

Ewolucja tektonometamorficzna marmurów i otaczających łupków łyszczykowych formacji strońskiej (Sudety)

Tectonometamorphic evolution of marbles and adjacent mica schists of the Stronie Formation (Sudetes)

MIROSLAW JASTRZĘBSKI

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Zakład Geologii Sudetów, Podwale 75, 50-449 Wrocław;
e-mail: mjast@interia.pl

Streszczenie

Połączone badania strukturalne, petrograficzne oraz geochronologiczne nad relacjami P-T-d (ciśnienie-temperatura-deformacja) w marmurach i otaczających łupkach łyszczykowych kopuły orlicko-śnieżnickiej (KOŚ) przyczyniły się do rekonstrukcji ewolucji tektonicznej wschodniej krawędzi Sudetów Zachodnich. Wyniki przeprowadzonych badań wykazały, iż na wskutek skrócenia tektonicznego w kierunku E-W (etap D1), związanego z waryscyjską kolizją domen kontynentalnych Sudetów Zachodnich oraz Brunowistulii, doszło do powstania stromej foliacji S1, pogrubienia skorupy i pogrążenia skał formacji strońskiej na głębokości odpowiadające ciśnieniom 0.9-1.0 GPa. Początkowe fazy wynoszenia skał, stowarzyszone ze pionowym skracaniem tektonicznym (etap D2), były powiązane z progresją metamorfizmu regionalnego od warunków facji zieleńcowej do facji amfibolitowej. Pod koniec etapu D2, podczas ustalenia się piku temperaturowego metamorfizmu, ukształtowała się strefowość metamorfizmu zapisana w skałach formacji strońskiej. Etap D2 doprowadził do wykształcenia leżących wąskopromiennych fałdów F2, deformujących foliację S1, oraz do spłaszczania więźby wewnętrznej zakonserwowanej w granatach. Progresywna deformacja etapu D2 ostatecznie doprowadziła do ukształtowania się subhoryzontalnej foliacji osiowej S2, którą w łupkach łyszczykowych stanowi powszechnie obserwowane złupkowanie. Podczas dalszego wynoszenia skał doszło do lokalnej reaktywacji foliacji S2 w reżimie góra-ku-N, odpowiedzialnej za wytworzenie się stref ścinania. Późniejsze skracanie tektoniczne w kierunku NE-SW (etap D4) mogło wiązać się z regionalnym fałdowaniem i reorientacją powierzchni strukturalnych S2 || S3 oraz powierzchni izoterm/izograd metamorficznych, zaś na wskutek skracania tektonicznego w kierunku NW-SE (etap D5), doszło do nachylenia tych powierzchni w kierunku W/NW. Oba końcowe etapy mogły być odpowiedzialne za obserwowany kształt izograd metamorficznych, a także zmniejszanie się stopnia metamorfizmu w kierunku W/NW.

Słowa kluczowe: ewolucja tektonometamorficzna, formacja strońska, kopuła orlicko-śnieżnicka, Masyw Czeski, orogeneza waryscyjska

Abstract:

Integrated structural, petrographic and geochronological studies on P-T-d record in marbles and adjacent mica schists of the Orlica-Śnieżnik Dome (OSD) contribute to a model of the tectonic development of the eastern borderland of the West Sudetes. The results of these studies show that marbles of the OSD experienced

E-W directed subhorizontal shortening (D1 stage), which resulted from the Variscan collision between the West Sudetes domain and the Brunovistulian terrane. These processes led to crustal thickening, development of a steep metamorphic fabric, and the burial of the Stronie Formation to depths corresponding to 0.9–1.0 GPa. Subsequent vertical shortening (D2 stage) was related to the onset of uplift and progression of metamorphism from greenschist to amphibolite facies conditions. Under peak conditions in the temperature, metamorphic zonation was established in the Stronie Formation. The D2 shortening led to folding of the S1 planes to form recumbent tight folds (F2), and to flattening of the inclusion trails in syn-D2 garnet porphyroblasts. Ongoing D2 deformation led to the development of subhorizontally disposed S2 axial-plane foliation. In mica schists, it is preserved as a penetrative schistosity. During progressive uplift, S2 planes were reactivated as a result of subsequent top-to-N directed transport (D3 stage). The S2 || S3 planes and S2-related metamorphic isograds were regionally folded during the D4 tectonic stage, which was characterised by NE-SW directed tectonic shortening. During stage D5, due to NW-SE directed tectonic shortening, the structural and metamorphic surfaces became inclined toward west (or north-west). The D4 and D5 stages were presumably together responsible for the observed metamorphic isograds and their overall tilting toward W (or NW).

Keywords: tectonometamorphic evolution, Stronie Formation, Orlica-Śnieżnik Dome, Bohemian Massif, Variscan orogeny

Wprowadzenie

Kopuła orlicko-śnieżnicka (KOŚ) jest najdalej na wschód wysuniętą jednostką tektoniczną domeny kontynentalnej Sudetów Zachodnich (Fig. 1). W obrębie tej domeny KOŚ zajmuje położenie szczególne, znajdując się w strefie granicznej kilku jednostek tektonostratygraficznych (terraków) wydzielanych w Masywie Czeskim: Saksoturynгии, Moldanubii i Bohemii. KOŚ, zaliczana do Saksoturynгии (Franke & Żelaźniewicz 2000) lub Moldanubii (np. Mazur *et al.* 2006), na różnych etapach swej waryscyjskiej ewolucji wchodziła w interakcje z pozostałymi terrakami Masywu Czeskiego oraz mikrokontynentem Brunowistulii (terminologia jednostek według Żelaźniewicza, 2005). Wśród formacji tworzących kopułę orlicko-śnieżnicką wyróżnia się metaosadowe formacje Młynowca i strońskiej oraz formację gnejsową (Don *et al.* 1990), wśród której tradycyjnie wydziela się oczkowe ortognejsy śnieżnickie oraz drobnoblastyczne, częściowo migmatyczne gnejsy gieraltowskie. W gnejsach KOŚ występują rozproszone ciała eklogitów i granulitów, charakteryzujące się zapisem wysokich (Štípská *et al.* 2004) lub ultrawysokich ciśnień (np. Bakun-Czubarow 1992; Kryza *et al.* 1996). Formacja strońska jest w przeważającej części złożona z łupków łyszczykowych i paragnejsów, wśród których występują m.in. wkładki kwarcytów, kwaśnych i za-

sadowych metawulkanitów oraz marmurów (Smulikowski 1979). Na podstawie mikroskamieniałości, jej wiek jest określany na późno-proterozoicznie – wczesnokambryjski (np. Gunia 1984), jednakże relikty fauny szkieletowej odnalezionej w marmurach (Koszela 1997) przemawiają za wczesnopaleozoicznym wiekiem jej sedimentacji. Ten ostatni wniosek potwierdzają datowania radiometryczne cyrkonów pochodzących z kwaśnych metawulkanitów, które tworzą wkładki w metapelitach formacji strońskiej. Ich wiek został oszacowany za pomocą metody U-Pb na cyrkonach na ok. 500 mln lat (Murtezi & Fanning 2005).

Marmury i łupki łyszczykowe formacji strońskiej doczekały się wielu opracowań z zakresu tektoniki oraz petrologii, jednak interpretacja ich zapisu strukturalnego jest nadal przedmiotem ożywionej dyskusji. Pozostają dyskusyjne m.in. pozycja skał formacji strońskiej oraz gnejsów w obrębie wielkoskalowych fałdów, problem jednofazowej lub wielofazowej ewolucji tektonicznej KOŚ, związek pomiędzy strukturami fałdowymi a lineacjami, kinematyka poszczególnych etapów tektonicznych, warunki metamorfizmu skał w otoczeniu granulitów i eklogitów oraz wiek głównych przeobrażeń metamorficznych.

Celem przeprowadzonych badań było: (i) określenie relacji pomiędzy warunkami metamorfizmu a sekwencją deformacji marmurów

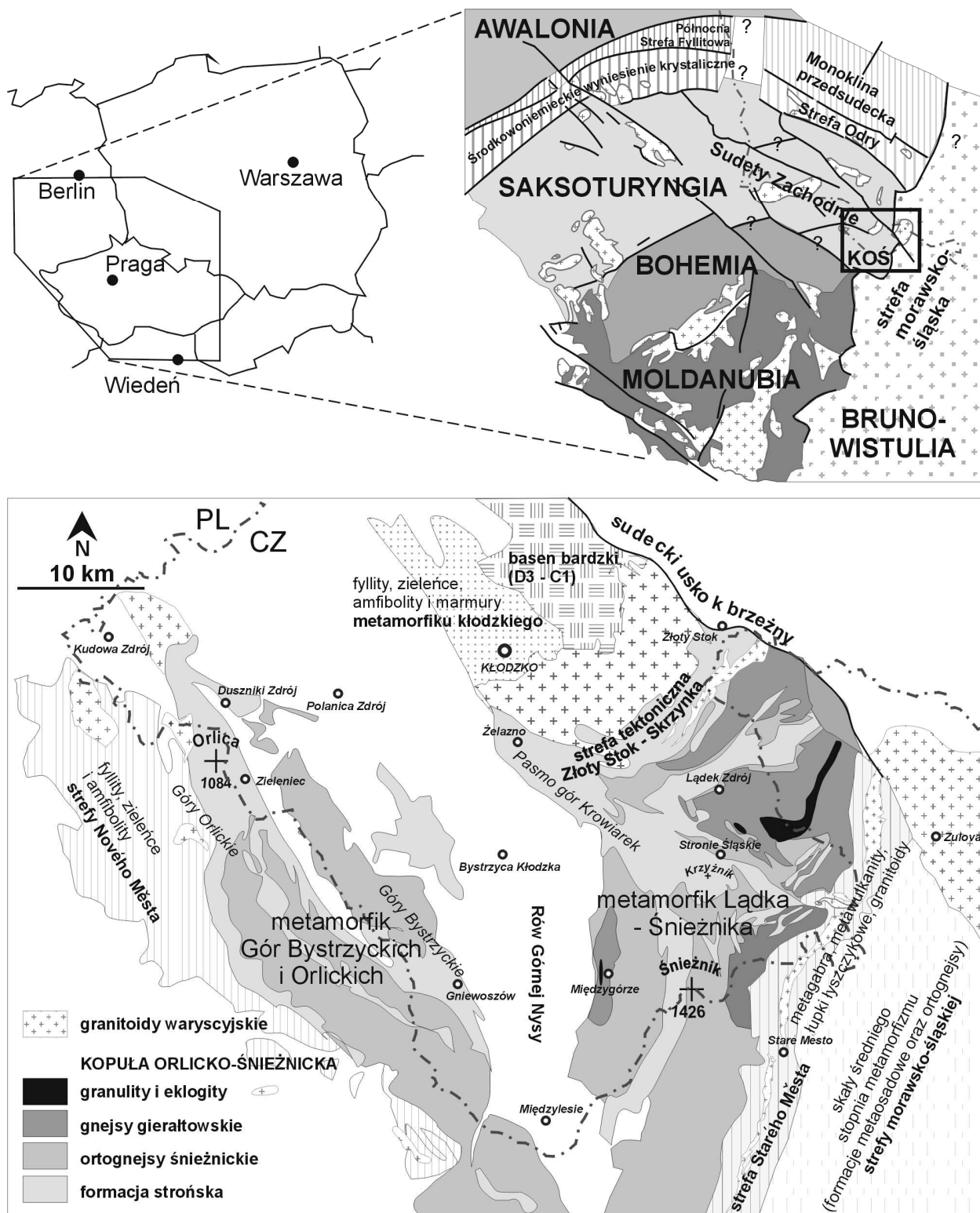


Fig. 1. Kopuła orlicko-śnieżnicka (KOŚ) na tle mapy terranów Masywu Czeskiego (wg Frankego & Żelaźniewicza 2000, zmodyfikowane) oraz rozmieszczenie formacji skalnych KOŚ (wg Sawickiego 1995, zmodyfikowane)

Fig. 1. Position of the Orlica-Śnieżnik Dome in the Bohemian Massif (modified after Franke & Żelaźniewicz 2000) and lithology of the Orlica-Śnieżnik Dome (modified after Sawicki 1995)

i łupków łyszczykowych formacji strońskiej, (ii) rozstrzygnięcie pochodzenia rozpoznanych struktur tektonicznych oraz (iii) uściślenie czasu ich powstawania w trakcie wzajemnych kolizji pomiędzy terranami Masywu Czeskiego i terranu Brunowistulii. Ze względu na różnice podatności badanych skał na deformację, w marmurach zachowało więcej struktur wcześniejszych etapów ewolucji strukturalnej aniżeli w otaczających łupkach łyszczykowych. Jednakże bogatszy skład chemiczny oraz zmienność zespołów mineralnych w łupkach łyszczykowych ułatwia rozwiązywanie zagadnień ewolucji metamorficznej. Rozpoznanie zapisu P-T-d-t (ciśnienie-temperatura-deformacja-czas) formacji strońskiej było możliwe dzięki korelacji struktur tektonicznych w obu typach skał i określeniu pozycji strukturalnej kolejnych zespołów mineralnych.

Metodyka badań

Do zrekonstruowania historii tektonometamorficznej badanych skał wykonano badania strukturalne, petrograficzne oraz geochronologiczne. Na wstępie przeprowadzono geometryczną i kinematyczną analizę mezo- i mikrostrukturalną, poprzedzającą określenie pozycji zidentyfikowanych zespołów mineralnych tworzących kolejne generacje struktur planarnych i liniowych. Skład chemiczny minerałów w mikroobszarze został określony przy pomocy spektrometru EDS połączonego z systemem analitycznym ThermoNORAN znajdującego się w Zespole Laboratoriów Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie oraz przy użyciu mikrosondy elektronowej WDS typu CAMECA-CAMEBAX SX100 znajdującej w Pracowni Mikrosondy Elektronowej Międzyinstytutowego Laboratorium Analizy Minerałów i Substancji Syntetycznych w Warszawie. Część analiz wykonano przy użyciu mikrosondy elektronowej WDS Cambridge Microscan 9 w Instytucie Nauk Geologicznych Uniwersytetu we Wrocławiu. Analizy wykonywano przy napięciu przyspieszającym 15 kV oraz natężeniu prądu wiązki 10 nA. Dla określenia warunków metamorfizmu podczas kolejnych faz deformacji, na podstawie

wykonanych analiz składu chemicznego minerałów z paragenez mineralnych wykonano obliczenia geo-termobarometryczne. Do określenia temperatury metamorfizmu marmurów posłużono się geotermometrem węglanowym (kalcyt-dolomit) opartym na istnieniu luki w mieszalności układu $MgCO_3$ - $CaCO_3$ w kalcycie. Zastosowano tu kalibrację według Annovitza & Essene (1987), uwzględniając poprawkę na zawartość $FeCO_3$. Do określania temperatur wykorzystywano analizy wykonane w środku blastów kalcytu (zwykle uboższych w dolomitowe odmieszania powstałe przy retrogresji termicznej), współwystępujących jednak z dolomitom w tle skalnym. Temperaturę dla poszczególnych domen KOŚ oszacowano poprzez uśrednienie kilkunastu wartości maksymalnych (dla 1-3 próbek) uzyskanych dla punktów o największej zawartości Mg. Do wyznaczenia temperatur w łupkach łyszczykowych wykorzystano geotermometr granat - biotyt według Bhattacharya *et al.* (1992), przy zastosowaniu parametrów modelu mieszalności według Hacklera & Wooda (1989). Kalibracja ta została wybrana ze względu na zanotowane zawartości Ca w granatach, wystarczająco niskie do zastosowania tej metody oraz na spójne wyniki uzyskane dla pojedynczych próbek. Ciśnienia obliczono za pomocą geobarometru bazującego na reakcji z zanikiem/powstawaniem faz granat - plagioklaz - muskowit - biotyt (Ghent & Stout 1981), przy uwzględnieniu poprawek według Hollanda & Powella (1990). Wartości P i T w poszczególnych domenach KOŚ obliczono poprzez uśrednienie kilku (3-6) uzyskanych wyników w poszczególnych próbkach. Ponadto, dla zespołów mineralnych znajdujących się w równowadze teksturalnej ze środkiem oraz brzegiem granatu dla próbki S, wartości P-T oznaczono przy użyciu segmentu „average P-T” w programie Thermocalc 3.1 (Holland & Powell 1998). Do obliczeń wykorzystano uśrednione aktywności (od 3 do 8) końcowych członów szeregów izomorficznych poszczególnych faz mineralnych tworzących zespoły mineralne Grt-jądro oraz Grt-brzeg (skrótów minerałów według Kretza 1983).

Po określeniu pozycji strukturalnej blastów granatu, wykonano datowania Sm-Nd granat -

cała skała. Preparatykę obejmującą separację granatów, płukanie i trawienie w kwasach, a także analizy izotopowe przy użyciu termojonizacyjnego spektrometru masowego Triton TI 7 wykonano w laboratorium Actlabs, Kanada.

Petrografia

Marmury są makroskopowo białe, rzadziej jasnożółte, jasnoszare lub różowe. Tekstura marmurów zmienia się od homeoblastycznej i bezładnej – przy dominującym udziale kalcytu w skale, do heteroblastycznej i kierunkowej – przy większym udziale dolomitu lub/i krzemianów, za przyczyną ich kierunkowego (planarnego lub liniowego) rozmieszczenia. Węglany, stanowiące od 90 do 100% objętości skały, tworzą najczęściej naprzemianległe monomineralne laminy zbudowane z grubo- lub średnioblastycznego kalcytu i z drobnoblastycznego dolomitu. Pomimo niewielkich niekiedy miąższości (ok. 1 mm), nagromadzenia te tworzą zazwyczaj ciągle horyzonty i układają się równolegle do granic marmurów z łupkami łyszczykowymi. Oprócz dominujących węglanów, w marmurach występuje jasny łyszczyk, flogopit, chloryt Mg, tremolit, diopsyd, minerały grupy epidotu, skałen potasowy, plagioklaz, talk, wezuwian, apatyt, turmalin, Mg-oliwin, spinel, serpentyn oraz minerały nieprzezroczyste.

Łupki łyszczykowe są skałami brązowoszarymi lub srebrzystoszarymi, drobno- lub średnioblastycznymi, posiadającymi wyraźne złupkowanie wyrażone naprzemianległym ułożeniem lamin kwarcowych i łyszczykowych. W przypadku koncentracji porfiroblastów granatu lub rzadziej plagioklazu, łupki łyszczykowe wykazują strukturę porfiroblastyczną. Skały te złożone są głównie z kwarcu (30–40% obj. skały), jasnego łyszczyku (10–50%), biotyту (5–30%), plagioklazu (0–15%) oraz granatu (0–15%). Tło skalne, oprócz dominującego kwarcu i minerałów blaszkowych, tworzą również chloryt oraz ilmenit, niekiedy staurolit, dysten i syllimanit. Akcesorycznie występują minerały grupy epidotu, rutyl, cyrkon, monacyt oraz minerały nieprzezroczyste.

Badania mezo- i mikrostrukturalne pozwoliły na wydzielenie w obu typach skał nakładają-

cych się na siebie kolejnych zespołów mineralnych. Analizy chemiczne minerałów tworzących struktury S1, S2 oraz S3-L3 zostały zaprezentowane odpowiednio w Tab. 1, 2 i 3.

Obie odmiany skalne tworzą wspólne przewarstwienia. Ciała marmurów tworzą w obrębie łupków łyszczykowych soczewkowate lub wydłużone wkładki o długości dochodzącej do kilku kilometrów i szerokości do ok. 400 m, zaś ich największe nagromadzenie występuje w paśmie gór Krowiarek w północno-zachodniej części metamorfiku Łądko-Śnieżnika. Pozostałe ciała marmurów tworzą odizolowane, mniej liczne wystąpienia, którym w południowej i wschodniej części KOŚ często towarzyszą amfibolity. W obrębie ciał marmurów spotyka się przewarstwienia łupkowe o miąższości wahającej się od kilku centymetrów do ok. 2–3 m. Granice pomiędzy obiema odmianami skalnymi są ostre.

Mezo- i mikrostruktury

Efektami plastycznej deformacji marmurów kopuły orlicko-śnieżnickiej są fałdy o różnej geometrii i orientacji, zespoły foliacji oraz struktur liniowych, wśród których wyróżnia się lineacje mineralne, lineację intersekcyjną, lineację krenulacyjną, wyciągnięte, symetryczne lub asymetryczne klasty oraz budinaże. Badania strukturalne wykazały następstwo struktur tektonicznych, które świadczy o wieloetapowej ewolucji strukturalnej badanych skał.

Etapy D1, D2

Najwcześniejsza foliacja w marmurach wyrażona jest przez laminację kwarcową, zafałdowaną w wąskopromienne fałdy (Fig. 2). Ze względu na superpozycję obu struktur, laminację kwarcową oznaczono jako S1, zaś fałdy deformujące ją jako fałdy F2. Laminacja ta jest najczęściej równoległa do lamin kalcytu i dolomitu oraz kontaktów marmurów z łupkami łyszczykowymi (Fig. 2a). Osie mezofałdów F2 są zwykle nachylone pod niewielkimi kątami ku N; średnia orientacja osi wynosi 350/15. Symilarna i wąskopromienna geometria fałdów F2 świadczy o wysokiej podatności na deformację skał

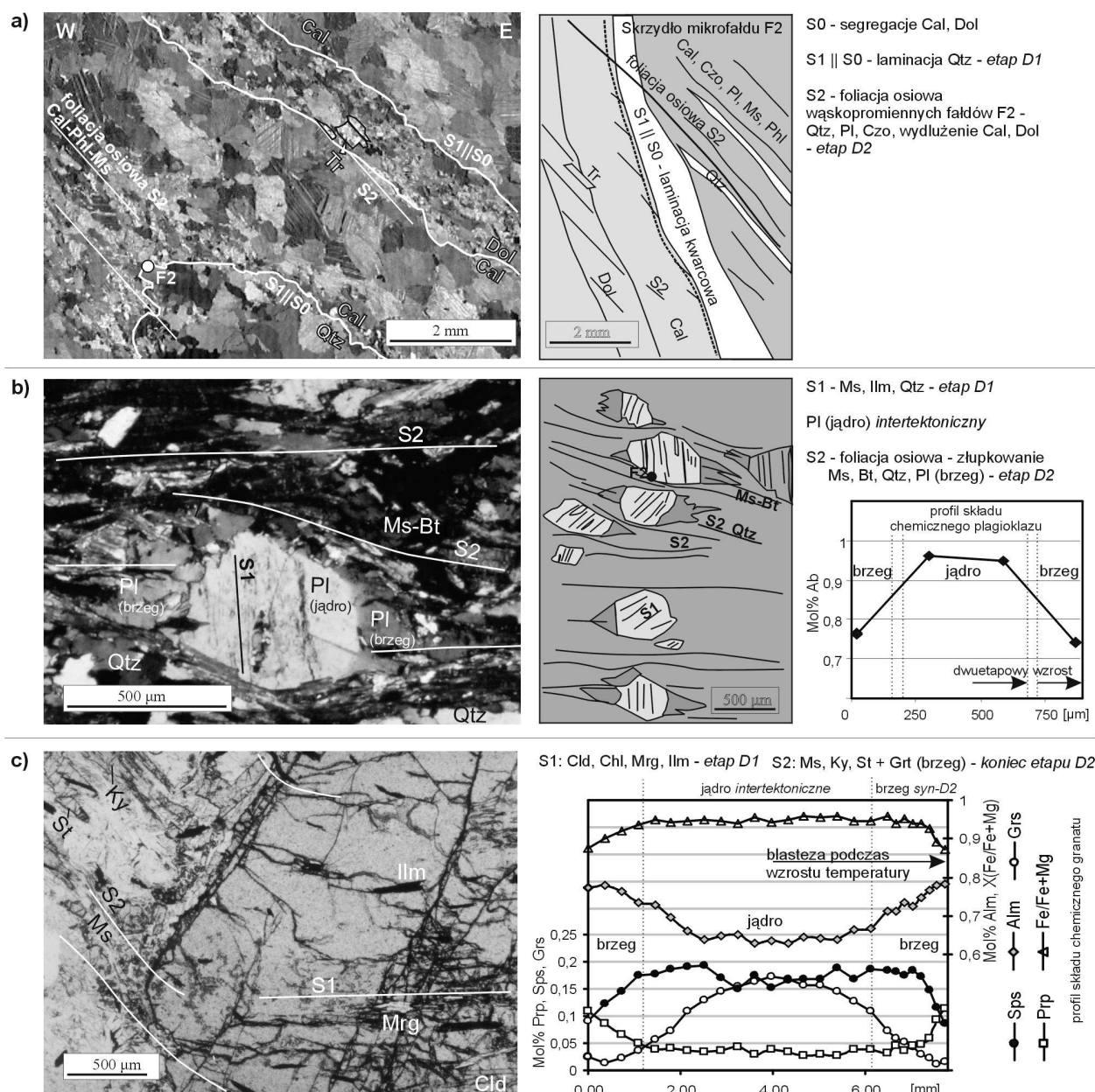


Fig. 2. Struktury deformacyjne związane z etapami tektonicznymi D1 i D2, rozwinięte w marmurach oraz łupkach łyszczykowych. Objaśnienia w tekście

Fig. 2. Deformational structures which developed during the D1 and D2 tectonic stages in marbles and mica schists. See text for explanation

węglanowych w tym etapie. Największą koncentrację fałdów F2 w marmurach KOŚ zaobserwowano w odsłonięciach na zachodnim zboczu góry Krzyżnik, 1 km na SW od Stronia Śląskiego, gdzie stanowią one zespół mezofałdów ciągnionych związanych z nadrzędną synformą (tworzy ją przełałowana ławica skał węglanowych o miąższości kilkunastu metrów w obrębie łupków łyszczykowych i amfiboli-

tów, Fig. 3a). Do struktur genetycznie związanych z fałdami F2 należą foliacja osiowa S2 – wyrażona w marmurach równoległym ułożeniem anizometrycznych blastów kalcytu i dolomitu oraz uprzywilejowanym rozmieszczeniem krzemianów (flogopitu, jasnego łyszczyku, niekiedy także tremolitu i klinozoisytu,) – oraz lineacje: intersekcyjna (o przebiegu N-S) oznaczona jako L2i, a także sporadycznie obserwo-

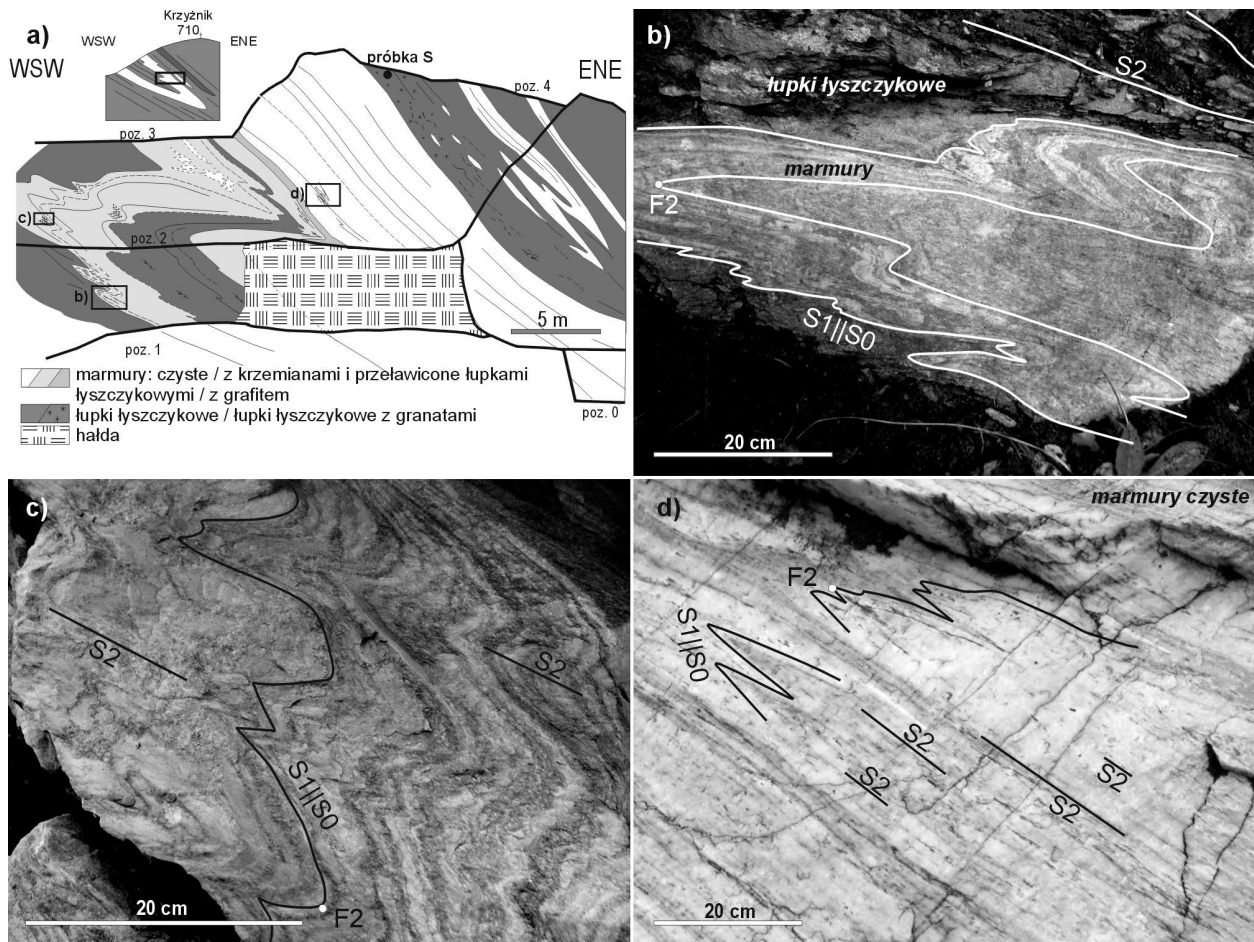


Fig. 3. Szkic kamieniołomu oraz mezofałdy F2 na górze Krzyżnik. Objasnienia w tekście
 Fig. 3. Sketch of the quarry and the F2 mesofolds from Krzyżnik Mt. See text for explanation

wana lineacja mineralna z wyciągania ziaren węglanów (o przebiegu E-W) oznaczona jako L2m. Orientacja foliacji S2 jest zmienna w poszczególnych domenach, niekiedy nawet w sąsiadujących odsłonięciach, uwidaczniając rozrzutem biegunów foliacji na zbiorczych diagramach stereograficznych. Strukturami genetycznie związanymi z foliacją S1 mogą być rzadko spotykane izoklinalne i niecyldryczne fałdy śródfoliacyjne (ich skrzydła są równoległe do S2), jednakże część z nich może reprezentować deformacje, które mogły mieć miejsce w nieskonsolidowanych osadach węglanowych.

Warstwowanie kalcyt-dolomit jest ujmowane zarówno w fałdy śródfoliacyjne, jak i wąskopromienne fałdy F2. Progresywne reakcje metamorficzne, w których krzemiany Mg i kalcyt powstają kosztem dolomitu, nie doprowadziły do wykształcenia penetratywnych segregacji

kalcytu. Jedynie sporadycznie, najczęściej równoległe do foliacji osiowej S2 w przegubach, a także na skrzydłach fałdów F2, są obserwowane wąskie laminy kalcytu skośne do fałdowanych lamin dolomitowych. Obserwowane przestrzenne rozmieszczenie obu węglanów w skale ma zatem głównie charakter przedtektoniczny i przedmetamorficzny. Jednakże, dynamiczna rekrytalizacja w etapach D2 doprowadziła do zmiany kształtu poszczególnych blastów, w skali mikroskopowej uwidaczniając się foliacją wyrażoną przez ich równoległe ułożenie, podkreśloną dodatkowo równoległym rozmieszczeniem minerałów blaszkowych (Fig. 2a). W odmianach o wyraźnej stratyfikacji litologicznej, relikty pierwotnego warstwowania ($S_0 \parallel S_1$) są lepiej widoczne aniżeli foliacja S2 (Fig. 3b, c), podczas gdy w odmianach monomineralnych (np. kalcytowych z niewielką ilo-

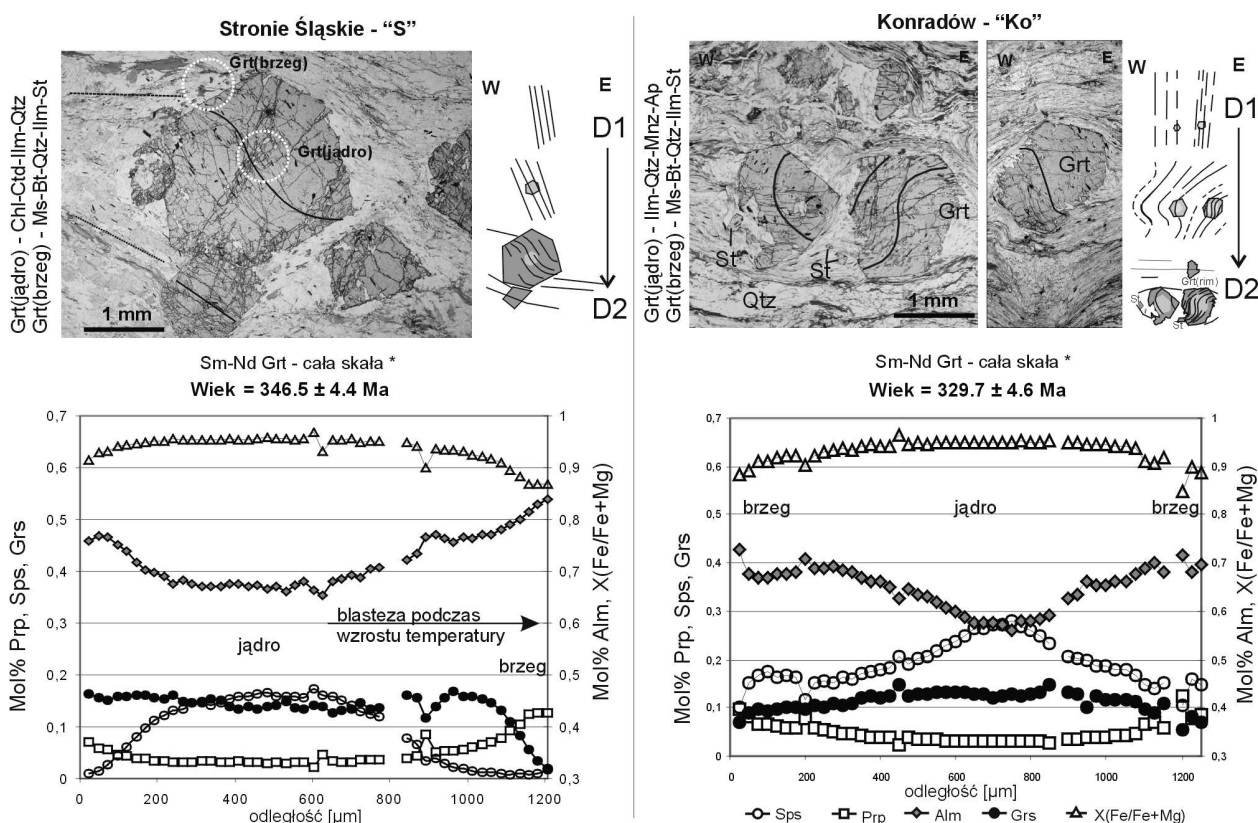


Fig. 4. Granaty z łupków łyszczykowych: profile składu chemicznego granatów w próbkach „S” oraz „Ko”. Stopniowa reorientacja więzby wewnętrznej podczas wzrostu granatów była związana z etapem pionowego skrócenia D2

* Szczegóły analiz Sm-Nd znajdują się w odrębnej pracy (Jastrzębski 2008)

Fig. 4. Garnets from the Stronie Formation: zoning profiles and Sm-Nd garnet-whole rock data coming from samples S and Ko. A continuous reorientation of the internal fabric in garnets resulted from the D2 vertical shortening

* Detailed Sm-Nd data are presented in Jastrzębski (2008)

ścią dolomitu), na skutek całkowitej reorientacji drobnych blaszek łyszczyków oraz zmiany kształtu ziaren węglanów, foliacja S2 uwiadcza się jako struktura penetratywna także w skali mezoskopowej (Fig. 3d). Ze względu na wąskopromienną geometrię fałdów F2, foliacje S0 || S1 oraz S2 przecinają się pod bardzo niskimi kątami, które poza strefami przegubowymi fałdów zwykle nie przekraczają 15°.

W łupkach łyszczykowych fałdy F2 są obserwowane rzadziej i uwiadcniają się wtedy, gdy fałdowaniem zostały objęte przewarstwienia kwarcowe lub kwarcowo-plagioklazowe. W odmianach dronoziarnistych i bogatszych w łyszczyki foliacja osiowa S2 ma charakter penetratywnego złupkowania, które tworzą naprzemianległe rozmieszczone laminy kwarcowe oraz łyszczykowe (Fig. 2b). Relacje mikrostrukturalne pomiędzy granatem i otaczającym

go tłem skalnym wskazują na równoczesny z rozwojem penetratywnego złupkowania S2 wzrost porfiroblastów granatów – w całości lub ich części brzeżnych. Syntektoniczny z etapem D2 wzrost granatów uwiadcza się poprzez zakrzywioną więzbę wewnętrzną od jądra w kierunku brzegu blastu, oraz płynną kontynuację tej więzby na brzegach blastu w kierunku foliacji S2 w tle skalnym (Fig. 4). Syntektoniczny i synmetamorficzny wzrost granatów uwiadcza się niekiedy poprzez zwiększanie rozmiarów pojedynczych ziaren kwarcu w kierunku od jądra do brzegu blastu, do rozmiarów lamin kwarcowych przechodzących łagodnie w tło skalne łupka łyszczykowego (Fig. 4 – próbka Ko). Jednakże w jądrach ok. 50% obserwowanych granatów z widoczną więzłą wewnętrzną występuje nie zakrzywiony, lecz prostolinijny układ wrostków (Fig. 2c). Układ

Tab. 1. Skład chemiczny minerałów tworzących strukturę S1. Foliacja S1 zachowała się głównie w postaci prostolinijnego ułożenia wrostków chlorytoidu, chlorytu, margarytu w tych jądrach granatów, których wzrost odbywał się pomiędzy etapami D1 i D2

Tab. 1. Chemical composition of minerals related to S1. The S1 foliation was mainly preserved in cores of intertectonic (between D1 and D2) garnet porphyroblasts such as straight inclusion trails of chloritoid, chlorite and margarite

Analiza	Kb1 Ctd 2	Kb1 AMB	Kb1 AMA
Minerał	Chlorytoid	Margaryt	Paragonit
% wag.			
SiO ₂	24.65	30.14	47.36
TiO ₂	0.01	0.07	0.04
Al ₂ O ₃	40.27	46.84	38.37
FeO	25.55	1.91	0.61
MnO	1.17	0.19	0.16
MgO	2.09	0.21	0.03
CaO	0.02	12.19	0.33
Na ₂ O	0.17	1.29	7.48
K ₂ O	0.10	0.00	0.75
Suma	94.03	92.84	95.13
Przeliczenie na podst.	12 O	22 O	22 O
Si	2.023	4.155	6.079
Ti	0.001	0.007	0.004
Al	3.895	7.612	5.806
Fe	1.753	0.220	0.065
Mn	0.081	0.022	0.017
Mg	0.256	0.043	0.006
Ca	0.002	1.800	0.045
Na	0.027	0.345	1.861
K	0.010	0.000	0.123
Suma	8.048	14.205	14.007
X Mg	0.13		

W tabelach użyto skrótów minerałów według Kretza (1983). Żelazo przeliczono w całości na FeO; n.o. – nieoznaczone.

Mineral abbreviations used in tables according to Kretz (1983). Total iron as FeO; n.o. – not determined.

taki świadczy o intertektonicznym, statycznym wzroście jąder tych granatów (pomiędzy D1 i D2), które zakonserwowały strukturę planarną S1. Spiralny układ inkluzji jedynie w obrębie brzegów tych granatów świadczy o tym, iż wzrost synkinematyczny z etapem D2 objął ich części brzeżne.

Etap D3

Nałożone na struktury S1, F2, S2 oraz L2, asymetryczne struktury tektoniczne (kliważe typu S-C, S-C', σ-klasty, koncentryczne fałdy

o N asymetrii) oraz symetryczne struktury tektoniczne (budinaże) należą do następnego etapu deformacji – D3 (Fig. 5a, b). W skrzydłach fałdów F2 wskaźniki kinematyczne odczytane z asymetrycznych struktur deformacyjnych utworzonych w etapie D3 wskazują stale na reżim tektoniczny góra-ku-N. Ponadto, struktury utworzone przez zespoły mineralne powstałe w etapie D2 zostały zdeformowane przez fałdy o asymetrii północnej, zaś minerały krzemianowe lub domeny węglanowe o mniejszej podatności utworzyły klasty rozciągane równolegle do powstałej lineacji mineralnej. Stąd, strefy ścinania, w obrębie których występują wyróżnione struktury, zostały zakwalifikowane do następnego etapu deformacji – D3 (Tab. 3). Nowe powierzchnie mylonityczne S3 wraz z lineacją mylonityczną L3 są zwykle równoległe do reaktywowanych powierzchni S2, zaś lineacie wykazują niekiedy lekkie odchylenie od kierunku N-S. W północno-zachodniej części KOŚ dominuje kierunek NNW-SSE, zaś w centralnej i południowo-wschodniej części KOŚ lineacja mineralna L3 przyjmuje kierunek NNE-SSW.

Etap D4

Opisane foliacje i struktury linijne są zafałdowane w otwarte fałdy koncentryczne F4 o osiach lekko zanurzających się w kierunku NW. Fałdy te nie występują penetratywnie na całym obszarze badań, lecz stanowią charakterystyczne struktury deformacyjne marmurów w paśmie Krowiarek (Fig. 5c), a także w rejonie Dusznik. W otaczających marmury łupkach łyszczykowych, równoległe do osi fałdów F4 wytworzyła się lineacja krenulacyjna L4. Geometria struktur etapu D4 świadczy o niższej podatności marmurów na deformację podczas tego etapu aniżeli podczas wcześniejszych wydarzeń tektonicznych.

Etap D5

Strukturami następnego etapu (D5) są fałdy koncentryczne i załomowe o osiach o przebiegu NE-SW. W odróżnieniu od fałdów F4, charakterystycznych dla północno-zachodniej części KOŚ, mezofałdy o orientacji ok. 40/40 koncentrują się w południowej i południowo-wschodniej części KOŚ. Podobnie jak w przypadku fałdów kon-

Tab. 2. Skład chemiczny minerałów tworzących strukturę S2. Foliacja S2 ma charakter foliacji osiowej wąskopromiennych fałdów F2. W marmurach, powierzchnie S2 tworzy uprzywilejowane rozmieszczenie anizometrycznych blaszów węglanów: kalcytu i dolomitu, a także jasnego łuszczczyku, tremolitu, flogopitu i klinkzoisytu. W łupkach łuszczkowych foliację S2 tworzy powszechne złupkowanie skał. $X Mg = Mg/(Mg+Fe)$

Tab. 2. Chemical composition of minerals related to S2. The S2 foliation developed as an axial-plane fabric to tight F2 folds. In marbles, the S2 foliation is defined by parallel alignment of anisometric carbonate blasts (calcite and dolomite), as well as of white micas, tremolite, phlogopite and clinozoisite. In mica schists, S2 is the penetrative schistosity. $X Mg = Mg/(Mg+Fe)$

	Foliacja S2 w marmurach					Jądro granatu syn-D2			Złupkowanie S2					S2	
Analiza	S1 Cal 31 śr	S1 Dol 4	J3b Bt 1 śr	S1 Amf 1 śr	L8a Di 1brz	S Grt 86	Ctd	Chl	S Grt 141	S Bt 74	S St 1	S Ms 75	Z39a Pl 3.1	Z39a Pl 3.2	
Minerał	kalcyt	dolomit	biotyt	amfibol	piroksen	granat (jądro)	chlorytoid	chloryt	granat (brzeg)	biotyt	staurolit	muskowit	plagioklaz (jądro)	plagioklaz (brzeg)	
% wag.															
SiO ₂	n.o.	n.o.	40.62	55.77	53.87	36.78	25.46	25.23	37.51	35.94	27.11	46.31	63.51	62.48	
TiO ₂	n.o.	n.o.	0.53	0.21	0.00	0.18	0.00	0.10	0.06	2.20	0.59	0.47	0.02	0.00	
Al ₂ O ₃	n.o.	n.o.	18.54	2.93	0.39	20.59	39.48	20.84	21.24	19.39	55.01	35.92	22.98	23.94	
FeO	0.39	1.54	1.54	2.40	5.79	29.78	28.45	28.51	37.02	18.78	13.80	1.61	0.12	0.31	
MnO	0.12	0.12	0.05	0.00	0.31	7.08	0.22	0.18	0.34	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	
MgO	2.23	19.64	23.64	21.83	14.08	0.75	1.75	13.47	3.15	9.89	1.60	0.68	0.04	0.00	
CaO	52.93	30.55	0.00	13.51	24.48	5.22	0.02	0.01	1.95	0.00	0.00	0.00	4.58	5.58	
Na ₂ O	n.o.	n.o.	0.17	0.33	0.29	0.01	0.10	0.00	0.02	0.36	n.o.	1.41	9.04	9.02	
K ₂ O	n.o.	n.o.	10.00	0.03	0.05	n.o.	0.00	0.00	0.00	8.86	n.o.	9.11	0.14	0.10	
Suma	55.67	51.85	95.09	97.01	99.26	100.39	95.48	88.34	101.29	95.47	98.15	95.51	100.43	101.43	
Przeliczenie na podst.	2 kationy	2 kationy	22 O	13+Na+K+Ca	6 O	12 O	6 O	14 O	12 O	22 O	46 O	22 O	8 O	8 O	
Si	-	-	5.659	7.718	2.007	2.985	1.036	2.685	2.986	5.417	7.497	6.123	2.798	2.741	
Ti	-	-	0.056	0.022	0.000	0.011	0.000	0.008	0.004	0.249	0.123	0.047	0.001	0.000	
Al	-	-	3.043	0.478	0.017	1.970	1.894	2.615	1.994	3.445	17.934	5.599	1.193	1.238	
Fe	0.011	0.041	0.179	0.278	0.180	2.021	0.968	2.538	2.465	2.367	3.192	0.178	0.004	0.011	
Mn	0.003	0.003	0.006	0.000	0.010	0.487	0.008	0.016	0.023	0.006	0.009	0.000	0.000	0.000	
Mg	0.110	0.923	4.910	4.504	0.782	0.091	0.106	2.136	0.374	2.221	0.659	0.134	0.003	0.000	
Ca	1.876	1.033	0.000	2.003	0.977	0.454	0.001	0.001	0.166	0.000	0.000	0.000	0.216	0.262	
Na	-	-	0.046	0.089	0.021	0.002	0.008	0.000	0.003	0.105	-	0.361	0.772	0.767	
K	-	-	1.777	0.005	0.002	-	0.000	0.000	0.000	1.704	-	1.537	0.008	0.006	
Suma	2.000	2.000	15.675	15.097	3.996	8.020	4.021	9.999	8.015	15.516	29.414	13.980	4.995	5.026	
X Mg			0.96	0.94	0.81	0.04	0.10	0.46	0.13	0.48	0.17				

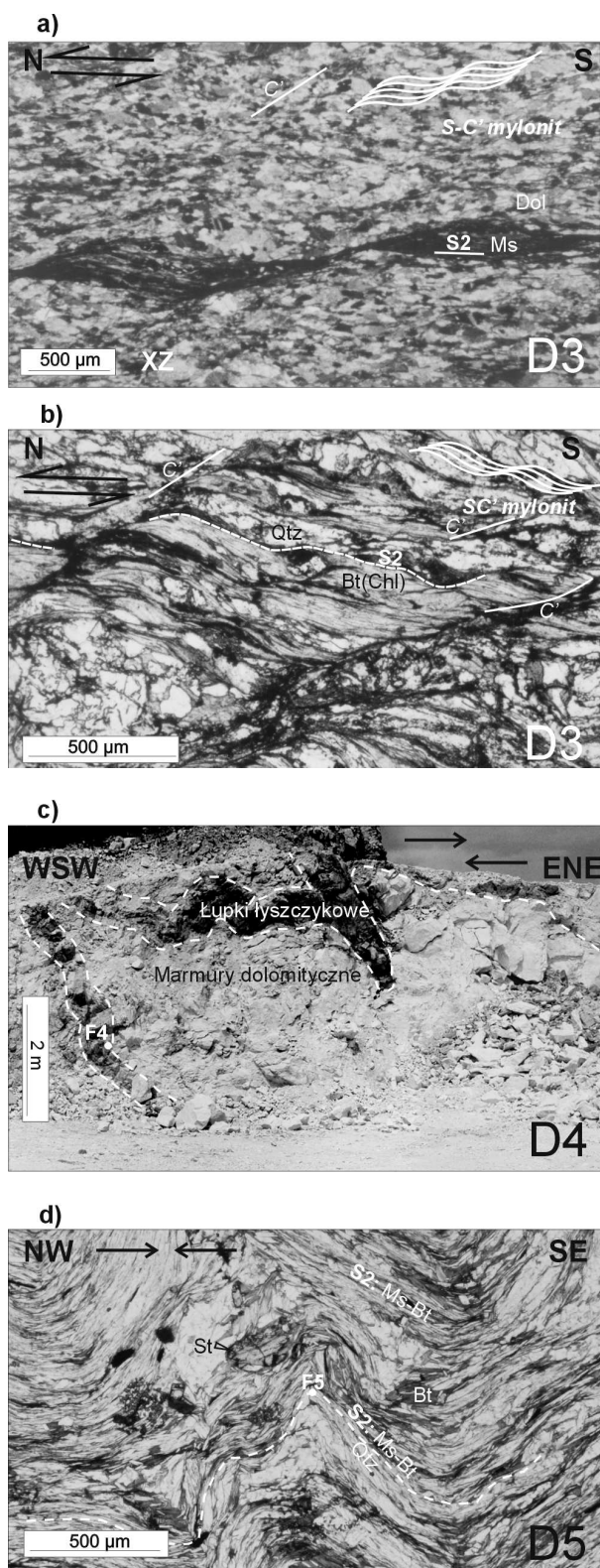


Fig. 5. Struktury deformacyjne związane z etapami tektonicznym D3, D4 oraz D5

Fig. 5. Deformational structures which developed during the D3, D4 and D5 tectonic stages

Tab. 3. Skład chemiczny minerałów tworzących strukturę S3-L3. Minerale tworzące strukturę mylonityczną w marmurach to wyciągnięte blasty węglanów oraz skupienia minerałów blaszkowych tworzące lineację mineralną L3. W łupkach łyszczykowych minerały etapu D3 tworzą wypełnienia cieni ciśnień ziaren granatu i plagioklazu, a także tworzą powierzchnie C' w strukturach typu S-C'. $X Mg = Mg/(Mg+Fe)$

Tab. 3. Chemical composition of minerals related to S3-L3. The mylonitic fabric in marbles is defined by elongated carbonates and segregations of phyllosilicates forming the L3 lineation. In mica schists, D3-related minerals occur in pressure shadows of porphyroclasts and form C'-cleavages. $X Mg = Mg/(Mg+Fe)$

Analiza	K1a Cal1 śr	K1a Bt 1brz	Ż33a Chl 15	Ż33a Ms 4
Minerał	Kalcyt	Biotyt	Chloryt	Muskowit
% wag.				
SiO ₂	n.o	39.83	26.14	46.55
TiO ₂	n.o	1.86	0.16	0.54
Al ₂ O ₃	n.o	17.23	19.96	35.02
FeO	0.40	4.98	30.09	1.87
MnO	0.10	0.05	0.15	0.11
MgO	1.79	20.57	11.29	0.98
CaO	53.79	0.03	0.03	0.00
Na ₂ O	n.o	0.15	0.05	0.51
K ₂ O	n.o	9.93	0.03	10.14
Suma	56.08	94.63	87.90	95.72
Przeliczenie na podst.	2 kationy	22 O	14 O	22 O
Si	-	5.679	2.814	6.172
Ti	-	0.199	0.013	0.054
Al	-	2.895	2.533	5.474
Fe	0.011	0.594	2.709	0.207
Mn	0.003	0.006	0.014	0.012
Mg	0.088	4.372	1.812	0.194
Ca	1.898	0.005	0.003	0.000
Na	-	0.041	0.010	0.131
K	-	1.806	0.004	1.715
Suma	2.000	15.598	9.913	13.960
X Mg		0.88	0.40	

centrycznych F4, równoległe do osi mezofałów F5, w łupkach łyszczykowych osie drobnych fałdek tworzą lineację krenulacyjną L5 (Fig. 5d). Orientacje struktur liniowych zostały zaprezentowane na Fig. 6.

Etapy metamorfizmu

D1, metamorfizm facji zielencowej

Zespół mineralny tworzący strukturę S1 w intertektonicznych jądrach względnie dużych granatów (płaska foliacja zbudowana z zespołu

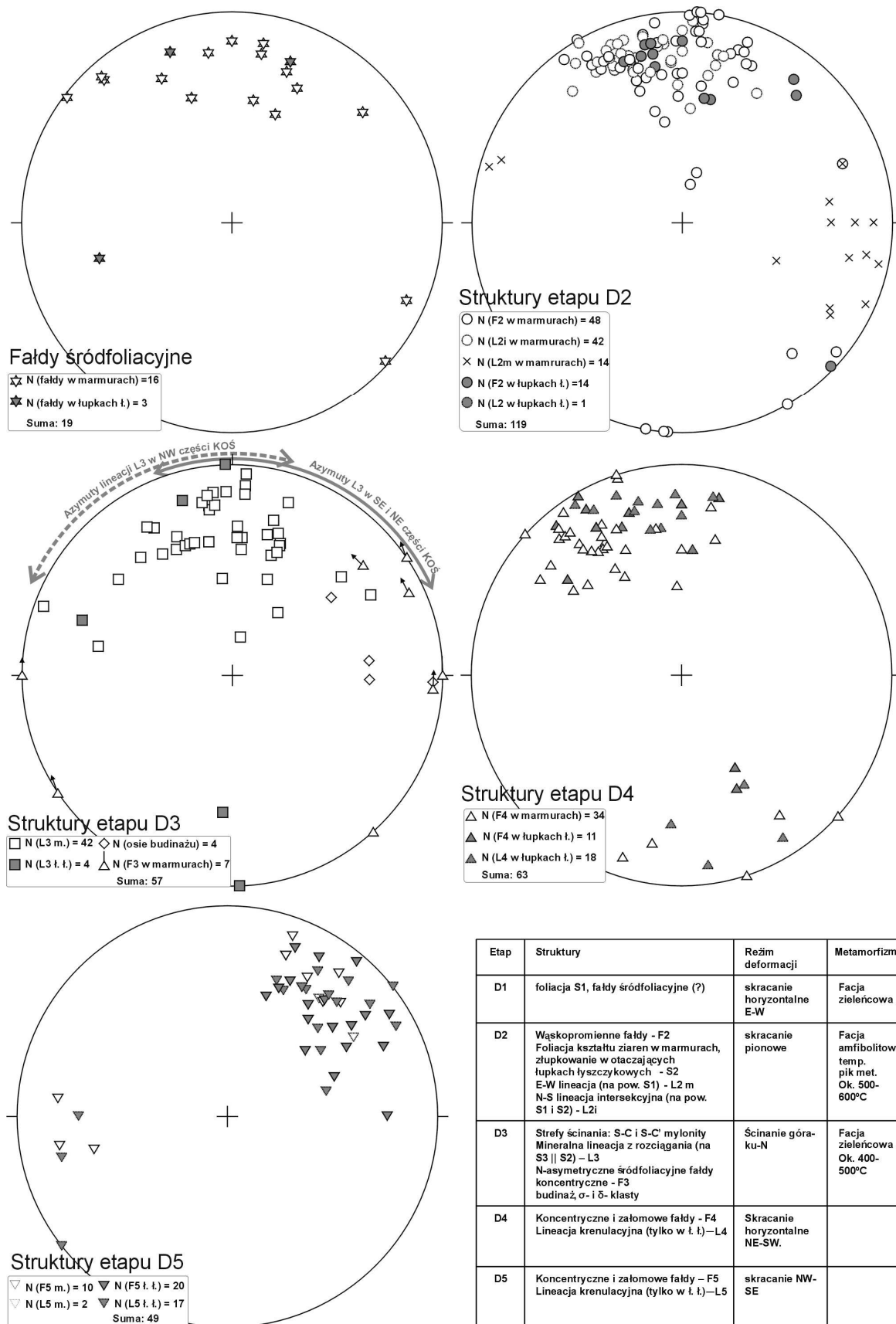


Fig. 6. Diagramy orientacji struktur liniowych (osi fałdów, osi budinażu, lineacji) związanych z etapami tektonicznymi D1, D2, D3, D2 oraz D5. Projektacja wiernopowierzchniowa, dolna półkula

Fig. 6. Synoptic diagrams showing orientation of linear tectonic structures (fold axes, boudinage axes, lineations) related to D1, D2, D3, D4 and D5 tectonic stages. Equal area projection, lower hemisphere

Tab. 4. Zespoły mineralne oraz warunki P-T otrzymane dla marmurów oraz otaczających łupków łyszczykowych w poszczególnych obszarach ich występowania**Tab. 4.** Mineral assemblages and P-T estimates from the marbles and adjacent mica schists in the studied areas

			E -> W					
			S i E części KOŚ, Kamienica, Lutynia	Stronie Śląskie, góra Krzyżnik	Nowy Walszów, Romanowo	Żelazno NW krawędź Krowiarek	Gniewoszów - Góry Bystrzyckie	Zielieniec, Duszniki Zdrój
Marmury	S1	Powierzchnie S1 S0	Qtz-Cal-Dol	Qtz-Cal-Dol	-	Cal-Dol	-	-
	S2	S2 - zespół mineralny temperaturowego piklu metamorfizmu T [°C] Geotermometr Cal-Dol	Cal-Di-Kfs-Pl- ±Qtz±Phl (Di-in) Brak Dol w zespole mineralnym	Cal-Dol-Tr- Phl-Qtz± Czo±Ms (Di-out, Tr-in) ~580	Dol-Cal-Phl- Chl-Ms-Qtz± Pl±Tr (Di-out, Tr-in) ~505	Dol-Cal-Qtz- Ms±Chl (Tr-out) ~490	Cal-Qtz-Ms- Phl±Chl (Tr-out) Brak Dol w zespole mineralnym	Dol-Qtz-Ms (Tr-out) Brak Dol w zespole mineralnym
	S3-L3	S3-L3 zespół mineralny T [°C] Geotermometr Cal-Dol	- -	Cal-Dol-Phl- Ms ~ 510	Dol-Cal-Ms ~ 380	Dol-Cal- Ms±Chl ~ 405	- -	Dol-Qtz-Ms Brak Cal w zespole mineralnym
Łupki łyszczykowe	S1	Zespół minerałów w intertekt. jądrach granatów	Qtz-Ilm- Ctd±Mrg	Qtz-Ilm-Ctd- Chl±Mrg±Prg	Qtz-Ilm- Ctd±Mrg	Qtz-Ilm-Chl	Qtz-Ilm	-
	S2	T [°C], P [GPa] Grt-Bt, Grt-Pl-Ms-Bt S2 zespół mineralny temperaturowego piklu metamorfizmu	T = 642-658 P = 0.622-0.780 (Łądek Zdr) Ms-Bt -Qtz- Grt-Pl-Ilm±St	T = 562-637 P= 0.629-0.865 (3 próbki) Ms-Bt-Qtz-Grt- Pl-Ilm-St±Ky	T = 517-543 P= 0.723- 0.795 (1 próbka) Ms-Bt-Grt- Qtz- Ilm±Pl± St	T = 502-532 P= 0.668- 0.683 (1 próbka) Ms-Qtz-Grt- Bt- Pl-Ilm	T = 476-522 P= 0.522- 0.685 (2 próbka) Ms-Qtz- Grt-Bt- Pl- Ilm	Brak Grt w zespole mineralnym Ms-Qtz-Bt- Chl-Pg-Pl- Ilm

mineralnego kwarc - ilmenit ± chloritoid ± chloryt ± margaryt ± paragonit - Tab. 4, Fig. 2c) wskazuje na warunki facji zieleńcowej podczas etapu D1. Brak minerałów wskaźnikowych dla facji wysokich ciśnień w tym zespole mineralnym świadczy o tym, iż najwcześniejsze możliwe do rozpoznania etapy ewolucji metamorficznej formacji strońskiej przebiegały w warunkach metamorfizmu średnich ciśnień. W nielicznych jądrach plagioklazów zachowała się foliacja S1 składająca się z muskowitu, kwarcu i ilmenitu (Fig. 2b).

D2, zapis progresji metamorficznej do facji amfibolitowej w marmurach

Badania mikrostrukturalne wykazały, iż zespół mineralny temperaturowego piklu metamorfizmu w marmurach tworzy strukturę S2, nakładając się na wczesną foliację metamor-

ficzną S1 (Fig. 2a). Progresywny metamorfizm marmurów KOŚ prowadził do rozwoju minerałów wskaźnikowych w sekwencji: flogopit → tremolit → diopsyd. Przy osiągniętych warunkach piklu temperaturowego uformowała się pierwotna strefowość metamorficzna.

D2, zapis progresji metamorficznej w łupkach łyszczykowych - pętla PT

W obrębie granatów syntektonicznych z etapem D2, został zanotowany zespół mineralny granat (jądro) oraz chlorytoid - chloryt - kwarc - ilmenit tworzące zakrzywioną więźbę. Wrostki chlorytu i chlorytoidu nie są obecne w obrębie brzegów, gdzie pojawiają się drobne wrostki staurolitu. Wszystkie badane blasty granatów (z różnymi wzorami inkluzji) charakteryzują się stopniowym wzrostem udziału piropu i almandynu, oraz spadkiem spessartynu i grosularu

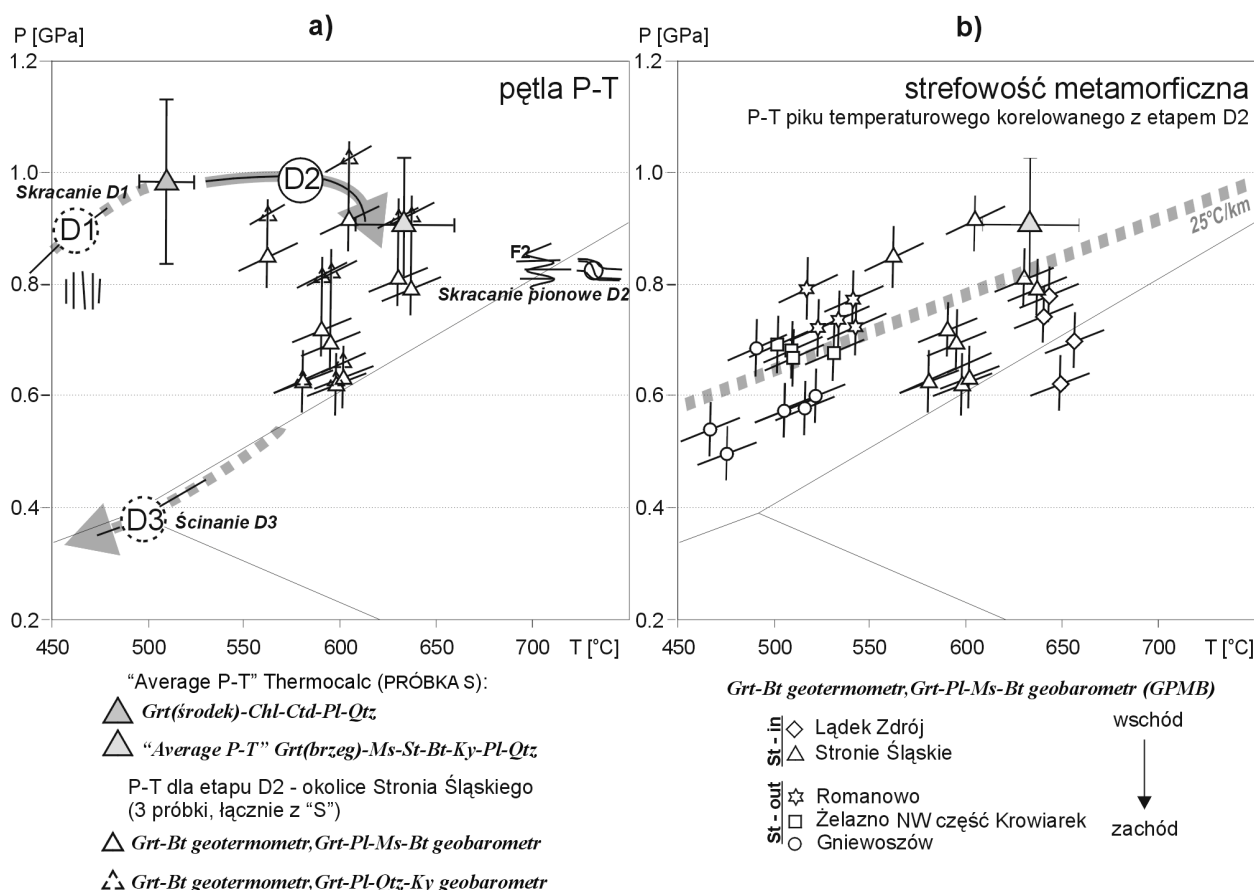


Fig. 7. a) Pętla P-T obrazująca ewolucję metamorficzną łupków łyszczykowych okolic Stronia Śl. b) Diagram obrazujący zmienność warunków metamorfizmu podczas temperaturowego pików metamorfizmu korelowanego z etapem tektonicznym D2. Trend obniżania stopnia metamorfizmu w kierunku W/NW jest spójny z rozmieszczeniem minerałów wskaźnikowych w zespołach mineralnych (zob. Fig. 8)

Fig. 7. a) P-T path showing metamorphic evolution of mica schists from the Stronie Śl. region. b) Diagram showing differences in the P-T conditions related to the temperature peak of metamorphism correlated with the D2 tectonic stage. A succession of the metamorphic zones is consistent with the distribution of the peak mineral assemblages observed in the region (see Fig. 8)

od jądra od brzegu (np. w próbce „S”: almandyn 36→81, pirop 3→12, grosular 15→6, spessartyn 16→1). Łagodnie zmniejszający się stosunek Fe/(Fe+Mg) w kierunku brzegu współgra ze zmianą zespołów mineralnych (chlorytoid-chloryt-granat → granat-staurolit-biotyt), wspólnie wskazując na progresję termiczną podczas wzrostu granatów do warunków facji amfibolitowej. Obliczenia P-T przy pomocy programu Thermocalc 3.1 wykazały dla zespołu mineralnego z łupków łyszczykowych rejonu Stronia Śl. (Fig. 4) następujące wartości: $509 \pm 12^\circ\text{C}$ i 0.98 ± 0.12 GPa dla zespołu Grt(jądro) oraz $645 \pm 22^\circ\text{C}$ i 0.91 ± 0.01 GPa dla zespołu dla Grt(brzeg), świadcząc o niewielkim spadku ciśnienia podczas wzrostu granatów

(Fig. 7). Badania mikrosondowe wskazują, że analizowane granaty charakteryzują się wzrostem związanym z pojedynczym wydarzeniem metamorficznym, t.j. nie wykazują relików odziedziczonych jąder lub narosłych brzegów. W wyniku zmienności składu chemicznego łupków łyszczykowych, w niektórych skałach wzrost granatów rozpoczął się w niższych temperaturach aniżeli opisanych wyżej dla zespołu Grt(jądro) w próbce S. Podczas progresji termicznej, blasteza granatów poprzedzała pionowe skracanie etapu D2. Tym samym doszło do „zamknięcia” foliacji S1 w ich intertektonicznych jądrach (Fig. 2c).

Wyróżniono dwie grupy plagioklazów pod względem ich składu chemicznego. Podczas

gdy blasty plagioklazów o bardziej albitowym składzie zachowały niezdeformowaną więźbę S1, foliacja S2 jest podkreślona blastami plagioklazu o większym udziale anortytu (Fig. 2b). Oligoklaz lub rzadziej andezyn tworzą polikrystaliczne agregaty w otoczeniu blastów granatu lub tworzą samodzielne blasty, których wzrost na podstawie relacji mikrostrukturalnych jest interpretowany jako synkinematyczny z etapem D2, a więc równoczesny z syntektonicznymi z D2 granatami. Blasty plagioklazów wykazują lekką zmienność składu chemicznego charakteryzującą się niewielkim wzrostem udziału anortytu od jądra w kierunku brzegu (Tab. 2). Zależności mikrostrukturalne wskazują, że jądra blastów o niskiej zawartości cząsteczki anortytowej reprezentują wcześniejszy, odrębny etap krystalizacji tego minerału (Fig. 2b), który może być korelowany z początkową fazą wzrostu intertektonicznych jąder granatu.

Datowanie etapu D2 metodą Sm-Nd

Do określenia wieku tego etapu wykonano datowania granatów z dwóch próbek łupków łyszczykowych (próbka S z rejonu Stronia Śl. i próbka Ko pochodząca z odsłonięcia we wsi Konradów) w oparciu o izochronę skonstruowaną dla stosunków izotopowych Sm i Nd dla całej skały i dla całego granatu. Tak dobrana metoda pozwala na optymalne określenie wieku wzrostu granatów, nie zaś wieku „całego” metamorfizmu. Interpretacja danych uzyskiwanych metodą Sm-Nd jest nadal przedmiotem dyskusji, niemniej dane literaturowe wykazują, że temperatura zamknięcia dla granatów o średnicy powyżej 1 mm (takich jak w wybranych próbkach – Fig. 3) jest większa od 670 °C dla tempa chłodzenia co najmniej 10°C/mln lat (m.in. Ganguly *et al.* 1998). Stąd, wybrana metoda powinna pozwolić na określenie wieku wzrostu granatów. Próbka S wykazała wiek 346.5 ± 4.4 mln lat. Granaty w tej próbce wykazują łagodne i stopniowe zmiany w składzie chemicznym wskazującym na jednoetapowy wzrost granatu (Fig. 3). Niewielka skala późniejszej chemicznej homogenizacji (uwidacznająca się spadkiem zawartości piropu i wzrostem spessartynu jedynie w obszarze mniejszym niż 10 µm od brzegów granatów), jak również brak

korozji blastów oraz dobra precyzja uzyskanych wyników (świadcząca o usunięciu podczas preparatyki starszych wzrostów minerałów bogatych w Sm i Nd, a zmniejszających stosunek Sm/Nd) mogą świadczyć, iż uzyskany wiek 346.5 ± 4.4 mln lat jest wiekiem wzrostu granatu. Próbka Ko, wybrana ze względu na dobrze zdefiniowane relacje mikrostrukturalne granat-tło skalne, wykazała wiek 329.7 ± 4.6 mln lat. Szczegółowe profilowania wykazują objawy silniejszej dyfuzji chemicznej (w obrębie 100–150 µm od brzegu granatu – Fig. 3), stąd uzyskana data może częściowo odzwierciedlać proces chemicznej modyfikacji, który nastąpił już po wzroście granatu. Szczegółowa dyskusja uzyskanych rezultatów jest przedmiotem odrębnej pracy (Jastrzębski 2008).

D2, strefowość metamorficzna – zespoły mineralne S2

Foliacja S2 jest w marmurach podkreślana różnymi minerałami wskaźnikowymi (Tab. 4). Temperatura reakcji prowadzących do powstawania tych minerałów jest zależna od składu fazy CO₂-H₂O, jednakże obliczenia geotermometrem węglanowym konsekwentnie wykazały wyższe temperatury otrzymane dla kalcytów w zespole mineralnym z tremolitem, aniżeli dla kalcytów współwystępujących z flogopitem (Tab. 4). Na obszarze KOŚ wyznaczono strefy: (1) diopsydową, (2) tremolitową – rozciągającą się od izogrady diopsydowej do izogrady wyznaczającej warunki pierwszego pojawienia się tremolitu oraz (3) strefę flogopitową – na zewnątrz od izogrady tremolitowej. Nieregularne rozmieszczenie marmurów w KOŚ nie pozwala na poprowadzenie ciągłych izograd metamorficznych, jednakże stwierdzono, że diopsyd występuje w południowej części KOŚ, w marmurach znajdujących w bliskim sąsiedztwie granicy litologicznej formacji strońskiej z formacją gnejsową. Stąd też izograda diopsydowa naśladuje kształt tej granicy (Fig. 8). Podobnie, wystąpienia tremolitu w marmurach są ograniczone do ciał marmurowych z SE części KOŚ, zaś jego izograda przebiega kilka kilometrów od granicy formacji strońskiej i gnejsowej.

W łupkach łyszczykowych foliację S2 definiują minerały typowe dla metamorfizmu typu

„Barrow” (Tab. 2). Ich rozmieszczenie, podobnie jak w przypadku minerałów wskaźnikowych w marmurach, wskazuje na zmniejszanie się stopnia metamorfizmu w kierunku W/NW. Wszystkie wartości P-T reprezentujące koniec etapu D2 korespondują z gradientem geotermicznym ~ 25 °C/km. Obserwowane różnice stopnia metamorfizmu wskazują na zaburzenie pierwotnej strefowości metamorficznej podczas kolejnych etapów ewolucji tektonicznej.

D3, D4, D5, retrogresja

Geotermometr węglanowy zastosowany do zrekrystalizowanych, wydłużonych ziaren kalcytów tworzących lineację z wyciągania L3 wy-

kazał temperatury o 100 °C niższe, aniżeli uzyskane dla kalcytów tworzących powierzchnię S2 (nie objętych strefową rekrystalizacją podczas D3) w odpowiadających obszarach. W marmurach oraz łupkach łyszczykowych następne etapy tektoniczne nie wiązały się z rekrystalizacją lub utworzeniem nowych minerałów wzdłuż powierzchni osiowych fałdów F4 i F5.

Powszechnie obserwuje się zapis reakcji retrogresywnych w warunkach statycznych w marmurach; efektem jest chlorytacja flogopitu oraz powstawanie talku kosztem tremolitu. W obrębie 1 km od granicy granitoidów kłodzko-złotostockich zauważono wpływ intruzji na marmury. W bezpośrednim sąsiedztwie intruzji

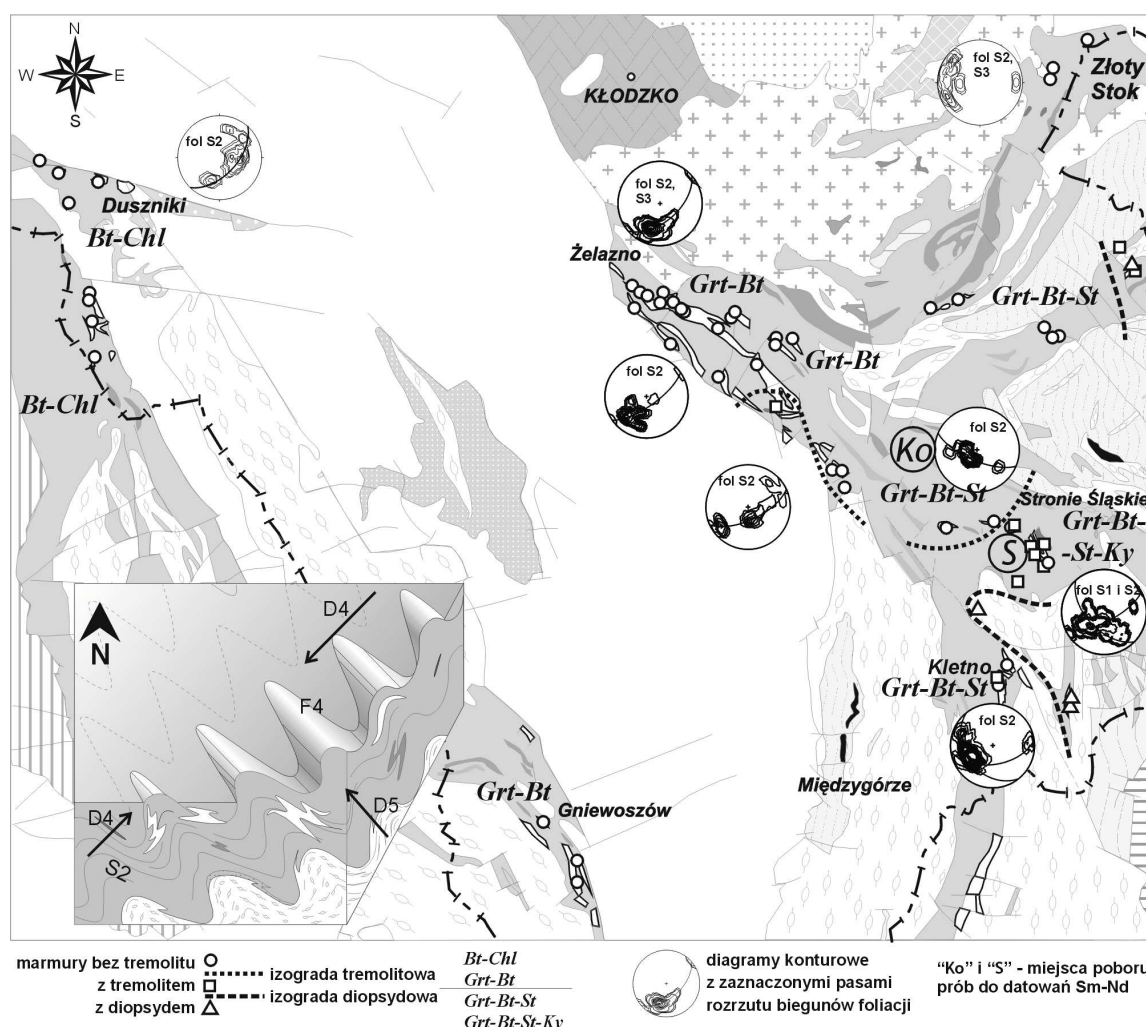


Fig. 8. Rozmieszczenie minerałów wskaźnikowych w marmurach i otaczających łupkach łyszczykowych. Obserwowany kształt izogradów w marmurach dla metamorfizmu Łądko-Śnieżnika może być efektem deformacji pierwotnej strefowości metamorficznej podczas etapów fałdowań D4 i D5

Fig. 8. Distribution of index minerals in marbles and adjacent mica schists. The attitude of the metamorphic isograds observed in marbles can be explained by deformation of the metamorphic zones during D4 and D5 tectonic stages

wykształcił się nietypowy dla marmurów KOŚ zespół mineralny kalcyt – forsteryt – spinel, tworzący 1–2 mm średnicy soczewki w obrębie tła zbudowanego z dolomitu i flogopitu. W łupkach łyszczykowych retrogresja w warunkach statycznych zaznacza się najczęściej chlorytyzacją biotytu, niekiedy granatu, a także rekryształizacją jasnych łyszczyków.

Ewolucja tektonometamorficzna – dyskusja

Rozważając kinematykę wczesnych etapów deformacji, głównym zagadnieniem do rozwiązania jest orientacja foliacji S1 w obrębie elipsoidy odkształceń reprezentującej deformację etapu D2. Rozwój kilku rzędów ciągnionych fałdów F2 przy braku struktur elongacyjnych, zmienna wergencja fałdów F2 oraz duża liczba fałdów symetrycznych sugeruje, że foliacja S1 była zorientowana równolegle do osi maksymalnego skrócenia, zaś powierzchnie S2 reprezentują powierzchnie XY elipsoidy deformacji. W mikroskali, blasty klinozoisytu i tremolitu są rozmieszczone równolegle względem więzby S2, którą tworzą spłaszczone blasty węglanów. Oś fałdów F2 wykazują na obszarze KOŚ podobny azymut nachylenia (N-S), stąd też sugeruje się, iż etap D2 mógł zachodzić w reżimie czystego ścinania z σ_1 zorientowaną prostopadle do S2 i σ_2 równoległą do osi F2. Podobnie, skośność foliacji S1 w porfiroblastach plagioklazów i granatów oraz powierzchni S2 obserwowanych w tle skalnym łupków łyszczykowych otaczających wkładki marmurowe znamionuje pierwotnie duży kąt pomiędzy S1 i S2 (Fig. 2b, c, Fig. 4). Relacje katowe między strukturą planarną zachowaną wewnątrz porfiroblastów skał metamorficznych a więzłą tła skalnego mogą być także przydatne do określenia ewolucji orientacji powierzchni strukturalnych, nawet w regionalnej skali pasm orogenicznych (Bell & Johnson 1989). Relacje te doczekały się jednak co najmniej dwóch wzajemnie wykluczających się hipotez dotyczących wyjaśnienia ich genezy. Spiralny układ wrostków może być interpretowany jako powstały na drodze rotacji granatów podczas ich blastezy (np. Schoneveld 1977) lub rotacji więzby podczas nierotacyjnego wzrostu

granatów (np. Bell & Johnson 1989). W przypadku badanych granatów, w przekrojach E-W obserwuje się niekiedy przeciwną asymetrię spiralnego układu inkluzji w granatach (Fig. 4, próbka Ko). Badania strefowości składu chemicznego w granatach świadczą o podobnym chemizmie i jednoetapowym wzroście tych minerałów. Zależności mikrostrukturalne wskazujące na to, iż ich wzrost odbywał się syntektonicznie z rozwojem złupkowania S2 oraz wymienione badania składu chemicznego w mikroobszarze wykluczają ich blastezę podczas odrębnych etapów związanych z przeciwnymi zwrotami naprężeń ścinających. Różne wzory więzby wewnętrznej w granatach są natomiast dobrze interpretowane jako powstałe podczas ciągłego przejścia od orientacji stromych do położeń, zakonserwowanych podczas nierotacyjnego wzrostu granatów. Zgodnie z hipotezą powstawania układów inkluzji w granatach postawioną przez Bella & Johnsona (1989), obserwowana deformacja więzby mogłaby być efektem kolapsu orogenicznego następującego po etapie kolizji. Tak przyjęta interpretacja nawiązuje do modelu kompresji tangencjalnej poprzedzającej grawitacyjne spłaszczenie, wyróżnionego dla gnejsów KOŚ przez Dumicza (1979) na podstawie jego badań mezostukturalnych. Wykonane obliczenia warunków P-T potwierdzają, że etap pionowego skrócenia miał miejsce w początkowych etapach wyniesienia skał z głębokości odpowiadających dolnej części skorupy kontynentalnej, związanego z temperaturowym pikiem metamorfizmu.

Uzyskany wczesnokarboński wiek metamorfizmu progresywnego wpisuje się w oznaczenia wieku chłodzenia dla gnejsów KOŚ (m.in. Lange *et al.* 2002; Marheine *et al.* 2003), określanego na ok. 340–330 mln lat. Wiek 346.5 ± 4.4 mln lat, korelowany z etapem D2, wskazuje na to, iż formacja strońska została objęta progresywnym metamorfizmem podczas orogenezy waryscyjskiej. Poprzedzający etap D1 związany z inicjalnym pogrzebaniem skał i progresją metamorfizmu może być korelowany z kolizją domeny Zachodnich Sudetów oraz mikrokontynentu Brunowistulii, zaś datowany etap D2 (początek wynoszenia mas skalnych, temperaturowy pik metamorfizmu) może być korelowany z początkiem wynoszenia skał ko-

puły Keprnika (Sudety Wschodnie), co według Schulmana i Gayera (2000) miało miejsce pomiędzy 350 i 340 mln lat. Wiek etapu kolizji (D1) nadal pozostaje nieznany, lecz nie powinien być znacząco starszy od etapu pionowego skracania (D2), ponieważ oba etapy należały do jednego cyklu orogenicznego. Eklogity i granulity KOŚ wraz najbliższym otoczeniem zanotowały etap wcześniejszego, późnodewońskiego metamorfizmu wysokociśnieniowego (m.in. Anczkiewicz *et al.* 2007). Ze względu na tak istotne różnice w zapisie P-T-t skał wysokociśnieniowych oraz skał formacji strońskiej można sądzić, że eklogity i granulity są skałami o dłuższej niż waryscyjska historii tektonicznej, które synkolizyjnie z etapem D1 zostały wciągnięte w obręb skorupy ziemskiej. Hipoteza ta ma oparcie również w badaniach strukturalnych, świadczących o tym, iż eklogity z rejonu Międzygórza mają dłuższą historię strukturalną aniżeli otaczające ortognejsy (Stawikowski 2002). W świetle najnowszych danych radiometrycznych (Grześkowiak *et al.* 2005) nie można jednak wykluczyć istnienia w obrębie skał średniego stopnia metamorfizmu deformacji jeszcze starszych, tj. wieku kambro-ordowickiego (m.in. Don *et al.* 1990), które w skałach formacji strońskiej są trudno identyfikowalne ze względu na ich silną przebudowę waryscyjską.

W nałożonym, młodszym etapie ścinania D3 doszło do mylonityzacji marmurów i dynamicznej rekryształizacji węglanów prowadzącej do zmiany kształtu (wydłużenia) i zmniejszenia rozmiaru ich ziaren. W etapie tym starsze powierzchnie nieciągłości S2 były reaktywowane w reżimie tektonicznym góra-ku-N (NNE / NNW). Etap ten miał miejsce podczas dalszego wynoszenia skał, w warunkach ok. 100°C niższych aniżeli osiągniętych podczas D2. Brak paragenez przydatnych do uściślenia ciśnienia etapu D3 nie pozwolił na określenie głębokości, na jakich skały formacji strońskiej zostały objęte deformacją w tym etapie. Wzrost synteektonicznych blastów andalazytu w reżimie tektonicznym etapu D3 w skałach formacji strońskiej (Murtezi 2006) świadczyłby jednak o tym, iż ścinanie odbywało się w płytszych poziomach skorupy ziemskiej, na głębokościach odpowiadających ciśnieniom ok. 0.3–0.4 GPa. Badania

strukturalne przeprowadzone w rejonie Bielicy (Jastrzębski 2007) świadczą o tym, iż budowa strefy Starého Města wraz z intruzjami tonalitów ukształtowały się w etapie ścinania w reżimie góra-ku-N, po etapie powstawania fałdów wąskopromiennych, również obecnych w łupkach łyszczykowych tej strefy. Etap D3 w kopule orlicko-śniežnickiej mógł więc być czasowo zbieżny z transpresją w reżimie prawoprzesuwczym pomiędzy KOŚ a Brunowistulią (postulowanym m.in. przez Cymermana (1997) oraz Schulmana & Gayera (2000)). Prawoskrętna kinematyka przemieszczeń wzdłuż zapadających w kierunku zachodnim powierzchni tej granicy odpowiada kinematyce góra-ku-N obserwowanej wewnątrz jednostki. Wnętrze KOŚ zachowało struktury wskazujące na ruch góra-ku-N, ponieważ deformacja skupiała się wzdłuż domen silnego odkształcenia równoległych do wcześniej powstałych powierzchni nieciągłości, zaś granica wcześniej kolidujących domen skorupowych Zachodnich Sudetów i Brunowistulii uległa reaktywacji. Wiek synteektonicznych intruzji tonalitów w strefie Starého Města jest określany na 339–344 mln lat (m.in. Štípská *et al.* 2004). Podsumowując, badania skał formacji strońskiej wykazują, że etapy kolizji D1, pionowego skracania D2 oraz etap ścinania D3 były związane z waryscyjskim cyklem orogenicznym. Kolizja objęła domeny kontynentalne, do której należą skały KOŚ (Sakso-turyngię lub Moldanubię z kadomskim(?) podłożem i formacjami strońską oraz gnejsową) oraz elementy terranu Brunowistulii. W konsekwencji pogrubienia skorupy ziemskiej doszło w skałach formacji strońskiej do grawitacyjnego skrócenia tektonicznego w reżimie czystego ścinania z σ_1 zorientowaną pionowo i σ_2 zorientowaną w kierunku N-S. W nieznacznie późniejszym etapie D3 i nieco niższych warunkach metamorfizmu doszło do wzajemnych przemieszczeń pomiędzy KOŚ i elementami Brunowistulii oraz rozwoju podatnych stref ścinania zarówno w obrębie KOŚ, jak i wzdłuż jej wschodniej granicy.

W następnych etapach powierzchnie strukturalne S2 oraz S3 wraz z izogradami mineralnymi (uformowanymi podczas etapu D2) uległy deformacji. Obliczenia warunków metamorficz-

nych związanych z etapami tektonicznymi D2 jak i D3 wykazały, że są one zmienne na obszarze badań. Zmienność stopnia metamorfizmu na poszczególnych obszarach występowania marmurów i łupków łyszczykowych dokumentują zarówno minerały wskaźnikowe, jak i obliczenia geotermometryczne. Na linii Krzyżnik-Żelazno, na długości ok. 18–20 km, różnica obliczonych temperatur sięga ok. 100°C (Tab. 4). Dla wyznaczonego gradientu geotermicznego różnica ta przekłada się na kilkukilometrową różnicę głębokości, wymagającej nachylenia pierwotnych izoterm o kąt ok. 20°. Nachylenie to odpowiada kierunkowi i nachyleniu osi regionalnych fałdów F4 w metamorfiku Łądko-Snieżnika (ok. 15–20°). Rotacja wokół osi fałdów F4 uwidacznia się w postaci rozrzutu biegunów foliacji S2 || S3, tworzący pas dużego koła o biegunie ok. 330/15, który wyodrębnia się dla pomiarów tych struktur w północnej części KOŚ. Zmienne orientacje foliacji w badanych odsłonięciach tego obszaru wskazują na związek obserwowanych mezofałdów F4 z większymi strukturami (Fig. 8). Dlatego też można sądzić, że opisywany etap deformacji był odpowiedzialny za powstanie wielkoskalowych fałdów o osiach nachylonych obecnie ku NW. Z drugiej strony, kontrowersje może budzić fakt, że fałdy te powstawałyby w warunkach, w których nie doszło do blastazy nowych minerałów, a więc przy bardzo niskim stopniu metamorfizmu. Nieregularny kształt izograd tremolitowej i diopsydowej w obrazie intersekcyjnym może sugerować, że one również zostały zafałdowane. Pierwotnie połogie osie regionalnych fałdów F4 deformujących subhoryzontalne foliacje S2 || S3, mogły zostać następnie wychylone w późniejszych etapach ewolucji strukturalnej. Nachylenie to mogło uformować się w trakcie ostatniego etapu – skracania NW-SE (D5), podczas którego wyżej wyniesione zostały skały w południowo-wschodniej części KOŚ (Fig. 8).

Podsumowanie

Na podstawie zintegrowanych badań mezo- i mikrostrukturalnych, petrologicznych oraz geochronologicznych wykazano, że:

1. Marmury wraz z towarzyszącymi łupkami łyszczykowymi przeszły wielofazową ewolucję strukturalną od warunków podatnych na deformację w facji zieleńcowej (D1), poprzez progresję do warunków facji amfibolitowej (D2), następnie retrogresję w warunkach facji zieleńcowej – nadal pozwalających na plastyczną deformację skał (D3), aż do warunków, podczas których nie doszło do wykształcenia nowych minerałów metamorficznych (D4 i D5). Struktury deformacyjne wyróżnionych etapów deformacji wykształciły się niejednorodnie na obszarze badań, jak również w obrębie pojedynczych odsłonięć. W marmurach zachowało się więcej reliktywów wcześniejszych faz deformacji – m.in. fałdów F2 oraz lineacji mineralnej L3, natomiast nie rozwinęły się w nich lineacje krenulacyjne L4 i L5, które są widoczne w łupkach łyszczykowych.

2. Główne wydarzenia tektoniczne formacji strońskiej związane były z etapem skrócenia tektonicznego E-W, podczas którego doszło do pograżenia marmurów i ich otoczenia do głębokości odpowiadających ciśnieniom 0.9–1.0 GPa. Etap ten, wyróżniony jako D1, doprowadził do wychylenia pierwotnego (przedtektonicznego i przedmetamorficznego) warstwowania kalcyt-dolomit w marmurach i rozwoju stromej metamorficznej foliacji S1. Zespół mineralny związany z tym etapem, a zachowany głównie w intertektonicznych jądrach granatów, wskazuje, że etap ten miał miejsce w warunkach facji zieleńcowej. Badane skały najprawdopodobniej nie przeszły warunków (ultra-) wysokich ciśnień, co wskazuje na istnienie granic tektonicznych w KOŚ (w obrębie gnejsów?), które dzielą skały pochodzące ze znacząco odmiennych poziomów litosfery.

3. Po etapie maksymalnego pogrzebienia doszło do inicjalnego wyniesienia mas skalnych, wyróżnionego jako etap D2. W etapie miało miejsce subwertykalne skrócenie tektoniczne, spłaszczenie foliacji S1 i zafałdowanie jej w wąskopromienne fałdy F2. Równoległe do powierzchni osiowych fałdów F2 rozwinęła się subhoryzontalna foliacja S2, która w marmurach jest wyznaczona uprzywilejowaną orientacją ziaren węglanów oraz równoległym rozmieszczeniem flogopitu, muskowitu, niekiedy tremolitu i klinkzoisytu, zaś w otaczających

łupkach łyszczykowych stanowi ją penetratywne złupkowanie. W porfiroblastach granatów, syntektonicznych z etapem skrócenia D2, zachował się zapis strukturalny stopniowej reorientacji stromej więźby wewnętrznej w położeniu powierzchni S2. Etap D2 charakteryzował się wzrostem metamorfizmu od facji zielencowej do amfibolitowej. W marmurach (zawierających Mg i K) progresja metamorfizmu regionalnego była związana z rozwojem sekwencji flogopit → tremolit → diopsyd. W otaczających łupkach łyszczykowych progresja metamorfizmu zaznaczyła się zanikiem chlorytoidu i chlorytu, wzrostem granatu, a następnie staurolitu i dystenu. W warunkach maksymalnych temperatur uformowała się pierwotna strefowość metamorficzna formacji strońskiej. Zasięg powstałych pod koniec etapu D2 minerałów wskaźnikowych w marmurach odpowiada rozmieszczeniu charakterystycznych paragenez mineralnych w otaczających łupkach łyszczykowych. Marmury z tremolitem występują w otoczeniu łupkowym z zespołem mineralnym granat-staurolit-dysten-biotyt, zaś marmury z flogopitem znajdują się w otoczeniu łupków łyszczykowych z biotytem i granatem.

4. W warunkach retrogresywnych (w warunkach temperatur o ok. 100°C niższych od tych osiągniętych w etapie D2), podczas dalszego wynoszenia skał, doszło do lokalnej i strefowej reaktywacji wcześniej powstałych powierzchni nieciągłości na wskutek transportu tektonicznego KOŚ w reżimie góra-ku-N, w tym reaktywacji wschodniej granicy KOŚ. W tym czasie, rozwinęły się lokalne strefy ścinania, którym w marmurach towarzyszyła dynamiczna rekryształizacja prowadząca do zmniejszenia ziaren węglanów oraz ich wydłużenia. Progresywna deformacja w marmurach i łupkach łyszczykowych prowadziła do rozwoju struktur ekstensyjnych: rozwoju klinażu typu C' oraz budinażu.

5. W końcowych etapach doszło do regionalnego fałdowania i reorientacji subhoryzontalnych powierzchni strukturalnych oraz izograd metamorficznych. Etap D4 był związany ze skracaniem w kierunkach NE-SW, zaś etap D5 związany był ze skracaniem NW-SE. Orientacja powierzchni foliacji S2 || S3 jest odzwierciedleniem pozycji w skrzydłach wielkoskało-

wych fałdów F4 oraz mezofałdów F5. Zróżnicowanie obliczonych warunków metamorfizmu regionalnego oraz nieregularne rozmieszczenie minerałów wskaźnikowych może być związane z deformacją izoterm/izograd metamorficznych oraz foliacji S2 || S3 przez fałdy F4 oraz ich nachyleniem w kierunku W/NW. Nachylenie to mogło uformować się w trakcie ostatniego etapu – skracania NW-SE (D5), podczas którego wyżej wyniesione zostały skały w południowo-wschodniej części KOŚ.

Podziękowania

Niniejsza praca stanowi wyciąg mojej pracy doktorskiej prowadzonej pod kierunkiem Pana prof. dr. hab. Andrzeja Żelaźniewicza, któremu pragnę serdecznie podziękować za fachową pomoc udzielaną na każdym etapie wykonywanych badań. Praca była współfinansowana ze środków grantu KBN 3 PO4D 043 24. Słowa podziękowań kieruję również do dwóch anonimowych Recenzentów za ich dogłębne i konstruktywne uwagi do niniejszej pracy.

Literatura

- ANCZKIEWICZ R., SZCZEPAŃSKI J., MAZUR S., STOREY C., CROWLEY Q., VILLA I.M., THIRLWALL M.F. & JEFFRIES T.E., 2007: Lu-Hf geochronology and trace element distribution in garnet: Implications for uplift and exhumation of ultra-high pressure granulites in the Sudetes, SW Poland. *Lithos*, 95: 363–380.
- ANNOVITZ L.M. & ESSENE E.J., 1987: Phase equilibria in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$. *Journal of Petrology*, 28: 389–414.
- 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.
- BELL T.H. & JOHNSON S.E., 1989: Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 279–310.
- BHATTACHARYA A., MOHANTY L., MAJI A., SEN S.K. & RATH M., 1992: Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of biotite-garnet thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111: 87–93.
- CYMERMAN Z., 1997: Structure, kinematics and an evolution of the Orlica-Śnieżnik Dome, Sudetes. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 156, 120 pp.
- DON J., DUMICZ M., WOJCIECHOWSKA I. & ŻELAŻNIEWICZ A., 1990: Lithology and tectonics of the Orlica-Śnieżnik

- Dome, Sudetes – Recent state of knowledge. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 197(2/3): 159–188.
- DON J., SKÁCEL J. & GOTOWAŁA R., 2003: The boundary zone of the East and West Sudetes on the 1:50 000 scale geological map of the Velké Vrbno, Staré Město and Śnieżnik Metamorphic Units. *Geologia Sudetica*, 35: 25–59.
- DUMICZ M., 1979: Tectogenesis of the metamorphosed series of the Kłodzko District: a tentative explanation. *Geologia Sudetica*, 14: 29–46.
- FRANKE W. & ŻELAŹNIEWICZ A., 2000: The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. [In:] W. FRANKE, V. HAAK, O. ONCKEN & D. TANNER (Eds): *Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan belt*. Geological Society of London Special Publications, 179: 63–86.
- GANGULY J., TIRONE M. & HERVIG R., 1998: Diffusion kinetics and closure temperature of Sm and Nd in garnet. *Science*, 281: 805–807.
- GHENT E.D. & STOUT M.Z., 1981: Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 92–97.
- GRZEŚKOWIAK A., ŻELAŹNIEWICZ A. & FANNING M., 2005: Early Palaeozoic syntectonic migmatization preceded Variscan metamorphism in the Orlica-Śnieżnik Dome, Sudetes: U-Pb SHRIMP evidence. *Geolines*, 19: 46–48.
- GUNIA T., 1984: Mikroflora z wapieni krystalicznych okolicy Nowego Walszowa (Krowiarki – Sudety Środkowe). *Geologia Sudetica*, 19, 2: 75–86.
- HACKLER R.T. & WOOD B.J., 1989: Experimental determination of Fe and Mg exchange between garnet and olivine and estimation of Fe-Mg mixing properties in garnet. *American Mineralogist*, 74: 994–999.
- HOLLAND T.J.B. & POWELL R., 1990: An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; the system K_2O - Na_2O - CaO - MgO - MnO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2 - C - H_2O_2 . *Journal of Metamorphic Geology*, 8: 89–124.
- HOLLAND T.J.B. & POWELL R., 1998: An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 309–343.
- JASTRZĘBSKI M., 2007: Structures and metamorphism in metapelites of the Staré Město Belt near Bielice, the Sudetes, SW Poland. [In:] *Proceedings of the 5th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group*. Czech Geological Survey, 35–37.
- JASTRZĘBSKI M., 2008: A Variscan continental collision of the West Sudetes and the Brunovistulian terrane: a contribution from structural and metamorphic records of the Stronie Formation, the Orlica-Śnieżnik Dome, SW Poland. *International Journal of Earth Sciences* (w przygotowaniu).
- KOSZELA S., 1997: Petrogeneza marmurów z południowo-wschodniej części metamorfiku Śnieżnika. *Geologia Sudetica*, 30: 58–115.
- KRETZ R., 1983: Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277–279.
- KRYZA R., PIN C. & VIELZEUF D., 1996: High pressure granulites from the Sudetes (SW Poland): evidence of crustal subduction and collisional thickening in the Variscan belt. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 531–544.
- LANGE U., BRÖCKER M., MEZGER K. & DON J., 2002: Geochemistry and Rb-Sr geochronology of a ductile shear zone in the Orlica-Śnieżnik Dome (West Sudetes, Poland). *International Journal of Earth Sciences*, 91: 1005–1016.
- MARHEINE D., KACHLÍK V., MALUSKI H., PATOČKA F. & ŻELAŹNIEWICZ A., 2003: The Ar-Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. [In:] J.A. WINCHESTER, T.C. PHARAOH & J. VERNIERS (Eds): *Palaeozoic amalgamation of Central Europe*. Geological Society of London Special Publications, 201: 133–155.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R. & OBERC-DZIEDZIC T., 2006: The Variscan orogen in Poland. *Geological Quarterly*, 50, 1: 89–118.
- MURTEZI M., 2006: The acid metavolcanic rocks of the Orlica-Śnieżnik Dome: their origin and tectonometamorphic evolution. *Geologia Sudetica*, 38: 1–38.
- MURTEZI M. & FANNING M., 2005: Petrogenesis, age and tectono-metamorphic evolution of the acid metavolcanites of the Stronie Formation (Orlica-Śnieżnik Dome, Sudetes, SW Poland). *Geolines*, 19: 85.
- SAWICKI L., 1995: Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec w skali 1 : 100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- SCHONEVELD C., 1977: A study of typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. *Tectonophysics*, 39: 453–471.
- SCHULMANN K. & GAYER R., 2000: A model of an obliquely developed continental accretionary wedge: NE Bohemian Massif. *Journal of Geological Society London*, 156: 401–416.
- SMULIKOWSKI K., 1979: Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Złotych w Sudetach. *Geologia Sudetica*, 14, 1: 7–76.
- STAWIKOWSKI W., 2002: Contacts Between High-P Eclogites and Gneisses in the Łądek-Śnieżnik Metamorphic Unit, the West Sudetes. *Geolines*, 14: 84–85.
- ŠTIPSKÁ P., SCHULMANN K. & KRÖNER A., 2004: Vertical extrusion and middle crust spreading of omphacite granulite: a model of syn-corvengent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic). *Journal of Metamorphic Geology*, 22: 179–198.
- ŻELAŹNIEWICZ A., 2005: Przeszłość geologiczna. [In:] J. FABISZEWSKI (Ed.): *Przyroda Dolnego Śląska*. Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu, 61–134.

Manuskrypt otrzymano 7 maja 2007;
poprawioną wersję zaakceptowano do druku 7 stycznia 2008.