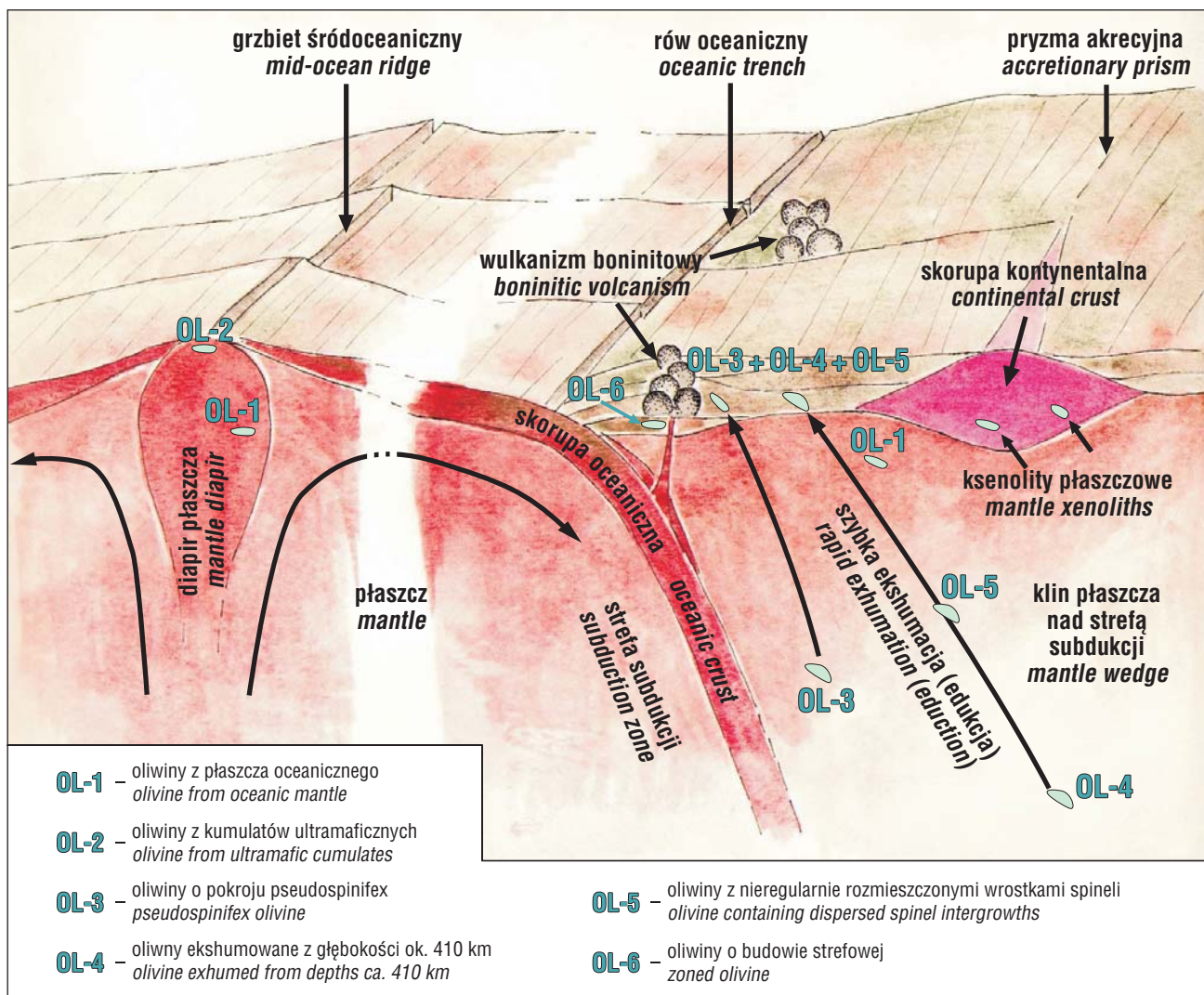
Pokrój i skład chemiczny oliwinów typu pseudospinifex (OL-3) z obszaru JGSM są zbliżone do podobnie wykształconych oliwinów znalezionych między innymi na obszarze masywu Nevado Filábride w Hiszpanii oraz w niektórych masywach skał ultrazasadowych z Alp (Trommsdorff i in., 1998; Ruiz Cruz i in., 1999). Pokrój tej odmiany oliwinów oraz zespół współwystępujących minerałów są analogiczne do paragenazy powstałej w wyniku rozkładu antygorytu, w warunkach wysokociśnieniowego metamorfizmu (Evans & Trommsdorff, 1970; Evans, 1977; Trommsdorff i in., 1998). Badania eksperymentalne Umera & Trommsdorffa (1995) wskazują, że antygoryt w warunkach wysokich ciśnień (5 GPa) jest stabilny do temperatury około 620°C. Zgodnie z interpretacją Trommsdorffa i in. (1998) oliwin o pokroju pseudospinifex jest produktem wysokociśnieniowego rozkładu antygorytu zachodzącego na głębokości około 70 km (ryc. 12). Oliwiny o pokroju pseudospinifex krystalizują w środowisku bardzo bogatym we fluidey, uwalniane w trakcie rozkładu antygorytu (Trommsdorff i in., 1998).

Oliwiny z dobrze wykształconą pseudoślupliwością (OL-4) i z wrostkami ferrichromitu, ułożonymi równoległe do płaszczyzn pseudoślupliwości są podobne do oliwinów z odmieszaniem spineli (magnetytu, chromitu) występujących w skałach ultramaficznych powstałych w warunkach metamorfizmu bardzo wysokich ciśnień (UHP). Tego typu oliwiny znaleziono na przykład w masywie Alpe Arami (Green i in., 1997), w masywie Dabie Sulu (Liu i in., 2005) i w masywach ultrazasadowych Kordyliarów Betyckich (np. Puga i in., 1999; Ruiz Cruz i in., 1999). Ich powstanie jest interpretowane jako wynik rozkładu wadsleyitu (β - Mg_2SiO_4), wysokociśnieniowej odmiany polimorficznej oliwinu. Proces odmieszania magnetytu lub/i ferrichromitu przebiega w trakcie dekompresji, w ciśnieniach poniżej 13 GPa (Liou i in., 1998; Zhang i in., 1999; Katsura i in., 2004). Przemiany tego typu zachodzą na głębokości rzędu 400 km (Katsura i in., 2004); wysoka zawartość H_2O (do 0,4% wag.), często spotykana w strefach subdukcji, umożliwia tę przemianę w ciśnieniach <13 GPa (na głębokości około 390 km) (Frost & Dolejš, 2007). Oliwiny OL-4 czasem są otoczone oliwinem OL-5 zawierającym wrostki ferrichromitu o nieregularnych kształtach (ryc. 10C). Tego typu obwódki oliwinowe przypuszczalnie są produktem rekrytalizacji wcześniejszych oliwinów OL-4.

Oliwiny o budowie strefowej (ryc. 11) zostały znalezione w masywach skał ultrazasadowych, w strefach kontaktowych z młodszymi intruzjami magmowymi (Nozaka, 2003). Podobnie wykształcone strefowe oliwiny, wzbogacone w Fe mogą też powstawać w trakcie parcjalnego topnienia skał płaszczowych (np. Kushiro & Walter, 1998; Gaetani & Watson, 2000). Geneza oliwinów strefowych bogatych w Fe, występujących na obszarze JGSM, jest przypuszczalnie związana z aktywnością magmową, której produktami były boninity (Dubińska, 1997; Dubińska & Gunia, 1997) lub z termicznym oddziaływaniem dajek granitoidowych związanych z masywem Strzegom–Sobótka (Sachanbiński, 1984; Jelitto i in., 1993; Dubińska i in., 1995).

Zróznicowanie teksturalne i chemiczne oliwinów stwierdzone w skałach ultrazasadowych JGSM dokumentuje różne epizody geologiczne: powstawanie oliwinów w górnym płaszczu (OL-1), krystalizację oliwinów w komorach magmowych w strefach grzbietów śródoceanicznych (OL-2); różnych epizodów metamorficznych związanych z subdukcją skorupy oceanicznej (OL-3, OL-4, OL-5), oraz z wpływem termicznym intruzji magmowych (OL-6). Duże zróżnicowanie składu i pokroju oliwinów występujących w jednej próbce świadczy o bardzo szybkiej ekshumacji od warunków UHP do ciśnień panujących w górnej części skorupy ziemskiej (<5 kbar).

Występowanie skał zmetamorfizowanych w warunkach UHP zostało także udokumentowane w innych częściach Sudetów oraz w innych częściach orogenu warwscyjskiego środkowej Europy (np. Medaris i in., 1995a, b; Schmädicke & Evans, 1997). Pseudomorfozy kwarcu po coesycie występujące w granatach eklogitów z kopuły orlicko-śnieżnickiej jednoznacznie dokumentują warunki metamorfizmu UHP (Bakun-Czubarow, 1992). Pośrednim dowodem na metamorfizm w warunkach HP/UHP na obszarze bloku Gór Sowich jest obecność perydotytów granatonośnych z okolic Bystrzycy, w któ-



Ryc. 12. Model przedstawiający różne pozycje geotektoniczne skał zawierających oliwiny, występujących na obszarze JGSM
Fig. 12. Model showing different sites of formation of olivine-bearing rocks of the JGSM

rych centralne części ziaren granatów rejestrują ciśnienia 2,7 kbar i temperatury 1030°C (Brueckner i in., 1996).

Występowanie tylu odmian oliwinu w skałach pochodzących z jednego masywu wskazuje na jego złożoną budowę geologiczną. Masyw JGSM jest przypuszczalnie fragmentem pryzmy akrecyjnej, w której występowanie skał z oliwinami o tak różnej genezie można wytłumaczyć przyjmując model tektoniczny Bruecknera i van Roermunda (2004) zakładający bardzo szybkie tektoniczne wynoszenie (edukcję) skał z głębszych części strefy subdukcji.

Autorzy dziękują dr. Piotrowi Dzierżanowskiemu i Lidii Jeżak za pomoc w trakcie wykonywania badań mikrosondowych. Serdecznie dziękujemy dr. Jackowi Siemiątkowskiemu za udostępnienie próbek z wierceń z obszaru JGSM oraz prof. Raymondowi McDonaldowi za korektę anglojęzycznych fragmentów tekstu. Bardzo dziękujemy dr. Leszkowi Krzemińskiemu i anonimowemu recenzentowi za dyskusję oraz cenne uwagi. Praca była finansowana ze środków z funduszu badań własnych Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Literatura

ABE N., TAKAMI M. & ARAI S. 2003 — Petrological feature of spinel lherzolite xenolith from Oki-Dogo Island: An implication for varie-

ty of the upper mantle peridotite beneath southwestern Japan. *Island Arc*, 12: 219–232.

BAKUN-CZUBAROW N. 1992 — Quartz pseudomorphs after coesite and quartz exsolutions in eclogitic clinopyroxenes of the Złote Mountains in the Sudetes (SW Poland). *Archiwum Mineralogiczne*, 48: 3–25.

BALLANTYNE P. 1992 — Petrology and geochemistry of the plutonic rocks of the Halmahera ophiolite, eastern Indonesia, an analogue of modern oceanic forearcs. [In:] Parson L.M., Murton B.J. & Browning P. (eds) *Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 60: 179–202.

BÉDARD J.H. & HÉBERT R. 1996 — The lower crust of the Bay of Islands ophiolite, Canada: Petrology, mineralogy, and the importance of syntaxis in magmatic differentiation in ophiolites and at ocean ridges. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 101: 25105–25124.

BERMAN R.G., ENGI M., GREENWOOD H.J. & BROWN T.H. 1986 — Derivation of internally consistent thermodynamic data by the technique of mathematical programming: A review with application to the system MgO-SiO₂-H₂O. *J. Petrol.*, 27: 1331–1364.

BIAŁOWOLSKA A. 1973 — Geochemia masywów gabrowych Nowej Rudy i Ślęży. *Archiwum Mineralogiczne*, 31: 113–189.

BRUECKNER H.K., BLUSZTAJN J. & BAKUN-CZUBAROW N. 1996 — Trace element and Sm-Nd “age” zoning in garnets from peridotites of the Caledonian and Variscan Mountains and tectonic implications. *J. Metamorph. Geol.*, 14: 61–73.

BRUECKNER H.K. & VAN ROERMUND H.L.M. 2004 — Dunk tectonics: A multiple subduction/eduction model for the evolution of the Scandinavian Caledonides. *Tectonics*, 23: 1–20; TC2004; doi: 10.1029/2003TC001502.

- CANNAT M., BIDEAU D. & HÉBERT R. 1990 — Plastic deformation and magmatic impregnation in serpentinitized ultramafic rocks from the Garret Transform fault. *Earth Planet. Sci. Letters*, 101: 216–232.
- CHOI S.H., SHERVAIS J.W. & MUKASA S.B. 2008 — Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 551–576.
- COLEMAN R.G. 1977 — Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? Springer, New York: 1–229.
- DUBIŃSKA E. 1995 — Rodingites of the eastern part of Jordanów–Gogołów serpentinite massif, Lower Silesia, Poland. *Canad. Mineralog.*, 33: 585–608.
- DUBIŃSKA E. 1997 — Rodingites and amphibolites from the serpentinites surrounding Góry Sowie block (Lower Silesia, Poland): Record of supra-subduction zone magmatism and serpentinization. *Neues Jahrbuch für Mineralogie und Petrologie. Abhandlungen*. 171: 239–279.
- DUBIŃSKA E., BYLINA P., KOZŁOWSKI A., DÖRR W., NEJBERT K., SCHASTOCK J. & KULICKI C. 2004 — U-Pb dating of serpentinization: hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). *Chem. Geol.*, 203: 183–203.
- DUBIŃSKA E. & GUNIA P. 1997 — The Sudetic ophiolite: current view on its geodynamic model. *Geol. Quart.*, 41: 1–20.
- DUBIŃSKA E., JELITTO J. & KOZŁOWSKI A. 1995 — Origin and evolution of granite-serpentinite reaction zones at Wiry, Lower Silesia. *Acta Geol. Polon.*, 45: 41–82.
- DUBIŃSKA E., NEJBERT K. & BYLINA P. 2005a — Pseudospinifex olivines from Góry Sowie block and Jordanów–Gogołów serpentinite massif (SW Poland). *Pr. Specjalne PTM*, 26: 155–159.
- DUBIŃSKA E., NEJBERT K., BYLINA P. & DELURA K. 2005b — Compositional and textural variations of olivines from Jordanów–Gogołów serpentinite massif: evidence of polygenetic metamorphism of Sudetic Ophiolite (SW Poland). *Pr. Specjalne PTM*, 25: 71–76.
- EVANS B.W. 1977 — Metamorphism of Alpine peridotite and serpentine. *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, 5: 397–447.
- EVANS B.W. & TROMMSDORFF V. 1970 — Regional metamorphism of ultramafic rocks in central Alps: paragenese in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 50: 481–492.
- FROST D.J. & DOLEJŠ D. 2007 — Experimental determination of the effect of H₂O on the 410-km seismic discontinuity. *Earth Planet. Sci. Letters*, 256: 182–195.
- GAETANI G.A. & WATSON E.B. 2000 — Open system behavior of olivine-hosted melt inclusions. *Earth Planet. Sci. Letters*, 183: 27–41.
- GREEN H.W.II, DOBRZHINETS KAYA L., RIGGS E.M. & JIN Z.M. 1997 — Alpe Arami: a peridotite massif from the Mantle Transition Zone? *Tectonophysics*, 279: 1–21.
- JELITTO J., DUBIŃSKA E., WIEWIÓRA A. & BYLINA P. 1993 — Layer silicates from serpentinite-pegmatite contact (Wiry, Lower Silesia, Poland). *Clays and Clay Minerals*, 41: 693–701.
- KATSURA T., YAMADA H., NISHIKAWA O., SONG M., KUBO A., SHINMEI T., YOKOSHI S., AIZAWA Y., YOSHINO T., WALTER M.J. & ITO E. 2004 — Olivine-wadsleyite transition in the system (Mg,Fe)₂SiO₄. *J. Geophys. Res.*, 109: doi: 10.1029/2003JB002438.
- KADZIAŁKO-HOFMOKL M., JELEŃSKA B., BYLINA P., DUBIŃSKA E., DELURA K. & NEJBERT K. 2006 — Paleomagnetism of Paleozoic ultrabasic rocks from the Sudetes Mts (SW Poland): tectonic implications. *Geoph. J. Internat.*, 167: 24–42, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03087.x.
- KUSHIRO I. & WALTER M.J. 1998 — Mg-Fe partitioning between olivine and mafic-ultramafic melts. *Geophys. Res. Letter*, 25: 2337–2340.
- LIU J.G., ZHANG R.Y., ERNST W.G., RUMBLE D.III & MARUYAMA S. 1998 — High-pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks. [In:] Hemley R.J. (red) *Ultra-high-Pressure Mineralogy: Physics and Chemistry of the Earth's Deep Interior. Reviews in Mineralogy*, 37: 33–96.
- LIU X., JIN Z., QU J. & WANG L. 2005 — Exsolution of ilmenite and Cr-Ti magnetite from olivine of garnet-wehrlite. *Science in China Ser. D Earth Sciences*, 48: 1368–1376.
- ŁAPOT W. 1986 — Petrografia utworów karbonu Gór Sowich. *Geol. Sudet.*, 21: 1–144.
- MAJEROWICZ A. 1979 — Grupa górská Ślęży a współczesne problemy petrologiczne ofiolitów, Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego. [W:] *Materiały Konferencji Terenowej, Nowa Ruda, Wydawnictwa Uniwersytetu Wrocławskiego*: 9–34.
- MAJEROWICZ A. 1981 — Rock series of the Ślęża Mt. group in the light of petrologic studies of ophiolitic complexes. [In:] *Narębski W. (ed.) Ophiolites and initialites of the northern order of the Bohemian massif. Guidebook of Excursion, Potsdam-Freiberg*, 2: 172–212.
- MAJEROWICZ A. 1994 — Textural features and symptoms of ocean floor metamorphism in the top part of la ophiolite (SW Poland). *Archiwum Mineralogiczne*, 50: 97–139.
- MAJEROWICZ A. & PIN C. 1989 — Recent progress in petrologic study of the Ślęża Mt. ophiolite complex, Lower and Upper Paleozoic Metabasites and Ophiolites of the Polish Sudetes. *Multilateral Cooperation of Academies of Sciences of Socialist Countries, Problem Commission IX: Earth's Crust — Structure Evolution, Metallogeny, Project 2 and 7, 3. Guidebook of Excursion in Poland*, 34–72.
- MAJEROWICZ A. & PIN C. 1994 — The main petrological problems of the Mt. Ślęża ophiolite complex, Sudetes, Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1: 989–1018.
- MEDARIS L.G., BEARD B.L., JOHNSON C.M., VALLEY J.W., SPICUZZA M.J., JELÍNEK E. & MÍSAŘ Z. 1995a — Garnet pyroxene and eclogite in the Bohemian Massif: geochemical evidence for Variscan recycling of subducted lithosphere. *Geologische Rundschau*, 84: 489–505.
- MEDARIS L.G.JR., JELÍNEK E. & MÍSAŘ Z. 1995b — Czech eclogites: Terrane settings and implications for Variscan tectonic evolution of the Bohemian massif. *Europ. J. Mineral.*, 7: 7–28.
- MELLINI M., TROMMSDORFF V. & COMPAGNONI R. 1987 — Antigorite polysomatism: behaviour during progressive metamorphism. *Contribut. Mineral. Petrol.*, 97: 147–155.
- MORISHITA T. & ARAI S. 2003 — Evolution of spinel-pyroxene symplectite in spinel lherzolites from the Horoman Complex, Japan. *Contribut. Mineral. Petrol.*, 144: 509–522.
- NARĘBSKI W., WAJSZYCH B. & BAKUN-CZUBAROW N. 1982 — On the nature, origin and geotectonic significance of ophiolites and related rock suites in the Polish part of Sudetes. *Ophiolite*, 2–3: 407–428.
- NOZAKA T. 2003 — Compositional heterogeneity of olivine in thermally metamorphosed serpentinite from Southwest Japan. *Amer. Mineralog.*, 88: 1377–1384.
- OLIVER G.J.H., CORFU F., KROGH T.E. 1993 — U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc. London*, 150: 355–369.
- PUGA E., RUIZ CRUZ M.D. & DIAZ de FEDERICO A. 1999 — Magnetite-silicate inclusions in olivine of ophiolitic metagabbros from the Mulhacen Complex, Betic Cordillera, southeastern Spain. *Canad. Mineralog.*, 37: 1191–1209.
- RUIZ CRUZ M.D., PUGA E. & NIETO J.M. 1999 — Silicate and oxide exsolution in pseudospinifex olivine from metaultramafic rocks of the Betic Ophiolitic association: A TEM study. *Amer. Mineralog.*, 84: 1915–1924.
- SACHANBIŃSKI M. 1984 — Zespoły mineralne z kopalni magnezytu „Wiry” w Wirach, Mineralogia i tektonika masywu granitoidowego Strzegom–Sobótka. *Wydawnictwa Uniwersytetu Wrocławskiego*: 91–111.
- SCHMÄDICKE E. & EVANS B.W. 1997 — Garnet-bearing ultramafic rocks from the Erzgebirge, and their relation to other settings in the Bohemian Massif. *Contribut. Mineral. Petrol.*, 127: 57–74.
- SUHR G. & ROBINSON P.T. 1994 — Origin of mineral chemical stratification in the mantle section of the Table Mountain massif (Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland, Canada). *Lithos*, 31: 81–102.
- TROMMSDORFF V., SÁNCHEZ-VIZCAINO V.L., GÓMEZ-PUGNAIRE M.T. & MÜNTENER O. 1998 — High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain. *Contribut. Mineral. Petrol.*, 132: 139–148.
- ULMER P., TROMMSDORFF V. 1995 — Serpentine stability to mantle depth and subduction related volcanism. *Science*, 268: 858–860.
- WICKS F.J. & O'HANLEY D.S. 1988 — Serpentine minerals: structure and petrology. [In:] *Bailey S.W. (ed.) Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas). Rev. Mineral.*, 19: 91–167.
- WICKS F.J. & WHITTAKER E.J.W. 1977 — Serpentine textures and serpentinization. *Canad. Mineralog.*, 15: 459–488.
- ZHANG R.Y., SHU J.S., MAO H.K. & LIU J.G. 1999 — Magnetite lamellae in olivine and clinohumite from Dabie UHP ultramafic rocks, central China. *Amer. Mineralog.*, 84: 564–569.

Praca wpłynęła do redakcji 13.01.2009 r.
Po recenzji akceptowano do druku 09.02.2010 r.