

Strefy kontaktowe eklogitów i gnejsów w jednostkach Gieraltowa i Śnieżnika (kopuła orlicko-śnieżnicka)

Wojciech Stawikowski*

We wschodniej części kopuły orlicko-śnieżnickiej występują wtrącenia po części zamfibolizowanych eklogitów w skałach o zakładanym niższym stopniu metamorfizmu. Niejasne jest, czy tylko te metabazyty doznały warunków wysokich ciśnień, czy też podległy im również, a jeśli, to w jakiej części otaczające je gnejsy. Dla rozjaśnienia tej kwestii w 2 jednostkach tektonicznych metamorfiku Śnieżnika przebadano strefy kontaktów eklogitowo-gnejsowych. Pomiedzy metabazytami wraz z zawierającymi je skałami kwaśnymi, występującymi w poszczególnych jednostkach istnieją wyraźne różnice w składzie mineralnym, stopniu retrogresji oraz wykształceniu lineacji i foliacji, sugerujące ich odmienną historię tektonometamorficzną. W obu jednostkach nie wykryto wskaźników wysokociśnieniowego metamorfizmu w skałach okalających metabazyty, ale też nie rozpoznano w strefach kontaktowych rozległych stref ścinania podatnego, świadczących o tektonicznym wprowadzeniu ciał eklogitowych w gnejsy bezpośrednio się z nimi sąsiadujące. Więcej przesłanek na kontakt tektoniczny istnieje w przypadku wystąpienia koło Strachocina, w jednostce Gieraltowa, gdzie już w obrębie ciała metabazytowego wykryto wąskie strefy ścinania podatnego.

Słowa kluczowe: metamorfizm wysokociśnieniowy, eklogity, gnejsy, kopuła orlicko-śnieżnicka

Wojciech Stawikowski — **Contact zones of eclogites and gneisses in the Gieraltów and Śnieżnik units (Orlica-Śnieżnik dome; SW Poland).** Prz. Geol., 49: 153–160.

S u m m a r y. In Orlica-Śnieżnik dome, intercalations of eclogites occur in rocks of generally lower degree of metamorphism. It is not clear, whether metabasites undergone high-pressure metamorphism alone, or with surrounding gneisses. Contact zones of eclogites and gneisses in two tectonic units were investigated. Metabasites and surrounding gneisses in both units show different petrologic and structural features, which suggest differences in tectonometamorphic history of the rocks from these units. No mineralogical indicators of high-pressure metamorphism in surrounding rocks were found. On the other hand, one did not find the evidence for wide ductile shear zones, which would develop during tectonic emplacement of eclogites into their host rocks. The tectonic contact is more probable in the vicinity of Strachocin (Gieraltów unit), where narrow shear zones were found inside the metabasitic body.

Key words: high-pressure metamorphism, eclogites, gneisses, Orlica-Śnieżnik dome

Mimo, iż badania kopuły orlicko-śnieżnickiej, stanowiącej najdalej na wschód wysuniętą część Sudetów Zachodnich, trwają ponad 100 lat, do dziś nie wypracowano zadowalającego i powszechnie przyjmowanego modelu następstwa stratygraficznego budujących ją skał oraz ich ewolucji tektonometamorficznej (Don i in., 1990). Kontrowersje wywołuje również obecność w jej wschodnim elemencie — metamorfiku Śnieżnika, wtrąceń wysokociśnieniowych metabazytów. Eklogity i amfibolity z nich powstałe występują w czterech, zbudowanych głównie z gnejsów, jednostkach tektonicznych (Bakun-Czubarow, 1998). Dla bliższego poznania tego problemu podjęto wstępne badania w dwóch z nich. Obserwacje zostały przeprowadzone dla trzech wystąpień metabazytów zawierających odsłonięcia *in situ*: jednego w jednostce Gieraltowa, leżącego k. Strachocina i dwóch w jednostce Śnieżnika: k. Nowej Morawy oraz k. Bielicy (ryc. 1). Dotychczasowe badania petrologiczne, geochemiczne i strukturalne wysokociśnieniowych metabazytów z wymienionych wystąpień wykazały między nimi duże różnice. Zaklasyfikowano je do różnych typów litologicznych eklogitów (Smulikowski, 1967) i niejednakowo określono ich protolity: na osadowo-tufowy dla metabazytów ze Strachocina (Bakun-Czubarow, 1971), a z jednostki Śnieżnika — wapieniowo-alkalicznych wulkanitów (Bakun-Czubarow, 1992b *vide* Broecker & Klemd, 1996). Wiek metamorfizmu facji eklogitowej ustalono dotychczas wyłącznie dla wystąpień z jednostki Śnieżnika: bielickiego 329 ± 6 mln lat

i nowomorawskiego 341 ± 7 mln lat (Brueckner i in., 1991). Dzięki wykryciu pseudomorfoz po coesycie (Bakun-Czubarow, 1992a, 1994) w części eklogitów — także z jednostki Śnieżnika — szczytowe warunki ciśnieniowe ich metamorfizmu określono na $P > 25$ kbar (dane te nie dotyczą metabazytów ze Strachocina). Z wykonanej przez Dumicza (1993) porównawczej analizy mezostruktur zawartych w metabazytach i sąsiadujących z nimi gnejsach wynika, że niejednakowy jest dla wystąpień strachocińskiego i nowomorawskiego zapis deformacji (w obu przypadkach w eklogitach jest on zarazem bogatszy od zapisu w otaczających gnejsach). Opublikowane dotąd wyniki badań, łącznie sugerują odmienną ewolucję ciał eklogitowych z obu jednostek tektonicznych.

Występujące w formie mierzących do kilkuset metrów długości wąskich soczew wysokociśnieniowe metabazyty, warunkami przeobrażeń znacznie różnią się od skał otoczenia. Odbiegają zwłaszcza od suprakrystalnej serii strońskiej, o szczycie metamorfizmu szacowanym na fację amfibolitową (Smulikowski, 1979; Grzechnik, 1989; Koszela, 1997; Józefiak, 1998), z której skałami, jak wykazują to mapy geologiczne (Kasza, 1958; Cymerman & Cwojdzinski, 1986), eklogity miejscami bezpośrednio kontaktują. Zakłada się, że również stanowiące główne otoczenie eklogitów gnejsy gieraltowskie przeszły maksymalny metamorfizm w warunkach tejże facji (Ansilewski, 1973; Smulikowski, 1979); tu jednak pod uwagę należy wziąć większą podatność skał kwaśnych na retrogresję, która mogła doprowadzić do zatarcia w nich zapisu przeobrażeń wysokociśnieniowych. Co więcej, w gnejsach bezpośrednio otaczających eklogity znaleziono relikty mineralne, wskazujące na przebyty metamorfizm ultrawysokociśnie-

*Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16. 61-606 Poznań; konozyje@hoth.amu.edu.pl

niowy (Broecker & Klemm, 1996), analogiczny do wyznaczonego dla tych metabazytów (Bakun-Czubarow, 1992). Sugeruje to pierwotny, przedmetamorficzny kontakt eklogitów i gnejsów (Smulikowski, 1967) oraz ich wspólną historię tektonometamorficzną. Z drugiej strony wspomniany wcześniej kontrast zapisu metamorfizmu oraz wyniki analiz mezostrukturalnych sąsiadujących skał mogą wskazywać na tektoniczne wprowadzenie metabazytów w otaczające gnejsy (Don, 1989; Dumicz, 1993).

Szczegółowe obserwacje stref kontaktowych powinny pomóc w ustaleniu relacji metabazytów do skał otoczenia. W artykule przedstawiono wstępne wyniki badań podjętych przez autora dla rozwiązania tego problemu, uzyskane w ramach pracy magisterskiej wykonanej w Instytucie Geologii UAM w Poznaniu.

Metody badań

Posłużono się:

1) metodami kartowania geologicznego dla zlokalizowania odsłoneń *in situ* kontaktów eklogitów i gnejsów oraz scharakteryzowania rozkładu odmian obu typów litologicznych w strefach kontaktowych,

2) obserwacjami mezostrukturalnymi,

3) obserwacjami mikroskopowymi, przeprowadzonymi na 42 orientowanych płytkach cienkich.

Wykonano też wstępne analizy w mikroobszarze czterech próbek metabazytów ze Strachocina oraz jednej próbki kontaktu gnejsu i poeklogitowego amfibolitu z wystąpienia k. Nowej Morawy. Dobór próbek strachocińskich był uzasadniony ich zróżnicowaniem mineralnym oraz teksturalnym, uznawanym za efekt różnego stopnia retrogresji eklogitów. Badania w mikroobszarze przeprowadzono w Laboratorium Mikroskopii Skaningowej i Mikroanalizy Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie na mikroskopie skaningowym Jeol, połączonym z systemem EDS Link.

Charakterystyka wystąpień

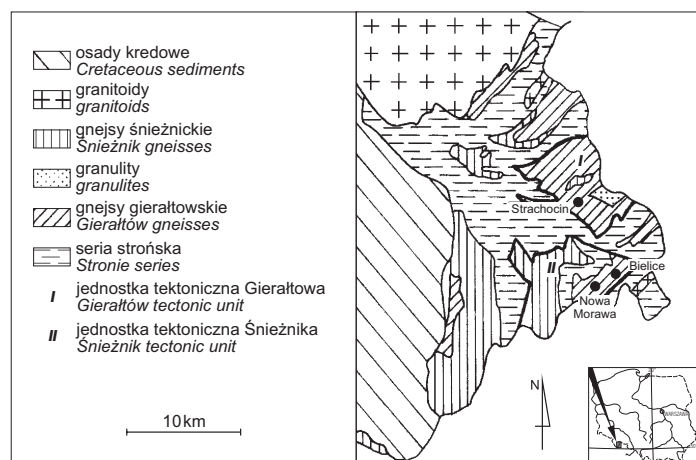
Jednostka Gierałtowa. Strachocińskie wystąpienie wysokociśnieniowych metabazytów, budujących centralną część Mamczynej Góry — 650,2 m n.p.m. (ryc. 2), jest jednym z największych w kopule orlicko-śnieżnickiej. Tworzą one ciało o wrzecionowatym zarysie wychodni w obrębie gnejsów budujących strukturę fałdową alternatywnie interpretowaną jako anty- (Don, 1964; Cymerman, 1988) lub synklinorium (Oberc, 1972). Dłuższa oś soczewy jest zgodna z biegiem występującej tu foliacji. Jest ona zbudowana z amfibolitów, których część zawiera relikty zespołu wysokociśnieniowego: *omfacyt*, *granat*, *dysten*, *zoizyt*, *rutyl*, *jasna mika* i *kwarc* (Smulikowski, 1967). Według Smulikowskiego (1967) w skład tejże paragenety wchodzi jeszcze występujący w bardzo zmiennych proporcjach wapniowy amfibol o pargasytowym składzie — tzw. karyntyn oraz oligoklaz.

W wyniku przeprowadzonych obserwacji terenowych wyróżniono trzy, różniące się składem

mineralnym i stopniem amfibolityzacji, odmiany metabazytów: amfibolity granatowe, amfibolity zwyczajne i amfibolity łyszczykowe. Mimo, iż pomiędzy odmianami obserwuje się płynne przejścia, ów uproszczony podział wyraża jednak zróżnicowanie warunków metamorfizmu i deformacji, zapisanych w amfibolitach.

Amfibolity granatowe jako jedyne zawierają w dużych ilościach wskaźniki mineralne, mogące świadczyć o przebytych przez skałę metamorfizmie wysokich ciśnień (drobnoziarniste symplektyty o nierozpoznanym składzie, diablastyczne agregaty skaleniowo-amfibolowe, granaty o dość wysokiej zawartości cząstki piropowej (tab. 1), *zo**, *ky* oraz *rt*). W blastach granatów udział Mg nieznacznie maleje od jąder ku obwódkom, wskazując na prawdopodobny ich wzrost w warunkach retrogresji i spadku ciśnienia. Ponadto występują *qtz*, *ol* (An_{16-18}) i amfibol o tschermakitowym składzie (tab. 2), często tworzący poikloblastyczne pofiroblasty, utkane wzrostkami minerałów wysokociśnieniowych. Amfibolity granatowe, o nierozpoznanej mezoskopowo strukturze kierunkowej, pod mikroskopem zdradzają linijne uporządkowanie wysokociśnieniowych minerałów słupkowych, o czym pisał Smulikowski (1967).

Amfibolity zwyczajne, które dodatkowo podzielić można na porfiroblastyczne i równoziarniste, zawierają tylko fragmentarycznie zachowany wysokociśnieniowy zespół minerałów, tkwiących jako wzrostki we wciąż obecnych w części skał tej odmiany porfiroblastycznych poikloblastach tschermakitu. W amfibolitach porfiroblastycznych granaty przeszły w diablastyczne, często bardzo drobnoziarniste przerosty skaleni i amfibolu, które z kolei przeobrażają się we wtórną hornblendę i plagioklaz o wyższej zawartości Ca (An_{40-65}). Te, które przetrwały, są nieco zubożone w stosunku do granatów z amfibolitów granatowych w Mg, przy wzbogaceniu w Fe (tab.1). Podobnie zachowują się tschermakitowe amfibole tej odmiany (tab. 2), niektóre z nich w częściach brzeżnych przechodzą w magnezjohornblendę. Rutyl stopniowo przeobraża się w ilmenit, a następnie tytanit (rozkład zawartości minerałów tytanu w skałach strachocińskich jest, niezależnie od stopnia amfibolityzacji, nierównomierny). Amfibolity zwyczajne pochodzą z tych samych skał wyjściowych, co



Ryc. 1. Lokalizacja badanych wystąpień w obrębie metamorfiku Śnieżnika (wg Dona (1964); uproszczone)

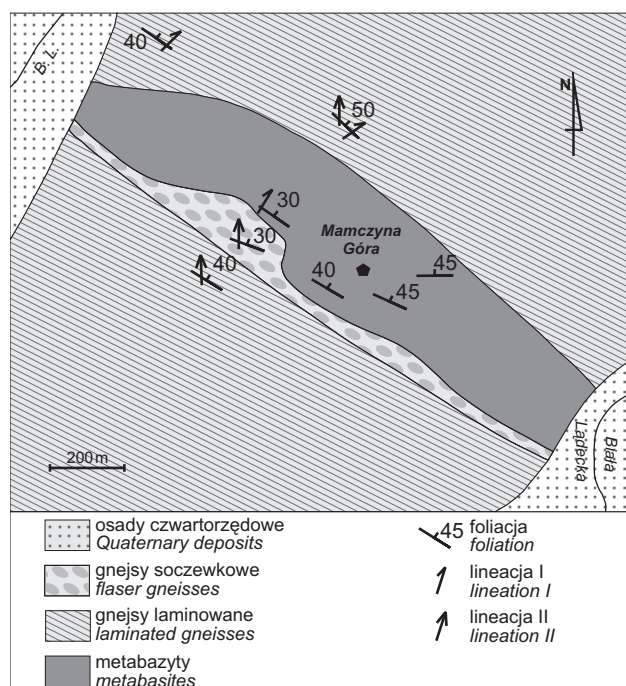
Fig. 1. Location of investigated occurrences in Śnieżnik metamorphic unit (according to Don (1964); simplified)

*Symbole minerałów wg Kretza (1983)

amfibolity granatowe, różniąc się od nich tylko zaawansowaniem amfibolityzacji oraz stopniem deformacji. Większość ma dobrze wykształconą foliację oraz zbliżoną do kierunku jej upadu, trudno czytelną lineację mineralną SW–NE (S>L tektonity). Wśród amfibolitów tej odmiany wykryto powstałe w warunkach facji amfibolitowej, występujące w wąskiej strefie ścinania podatnego blastomylonity, których wskaźniki kinematyczne świadczą o zwrocie ścinania „góra” ku NE, wspomnianym w odniesieniu do metamorfiku Śnieżnika przez Borkowską i in. (1990) i Cymermana (1997). Amfibole stanowiące matriks blastomylonitów mają niemal ten sam tschermakitowy skład, co porfiroklasty (tab. 2), w które przekształciły się poikiloblastyczne porfiroblasty odpowiadające karyntynom Smulikowskiego (1967). Fakt ten nasuwa wątpliwości, czy porfiroblasty te mogły wzrastać w równowadze z omfacytem i granatami, jak zakładał ów badacz. Amfibolity zwyczajne równoziarniste nie zawierają reliktyw minerałów wysokociśnieniowych. Są średnioziarniste i mają znacznie słabiej wyrażoną więźbę kierunkową, co wydaje się wynikać z ich słabszej dynamicznej rekrytalizacji. Foliacja jest w nich bardzo słabo czytelną i objawia się tylko na zwietrzałych ścianach odsłoneń, a lineacja nie występuje (S tektonity).

Amfibolity łyszczykowe mają wyraźnie odmienny skład mineralny i charakter strukturalny od dwóch wymienionych odmian. Brak im prawie reliktyw minerałów wysokociśnieniowych — sporadycznie zdarza się tylko rutyl; licznie pojawiają się natomiast biotyt i tytanit. Skład tutejszych amfiboli odbiega, zwłaszcza w zewnętrznej części ziarn, od amfiboli występujących w pozostałych odmianach amfibolitów, wskazując na bardziej zaawansowaną retrogresję. W wewnętrznych partiach mają one skład magnezjohornlندی, a ku brzegom przechodzą w Fe–Mg amfibole (tab. 2), ulegając znacznemu wzbogaceniu w Si. Przypisać to można reakcom amfiboli z sąsiadującymi blastami kwarcu lub dopływem bogatych w krzemionkę roztworów, prawdopodobnie ze skał gnejsowych. Można też założyć, że przemiana ta wiąże się z wymieszaniem kwaśnego i zasadowego materiału skalnego w strefach ścinania podatnego. Skład plagioklazów (An_{23-47}), jest także inny, niż w pozostałych odmianach. Najmocniej też zaznaczyła się w tych skałach chlorytyzacja, nasilająca się proporcjonalnie do malejącej ilości reliktyw zespołu metamorfizmu wysokich ciśnień w amfibolitach. Amfibolity łyszczykowe, miejscami przechodzące w gnejsy amfibolowe, obdarzone są silnie wyrażonymi foliacją i lineacją mineralną zgodną z jej upadem (L–S tektonity). Ostatni etap ich przeobrażeń zachodził w warunkach statycznych — część blastów amfiboli rośnie bezładnie w poprzek foliacji. Skała jest w stanie wyraźnego braku równowagi termodynamicznej.

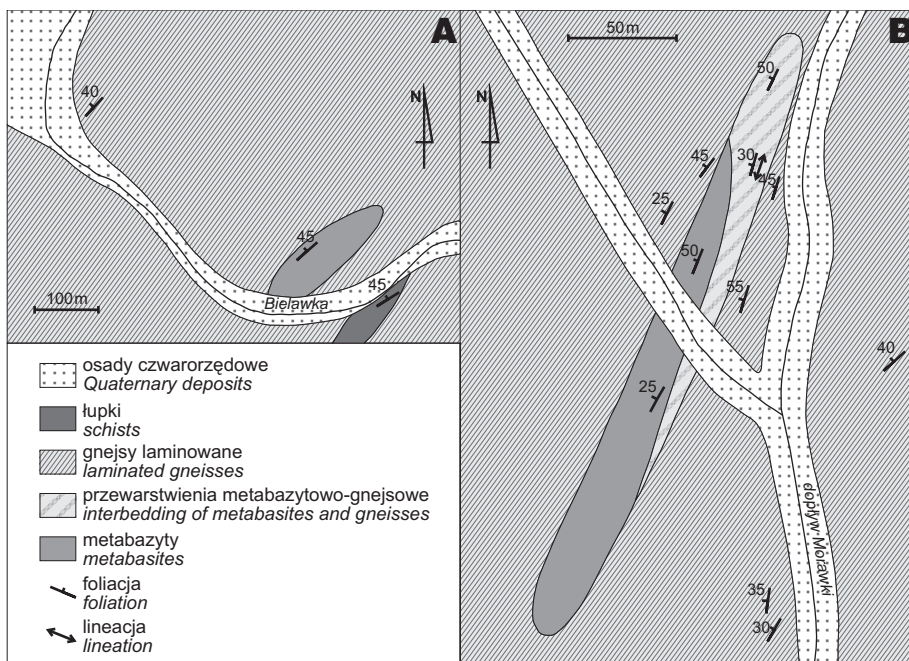
Kartowanie wystąpienia metabazytów strachocińskich wykazało brak wyraźnej regularności występowania poszczególnych odmian amfibolitów w soczewie. Zróżnicowanie ich przestrzennego rozkładu daje się w pełnej rozpiętości dostrzec w obrębie pojedynczych odsłoneń, nie można go jednak przedstawić w obrazie kartograficznym. Zauważono jedynie podwyższony udział skał z mezoskopowo dostrzegalnymi reliktywami wysokociśnieniowymi (granatami) we wschodniej, bliższej stropu, części ciała metabazytowego.



Ryc. 2. Szkic wystąpienia metabazytów koło Strachocina. Oparte o Cymerman & Cwojdzński (1986), zmienione przez autora
Fig. 2. Sketches of metabasite occurrences in the vicinity of Strachocin. Based on Cymerman & Cwojdzński (1986), modified by the author

Otoczenie strachocińskich poeklogitowych amfibolitów stanowią dwie, najprawdopodobniej stopniowo w siebie przechodzące, odmiany drobnoziarnistych gnejsów: gnejsy laminowane, zaliczane do gieraltowskich (Cymerman & Cwojdzński, 1986) oraz gnejsy soczewkowe. Gnejsy laminowane są zbudowane z naprzemianległych, niekiedy zaburzonych drobnymi fałdami warstewki kwarcowo-skalenowych i dwułyszczykowych o zmiennej miąższości. Występują w nich oba typy skałeni, także peryty i myrmekity. Akcesorycznie obecne są *ap*, związki żelaza, *grt* oraz *zr*. Na powierzchniach foliacji czytelną są dwie lineacje mineralne (S–L tektonity; ryc. 2). Miejscami jako jedyna, zaznacza się bliższa kierunkowi upadu foliacji lineacja (I) SW–NE, wykształcona w postaci wydłużonych pasm kwarcowo-skalenowych, a podkreślana ułożeniem rozproszonych w nich blaszek łyszczyków. Sądząc po formie, jest ona słabo rozwiniętą lineacją elongacyjną. Oprócz niej pojawia, zwłaszcza w laminach łyszczykowych, skośna do linii upadu foliacji lineacja (II) N–S, która mogła powstać w wyniku drobnoskalowych poślizgów po powierzchniach foliacji. Miejscami nakłada się ona na lineację (I). Spąg amfibolitowej soczewy graniczy z wydłużonym ciałem gnejsów soczewkowych, przypominających gnejsy śnieżnickie. Składem mineralnym są one zbliżone do laminowanych, lecz odbiegają od tamtych teksturą. Skałeni budują tu spłaszczone soczewki, dochodzące do kilku cm średnicy. W obrębie odsłoneń gnejsy to soczewkowate S>L tektonity, posiadające wyłącznie lineację (II) N–S (ryc. 2). W zwietrzelinie znaleziono jednak ich okruchy o silniej wykształconej lineacji (I).

W obrębie ciała metabazytowego obecne są niewielkie, niekartowalne przewarstwienia gnejsów (Smulikowski, 1967). Warstwowaną teksturą, wraz z drobnoziarnistą



Ryc. 3. Szkice wystąpień metabazytów w jednostce Śnieżnika: koło Bielicy (A) i Nowej Morawy (B). W oparciu o Cymerman & Cwojdzński (1986), zmienione
Fig. 3. Sketches of metabasite occurrences in Śnieżnik unit: in the vicinity of Bielice (A) and Nowa Morawa (B). (A) based on Cymerman & Cwojdzński (1986), modified by the author

strukturą, przypominają one przeważające w otoczeniu amfibolitów gnejsy laminowane. Niektóre wkładki mają obniżoną zawartość minerałów ciemnych, a podwyższoną kwarcu, co nie zdarza się w przebadanych gnejsach otoczenia soczewy, a nadaje skale smużystą, bądź masywną teksturę i jasnokremową barwę. Obserwacje mikroskopowe wykazały w części przewarstwień występowanie reliktyw mineralów (*ky*, *grt*, *rt*, *ph*) wskazujących na zaznanie wspólnie z eklogitami epizodu wysokociśnieniowego. Brak takich reliktyw, a także występowanie muskowitu w gnejsach najbliższego otoczenia soczewy rodzi wątpliwość, czy skały te mają wspólną z gnejsami śródmetabazytowymi przeszłość, choć możliwe jest, że wysokociśnieniowy zapis został już tam retrogresywnie zatarty. Tę część gnejsów śródamfibolitowych charakteryzuje obecność powierzchni foliacji pozbawionych lineacji, bądź wyposażonych w słabo czytelną lineację mineralną WSW–ENE. Inne tworzące wkładki gnejsy przeszły silniejszą retrogresję w warunkach facji amfibolitowej i zieleńcowej, nie zawierają dystenu i rutyli, a jasna mika, wraz z biotytem podległy częściowej chlorytazacji. Ich lineacja mineralna jest, podobnie jak w amfibolitach, w przybliżeniu zgodna z upadem foliacji. Asymetria mikrowięzby dostrzegalna w przekrojach równoległych do lineacji wskazuje na zwrot ścinania „górną” ku SW, w reżimie uskoku odwróconego. Kontakt śródamfibolitowych gnejsów z metabazytami bywa zarówno ostry, jak i stopniowy, z przejściowym stadium gnejsów amfibolowych.

Przejawy deformacji w metabazytowej soczewie i jej najbliższym sąsiedztwie, choć niejednakowe, wyraźnie do siebie przystają. W zamfibolizowanych metabazytach oraz gnejsach śródmetabazytowych dostrzeżono obecność lineacji mineralnej SW–NE, zgodnej z kierunkiem upadu foliacji. Z kolei w gnejsach otoczenia na podobnie zorientowaną lineację (I), zbliżoną do kierunku upadu foliacji, nałożyła się równoległa lub młodsza, wyrażona

głównie ułożeniem łyszczków, lineacja (II) N–S. Nie pojawia się ona w metabazytach, co podpowiada, że nie wiązała się z istotnym zdarzeniem tektonicznym, wykształcając się głównie w uprzywilejowanych laminach łyszczkowych. Lineacja występująca w metabazytach jest prawdopodobnie odpowiednikiem lineacji (I), co ma uzasadnienie w podobnej orientacji oraz elongacyjnym charakterze ostatniej, przy uwzględnieniu występowania w ciele metabazytowym wąskich stref ścinania podatnego o analogicznym kierunku ruchów. Biorąc pod uwagę wskaźniki ścinania prostego i obecne usytuowanie ciała metabazytowego, przemieszczenia w jego obrębie dokonywały się w reżimie zrzutowym. Przeciwnie są zwroty ruchu uchwycone w skałach bazytowych i gnejsach tkwiących wewnątrz amfibolitów, w pierwszych — góra ku NE, drugich — góra ku SW, przy upadzie foliacji ku NE. Może to świadczyć o procesach, które doprowadziły do kontaktu soczewy metabazytowej i sąsiednich gnejsów, lub jedynie o niejednorodności przemieszczeń dokonujących się tylko w obrębie soczewy tkwiącej w gnejsach, podczas transportu tektonicznego większej jednostki, a wynikającej z różnych cech reologicznych obu typów skał. W okolicach Strachocina brak jest odsłoneń z bezpośrednimi kontaktami między metabazytami i gnejsami je otaczającymi, co utrudnia wnioskowanie na temat charakteru kontaktu.

Jednostka Śnieżnika

Wystąpienia eklogitów k. Bielicy i Nowej Morawy tkwią w skrzydle synformy fałdowej (Kasza, 1958, 1964). Ciała eklogitowe wydłużone są zgodnie z biegiem foliacji (NNE–SSW). Wystąpienie nowomorawskie (ryc. 3A), większe od bielickiego (ryc. 3B), tworzą cztery wychodnie. Bez wykonania wkopów badawczych trudno stwierdzić, czy są to elementy jednej soczewy, czy też zespół budin. Eklogity występujące w obu wystąpieniach wykazują duże podobieństwo petrograficzne (Smulikowski, 1967), rozpatrywane więc będą niżej wspólnie. Metabazyty jednostki Śnieżnika nie zostały retrogresywnie przeobrażone tak dalece, jak strachocińskie — da się tu odnaleźć niezamfibolizowane eklogity. W obrębie większego wystąpienia (k. Nowej Morawy) są obecne przewarstwienia gnejsów (Smulikowski, 1967). W skałach gnejsowych bezpośrednio sąsiadujących z eklogitami odnotowuje się z kolei wtórzenia metabazytów, co uzasadnia pogląd Smulikowskiego (1967) o pierwotnym, sedymentacyjnym położeniu tutejszych ciał eklogitowych w obrębie skał kwaśnych i ich wspólnej (ultra)wysokometamorficznej przeszłości.

Metabazyty jednostki Śnieżnika różnią się pod względem stopnia retrogresji. Najlepiej zachowane eklogity z Bielicy i Nowej Morawy są zbudowane z granatów i omfacytu, od brzegów zastępowanego drobnociarnistymi sym-

Tab. 1. Reprezentatywne analizy granatów w mikroobszarze. Przeliczenia na 16 kationów

	Strachocin				Nowa Morawa		
	amfibolit granatowy P1		amfibolit zwyczajny 22c		amfibolit poeklogitowy 28b		gnejs 28b
	środek	brzeg	środek	brzeg	środek	brzeg	
SiO ₂	37,7	37,51	37,24	37,45	38,56	38,94	37,42
Al ₂ O ₃	21,23	21,02	20,7	20,58	21,17	21,62	20,29
Cr ₂ O ₃	0,02	0	0,14	0	0	0	0,02
Fe ₂ O ₃	3,29	3,16	2,68	2,54	2,04	1,43	2,69
FeO	22,29	23,13	22,38	23,1	19,36	19,8	24,98
MnO	0,71	0,4	0,8	0,43	0,43	0,32	0,77
MgO	6,5	6,17	5,73	5,15	7,22	7,12	3,51
CaO	9,51	9,28	9,68	10,16	10,98	11,14	10,51
suma	101,25	100,67	99,35	99,41	99,76	100,37	100,19
Si IV	5,78	5,80	5,87	5,88	5,92	5,93	5,9
Al IV	0,22	0,20	0,13	0,12	0,1	0,07	0,1
Al VI	3,62	3,62	3,72	3,68	3,75	3,82	3,68
Ti VI	0	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0
Cr	0	0	0,01	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,38	0,37	0,25	0,3	0,24	0,16	0,32
Fe ²⁺	2,86	2,99	3,02	3,03	2,49	2,52	3,3
Mn	0,09	0,05	0,06	0,06	0,06	0,04	0,1
Mg	1,49	1,42	1,21	1,2	1,65	1,62	0,82
Ca	1,56	1,54	1,72	1,71	1,81	1,82	1,78
O	23,89	23,9	23,94	23,95	23,97	23,98	23,95
alm	47,65	49,82	48,86	50,51	41,43	42,05	54,92
py	24,77	23,69	22,30	20,07	27,54	26,95	13,76
sp	1,54	0,87	1,77	0,95	0,93	0,69	1,71
uw	0,06	0,00	0,44	0,00	0,00	0,00	0,06
an	9,49	9,19	7,90	7,50	5,89	4,10	7,98
gr	16,49	16,42	18,74	20,97	24,21	26,21	21,56

plektytami o trudnym do identyfikacji składzie. Zawierają one także *rt*, *qtz*, *zr*, *zo* i *amp*. W bardziej zamfibolizowanych metabazytach (stadium przejściowe) zaznacza się przewaga diablastycznych agregatów amfibolowo-plagioklazowych powstających z rozpadu *grt* i *omp*. W najsilniej retrogresywnie przeobrażonych skałach, tylko rzadko występujące relikty granatów świadczą o zaznaczonych warunkach facji eklogitowej. Obok tworzących ją zrekrytalizowanej wtórnej hornblendy, o składzie tschermakitowym (tab. 2) i plagioklazów (*An*₂₇₋₃₅) pojawia się w znacznych ilościach biotyt. Retrogresję zapisują także minerały tytanu. O ile w eklogitach dominuje rutyl, w amfibolitach przeważają grudki tytanitu; przejściową formą jest ilmenit.

Skały najslabiej zamfibolizowane, o pozornie bezładnym ułożeniu minerałów, pod mikroskopem wykazują uporządkowanie. Równolegle układają się minerały słupkowe (*omp*, *rt*) i ziarna granatów o wydłużonych kształtach. Foliację w nie podległych intensywniej retrogre-

sji eklogitach dostrzega się też mezoskopowo w odsłonięciach, na wypreparowanych wietrzeniem ścianach. W miarę rosnącego stopnia retrogresji tekstura kierunkowa, choć mezoskopowo mało wyraźna, staje się lepiej widoczna i głównie objawia się w postaci foliacji (*S>L* tektonity). W silnie zamfibolizowanych eklogitach dostrzega się także słabo wykształconą lineację w przybliżeniu zgodną z biegiem zapadającej ku NW foliacji, co potwierdzają obserwacje uporządkowania widocznego w płytkach cienkich. W Nowej Morawie lepiej widać prawidłowości rozkładu stopnia amfibolizacji eklogitów w obrębie wystąpienia. Najslabiej retrogresywnie przeobrażone w centrum soczewy, ku obrzeżom przechodzą zwykle w amfibolity, miejscami całkowicie tracąc zapis metamorfizmu wysokich ciśnień. Zdarzają się jednak także wkładki słabo zamfibolizowanych metabazytów już w obrębie warstw gnejsowych.

Skały otaczające eklogity obu wystąpień to drobnziarniste, smużyste lub laminowane gnejsy przechodzące koło

Tab. 2. Reprezentatywne analizy amfiboli w mikroobszarze. Przeliczenia na 23 tleny wg Leake i in. (1997)

	Strachocin							Nowa Morawa
	amfibolit granatowy P I		amfibolit zwyczajny 17 h			amfibolit łyszczykowy PII		
	środek	brzeg	porf. środek	porf. brzeg	matriks	środek	brzeg	amfibolit 28b
SiO ₂	43,402	44,047	42,704	42,758	43,725	45,381	55,448	44,113
TiO ₂	0,919	0,703	1,154	0,554	0,726	0,468	0,033	1,079
Al ₂ O ₃	15,158	13,408	14,837	13,323	12,280	13,745	0,289	11,543
Cr ₂ O ₃	0,127	0,155	0,048	0,043	0,077	0,018	0,000	0,120
FeO	13,748	14,443	15,335	17,481	17,567	11,909	22,610	16,990
MnO	0,000	0,186	0,617	0,367	0,446	0,436	0,846	0,355
MgO	11,282	10,974	9,846	9,075	9,391	11,813	18,561	9,520
NiO	0,000	0,080	0,015	0,217	0,122	0,014	0,074	0,101
CaO	10,214	11,356	10,557	12,567	12,584	11,363	0,913	11,941
Na ₂ O	1,855	1,644	1,181	1,025	1,024	1,180	0,000	0,980
K ₂ O	0,867	0,656	0,831	0,553	0,568	0,472	0,029	0,651
suma	97,572	97,652	97,125	97,963	98,510	96,799	98,803	97,393
Si	6,306	6,461	6,297	6,350	6,463	6,598	7,966	6,582
Al IV	1,694	1,539	1,703	1,650	1,537	1,402	0,034	1,418
Al VI	0,901	0,779	0,876	0,681	0,602	0,953	0,015	0,612
Ti	0,100	0,078	0,128	0,062	0,081	0,051	0,004	0,121
Fe ³⁺	0,453	0,272	0,449	0,441	0,371	0,245	0,084	0,239
Cr	0,015	0,018	0,006	0,005	0,009	0,002	0,000	0,014
Mg	2,444	2,400	2,164	2,009	2,069	2,560	3,975	2,118
Fe ²⁺	1,087	1,454	1,378	1,730	1,800	1,189	0,923	1,881
Mn	0,000	0,000	0,000	0,046	0,056	0,000	0,000	0,015
Ni	0,000	0,000	0,000	0,026	0,011	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,131	0,045	0,065	0,000	0,000	0,015	1,710	0,000
Mn	0,000	0,023	0,077	0,000	0,000	0,054	0,103	0,030
Ni	0,000	0,009	0,002	0,000	0,003	0,002	0,009	0,012
Ca	1,590	1,785	1,668	1,999	1,993	1,770	0,141	1,909
Na	0,279	0,137	0,188	0,000	0,004	0,160	0,000	0,049
Na	0,243	0,330	0,149	0,295	0,290	0,173	0,000	0,235
K	0,161	0,123	0,156	0,105	0,107	0,088	0,005	0,124
Suma kat.	15,404	15,453	15,306	15,400	15,397	15,260	14,967	15,359
I. magnezowa	0,6674	0,6154	0,6001	0,5373	0,5348	0,6016	0,7016	0,5295

Bielic w łupki kwarcowo-skalieniowo-łyszczykowe. Różnią się one nieco w przypadku obu wystąpień i odbiegają od gnejsów ze Strachocina.

Koło Nowej Morawy gnejsy bogatsze w biotyt charakteryzują się laminacją, czasem lekko pomarszczoną. Przy niższej zawartości łyszczyków przechodzą one w odmianę smużystą. Jasne warstewki tworzą *qtz*, *pl*, *kfs* i pertyty, ciemne: *bt*. Akcesorycznie występują *ti*, *ap*, *ms*, *zr*, mine-

rały rudne oraz *grt*. Wyraźnie zaznaczają się procesy chlo-rytyzacji. Jak wykazały badania mikrosondowe wybranej próbki kontaktu, inny jest skład granatów z gnejsów i z poeklogitowych amfibolitów — ostatnie mają dwukrotnie wyższy udział cząstki piropowej, którym przewyższają też granaty ze Strachocina. (tab.1). Wszystkim tutejszym granatom brak klarownej zonalności składu — nie daje się dostrzec znaczących różnic w zawartości Fe i Mg pomię-

dzy jądrami a częściami brzeżnymi blastów. Podobnie jak metabazyty, gnejsy przy dobrze wykształconej, zapadającej ku NW foliacji, mają słabo czytelne mezoskopowo struktury linijne o orientacji subhoryzontalnej (S>L tektonity).

Koło Bielic laminacja gnejsów jest często silniej wyrażona, by miejscami wskutek wzrostu zawartości łyszczyków nadać skale oddzielność łupkową. Miąższość lamin jest nieregularna, co może sugerować osadowy protolity (Kozłowski i in., 1986). Tutejsze gnejsy mają ten sam skład, lecz inne proporcje minerałów skałotwórczych niż te z okolic Nowej Morawy. W pobliżu bielickich eklogitów odsłaniają się też smużyste gnejsy ze znaczącym udziałem granatów, nie spotykane w najbliższym otoczeniu metabazytów k. Nowej Morawy. Wnioskując z kartowania po zwierzelinie, poszczególne odmiany gnejsów płynnie w siebie przechodzą i należą do tej samej formacji. Ich zapis strukturalny jest analogiczny do noszonego przez gnejsy nowomorawskie.

Koło Nowej Morawy występują ponadto gnejsy tworzące przeławienia ze skałami zasadowymi. Zazwyczaj składem mineralnym, strukturą i zapisem strukturalnym przypominają skały najbliższego otoczenia ciał metabazytowych. Część z nich jednak, uboższa w łyszczyki, jest makroskopowo niemal bezładna teksturalnie.

Kontakty gnejsów z metabazytami najczęściej są ostro wyrażone (także w skali mikroskopowej). Bywają też silnie nierówne i rozmyte (na przestrzeni kilku mm występują skały o składzie przejściowym), co nasuwa wniosek o ich pierwotnej, nietektonicznej naturze. Tak graniczą z metabazytami wspomniane skały gnejsowe o teksturze słabo uporządkowanej. Orientacja mezostruktur w wystąpieniach jednostki Śnieżnika jest wspólna dla skał kwaśnych i zasadowych (na powierzchni foliacji słabo zaznaczona lineacja subhoryzontalna). Autor nie znalazł mikrostruktur świadczących o deformacjach ścięciowych, które musiałyby zaistnieć na granicy tektonicznie zetkniętych skał.

Podsumowanie

Porównanie wysokociśnieniowych metabazytów z dwóch jednostek tektonicznych kopuły orlicko-śnieżnickiej, prowadzi do wstępnego wniosku o rozbieżności zapisów historii tektonometamorficznej tychże wraz ze skałami je otaczającymi w poszczególnych jednostkach.

Zarejestrowano znaczne różnice petrologiczne: inna jest ilość czytelnych dowodów na przebyty metamorfizm wysokich ciśnień w metabazytach obu jednostek. Obfite w jednostce Śnieżnika, w jednostce Gierałtowa występują resztkowo. W metabazytach k. Strachocina wspólnie z oligoklazem licznie występują, nie napotkane w innych wystąpieniach, poikiloblasty wapniowych amfiboli o najczęściej tschermakitowym składzie. Oba minerały zostały włączone przez Smulikowskiego (1967) do paragenazy wysokociśnieniowej. Możliwe zatem, że w obu jednostkach różne były zespoły mineralne metabazytów powstałe w okresach szczytu metamorfizmu, co wskazywałoby na odmienne maksymalne warunki P–T (wyższe dla jednostki Śnieżnika, gdzie znacznie mniej amfiboli wysokociśnieniowych) lub/i różny skład ich protolitytów. Z drugiej strony, strachocińskie metabazyty już podczas retrogresji od facji eklogitowej mogły przejść nie występujący w wystąpieniach jednostki Śnieżnika etap blastezy poikiloblastycznej hornblendy tschermakitowej i oligoklazę zacierających

zapis szczytu metamorfizmu. Wysokociśnieniowe paragenazy mineralne w metabazytach obu jednostek, mimo że mezoskopowo pozornie nieuporządkowane, tworzą mikro-więźbę świadczącą o dynamicznej rekryształizacji w warunkach wysokociśnieniowych.

Zróżnicowanie istnieje także pomiędzy skałami leukokratycznymi otulającymi metabazyty w obu jednostkach. Nie w pełni do siebie przystają składem mineralnym drobnoziarniste gnejsy. Różnią się choćby zawartością muskowitu, częstego k. Strachocina, a w jednostce Śnieżnika spotykanego w marginalnych ilościach. W jednostce Gierałtowa odsłaniają się ponadto w najbliższym otoczeniu amfibolitów gnejsy soczewkowe, a Śnieżnika łupki. W skałach otaczających metabazyty obu jednostek nie uchwycono jasnych petrologicznych dowodów na przebyty przez nie etap wysokociśnieniowy, nieunikniony w przypadku występowania pierwotnych kontaktów. W jednostce Gierałtowa przemawiać za nimi może obecność drobnych przewarstwień gnejsowych w metabazytach, zawierających niekiedy metastabilne minerały potencjalnie odpowiadające warunkom facji eklogitowej (*ky*, *grt*, *rt*) oraz występowanie skał o składzie przejściowym między gnejsami a metabazytami (takie mogły jednak powstać również w strefach ścinania na granicy dwóch typów litologicznych). W przypadku jednostki Śnieżnika, k. Bielic ryzykowne jest przypisywanie otaczającym gnejsom i łupkom magmowej czy migmatycznej przeszłości gnejsów gierałtowskich. Biorąc jeszcze pod uwagę wniosek Smulikowskiego (1967) o osadowej genezie felsytów nowomorawskich, oparty na ich podobieństwie do skał serii strońskiej oraz istnienie drobnych wkładek metabazytów w otaczających je gnejsach, a także obecność nieostrych i nieregularnych kontaktów metabazytów i gnejsów, hipoteza Smulikowskiego o wspólnej, suprakrystalnej genezie tych skał, a tym samym o ich wspólnej historii tektonometamorficznej wydaje się być bardziej uzasadniona. Niewątpliwie w przypadku obu jednostek felsyty i bazyty wspólnie doznały przeobrażeń w warunkach facji amfibolitowej, a później podlegały diaforezie w facji zieleńcowej.

Zapis strukturalny w metabazytach i ich sąsiedztwie różni się w obu jednostkach, sugerując odmienną historię ekshumacji. W jednostce Gierałtowa jest on niejednakowy dla kontaktujących typów litologicznych, lecz daje przesłanki (nie dowody) do uznania hipotezy o tektonicznej przyczynie ich sąsiedztwa. W drobnoziarnistych gnejsach zewnętrznych występują dwie lineacje mineralne, o orientacjach SW–NE oraz N–S. Odpowiednikiem pierwszej, zbliżonej do kierunku upadu foliacji, jest prawdopodobnie lineacja wykształcona w części bardziej zamfibolizowanych metabazytów oraz gnejsów śródmetabazytowych o silniejszej retrogresji. Obie lineacje wiążą z okresem powysokociśnieniowym — warunkami facji amfibolitowej. Ponadto w zamfibolizowanych metabazytach występują wąskie strefy ścinania podatnego, o reżimie uskołu zrzutowego normalnego i zwrocie przemieszczeń „góra” ku NE; z kolei niektóre śródmetabazytowe gnejsy notują przeciwny zwrot ruchu („góra” ku SW — reżim nasuwczy). Tego rodzaju zróżnicowanie zapisu kinematyki, które wiązać można z epizodem wprowadzenia metabazytów w gnejsy, da się przypisać niejednorodnemu przemieszczaniu skał soczewy podczas wypiętrzeniowych ruchów wielkoskalowych, kiedy to mogła też wytworzyć się lineacja bliższa kierunkowi upadu foliacji. Współwystępowanie w metabazytach i

gnejsach otoczenia owej lineacji mineralnej o prawdopodobnie elongacyjnym charakterze, także sugerujące epizod wprowadzenia tektonicznego, może również wynikać z wielkoskalowych przemieszczeń, które wspólnie dotknęły kontaktujące skały podczas ekshumacji. Jak wykazały bowiem badania Cymermana (1988, 1997), lineacja elongacyjna o zbliżonej orientacji występuje w gnejsach całej jednostki Gierałtowa. W skałach otaczających soczewę autor nie znalazł sekwencji struktur mylonitycznych, która pozwalałaby na jednoznaczne powiązanie wykrytych w obrębie soczewy wąskich stref ścinania i obecności lineacji elongacyjnej z epizodem tektonicznego włączenia metabazytów w gnejsy. Nie dostrzegł on spadku intensywności odkształcenia w miarę oddalania się od soczewy, a gnejsy z najbliższego metabazytów odsłonięcia są lineacji elongacyjnej pozbawione. W jednostce Śnieżnika wszystkie skały ze sobą kontaktujące mają słabiej wykształcone elementy strukturalne. Na powierzchni foliacji rzadko i bardzo słabo zaznacza się lineacja (S>L tektonity) subhoryzontalna, a zarazem zgodna z wydłużeniem ciał metabazytowych. Brak tu wskaźników kinematycznych czy zróżnicowania zapisu deformacji, które dawałyby podstawę do uznania kontaktu eklogitowo-gnejsowego za tektoniczny. Mogły one zostać zatarte przez późniejszą rekrytalizację.

Wziąwszy pod uwagę przedstawione dane, autor sądzi, że granice między skałami, które zaznały jako warunków szczytowych metamorfizmu wysokich i średnich ciśnień mogą znajdować się dla przebadanych wystąpień już w obrębie skał leukokratycznych i nie pokrywać się z granicami litologicznymi metabazyt/gnejs. Niewykluczone też, że dla dwóch omawianych jednostek charakter kontaktu metabazytowo-gnejsowego jest różny: tektoniczny k. Strachocina, a pierwotny w jednostce Śnieżnika.

Przeprowadzone dotąd badania trzech wystąpień eklogitów nie pozwalają na wysnuwanie daleko idących wniosków — problem charakteru kontaktu eklogitowo-gnejsowego pozostaje otwarty. Umożliwiają natomiast sformułowanie pytań, na które odpowiedzi udzieli dalsze badania. Jak i dlaczego różniły się od siebie warunki szczytu metamorfizmu i historia retrogresji metabazytów w poszczególnych jednostkach tektonicznych kopuły orlicko-śnieżnickiej? Jak wiele skał kopuły orlicko-śnieżnickiej przeszło epizod wysokociśnieniowy? Gdzie znajdują się granice między skałami, które uległy metamorfizmowi wysokociśnieniowemu, a tymi, które go nie zaznały? Jak doszło do pojawienia się skał wysokociśnieniowych na powierzchni?

Autor dziękuje promotorowi pracy magisterskiej, Prof. dr hab. A. Żelaźniewiczowi za poświęcony przezeń czas i olbrzymią pomoc merytoryczną oraz Dr R. Orłowskiemu, bez którego życzliwości nie uporałby się z analizami w mikroobszarze.

Literatura

- ANSILEWSKI J. 1973 — Skalenie serii metamorficznej Gór Białskich i Żółtych w Sudetach. *Geol. Sudet.*, 7: 27–124.
- BAKUN-CZUBAROW N. 1971 — Metale przejściowe typu 3d (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni i Cu) w metabazytach z okolic Strachocina w Górach Śnieżnickich. *Arch. Miner.*, 29:89–117.
- BAKUN-CZUBAROW N. 1991 — Geodynamic significance of the Variscan HP eclogite–granulite series of the Złote Mountains in the Sudetes. *Publ. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, A 19: 215–244.
- BAKUN-CZUBAROW N. 1992a — Quartz pseudomorphs after coesite and quartz exsolutions in eclogitic clinopyroxenes of the Złote Mountains in the Sudetes. *Arch. Miner.*, 48:3–26.
- BAKUN-CZUBAROW N. 1992b — Variscan eclogites and HP granulites of northeastern Bohemian Massif SW Poland. *International Geological Congress*, 2: 602.
- BAKUN-CZUBAROW N. 1994 — Przejawy metamorfizmu ultrawysokich ciśnień w eklogitach metamorfiku Śnieżnika i ich implikacje geodynamiczne. *Pol. Tow. Miner., Pr. Spec.*: 98–101.
- BAKUN-CZUBAROW N. 1998 — Ilmenite-bearing Eclogites of the West Sudetes — Their Geochemistry and Mineral Chemistry. *Arch. Miner.*, 51: 29–110.
- BRUECKNER H. K., MEDARIS L.G., BAKUN-CZUBAROW N. 1991 — Nd and Sr age isotope patterns from Variscan eclogites of the eastern Bohemian Massif. *N. J. Miner. Abh.*, 163: 169–196.
- BORKOWSKA M., CHOUKROUNE P., HAMEURT J. & MARTINEAU F. 1990 — A geochemical investigation of the age significance and structural evolution of the caledonien — variscan granite — gneisses of the Śnieżnik Metamorphic Area. *Geol. Sudet.*, 25: 1–27.
- BROECKER M. & KLEMD R. 1996 — Ultrahigh-pressure metamorphism in the Śnieżnik Mountains: P–T constraints and geological implications. *J. Geol.*, 104: 417–433.
- CYMERMAN Z. 1988 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, arkusz Strachocin i Bielice. *Wyd. Geol.*
- CYMERMAN Z. 1997 — Structure, kinematics and an evolution of the Orlica — Śnieżnik Dome, Sudetes. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 156: 5–120.
- CYMERMAN Z. & CWOJDZIŃSKI S. 1986 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Strachocin i Bielice. *Wyd. Geol.*
- DON J. 1964 — Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. *Geol. Sudet.*, 1: 79–118.
- DON J. 1989 — On the position of the eclogites within the gneisses of Międzygórze (Śnieżnik metamorphic massif, Sudetes. [In] „Indicators of structural evolution in polyphase deformed metamorphic complexes: criteria for the distinction of para and orthogneisses, the Orlica–Śnieżnik Dome, West Sudetes. 44–58.
- DON J., DUMICZ M., WOJCIECHOWSKA I. & ŻELA NIEWICZ A. 1990 — Lithology and tectonics of the Orlica — Śnieżnik Dome, Sudetes — recent state of knowledge. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie — Abhandlungen*, 179: 159–188.
- DUMICZ M. 1993 — The history of eclogites in the geological evolution of the Śnieżnik crystalline complex based on mesostructural analysis. *Geol. Sudet.*, 27: 21–64.
- GRZECHNIK A. 1989 — Staurolit w łupkach łyszczykowych Góry Krzyżnik koło Stronia Śląskiego. *Arch. Miner.*, 44: 93–106.
- JÓZEFIAK D. 1998 — Wstępne dane o warunkach metamorfizmu paragajensów i łupków łyszczykowych serii strońskiej (metamorfik Łącka–Śnieżnika) Polskie Towarzystwo Mineralogiczne — *Pr. Spec.*, 11: 108–110.
- KASZA L. 1958 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Nowa Morawa. *Wyd. Geol.*
- KASZA L. 1964 — Geology of the Upper Basin of the Biała Łądecka Stream. *Geol. Sudet.*, 1: 119–167.
- KOZŁOWSKI K., ŻABA J. & FEDIUK F. 1986 — Petrologia skał metamorficznych. *UŚI*: 390;
- KOSZELA S. 1997 — Marmury SE części metamorfiku Śnieżnika. *Geol. Sudet.*, 30: 59–108.
- KRETZ R. 1983 — Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, 68: 277–279.
- LEAKE B.E., WODLEY AR., ARPS C.E.S., BIRCH W.D., GILBERT M.C., GRICE J.D., HAWTHORNE F.C., AKTO A., KISCH H.J., KRIOVICHEV V.G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J.A., MARESCH W.V., NICKEL E.H., ROCK N.M.S., SCHUMACHER J.C., SMITH D.C., STEPHENSON N.C.N., UNGARETTI L.
- WHITAKER E.J.W. & YOUZHI G. 1997 — Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of IMA, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Amer. Miner.*, 82: 1019–1037.
- OBERC J. 1972 — Budowa geologiczna Polski. Tom IV. Tektonika, 2. Sudety i obszary przyległe. *Wyd. Geol.*
- SMULIKOWSKI K. 1967 — Eklogity Gór Śnieżnickich w Sudetach. *Geol. Sudet.*, 3: 7–180.
- SMULIKOWSKI K. 1979 — Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika i Gór Żółtych. *Geol. Sudet.*, 14: 7–76.