

Porównanie sekwencji deformacji fałdowych w północnej i południowej okrywie granitoidów Karkonoszy

Krzysztof Gaidzik¹, Jerzy Żaba¹



K. Gaidzik



J. Żaba

Comparison of fold deformation sequences in the northern and southern metamorphic cover of the Karkonosze granitoids. *Prz. Geol.*, 65: 1548–1554.

A b s t r a c t. We applied the detailed structural analysis to 394 outcrops in the southern and northern metamorphic cover of the Karkonosze Intrusion. We recognised five generations of fold structures: F_1 – poorly preserved tight intrafoliation folds; F_2 – the most common generation, with the whole variety of fold geometries, W–E and WSW–ENE-oriented fold axes in the northern contact zone, and W–E and WNW–ESE-oriented fold axes in the southern contact zone; F_3 – chevron folds; F_4 – kink folds observed only in the Stara Kamienica schist belt; and F_5 – wide open folds, locally transformed into monoclinical kink folds, probably formed during the Variscan intrusion of the Karkonosze pluton. Similarity observed in the structural style in the northern and southern contact zones prove that these lithostratigraphic units had formed a single unit – the Izera-Kowary Unit – and had undergone the same deformational stages before the Karkonosze granitoid intrusion took place.

Keywords: folds, deformation, mica schist, contact zone, Karkonosze Massif

Skomplikowana budowa geologiczna warwicyjskich Sudetów oraz dziesięciolecie prac badawczych prowadzonych w tym rejonie przyczyniły się do nawarstwienia wielu różnorodnych nazw jednostek geologicznych odnoszących się do tego samego obszaru, nierzadko niezbyt jasno określonych (por. Cymerman, 2004, 2010; Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008; Mazur i in., 2010). Przykładem może być rejon intruzji granitoidowej Karkonoszy, gdzie zarówno dla tego samego plutonu, jak i skał jego metamorficznej osłony istnieje wiele określeń, często sprzecznych ze sobą, bądź o niejednoznacznie wyznaczonych granicach (por. Żaba 1979, 1984; Chaloupský, 1989; Aleksandrowski i in., 1997; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur, 2005; Mazur i in., 2006, 2010; Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008; Cymerman, 2010; Žáčková i in., 2010). W literaturze ostatnio coraz powszechniej łączy się skały północnej i południowej osłony plutonu Karkonoszy w jedną całość, określaną jako jednostka izersko-kowarska – JIK (*Izera-Kowary Unit*), która w wyniku intruzji granitoidów Karkonoszy została podzielona na dwie części (np. Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur, 2005; Mazur i in., 2006, 2010; Kryza i in., 2014; Kusiak i in., 2014). Połączenie łupków i gnejsów południowej i północnej osłony granitu Karkonoszy zostało dokonane głównie z uwagi na podobny charakter tych utworów, ich wiek (zbliżone daty protolitów gnejsów izerskich i kowarskich – m.in. Kröner i in., 2001) oraz przejawy metamorfizmu jakiego doświadczyły. Natomiast jest niewiele lub w ogóle brak w literaturze informacji na temat zgodności struktur fałdowych w zakresie ich wykształcenia, charakteru i ilości etapów deformacji.

Celem niniejszej publikacji jest przedstawienie porównania sekwencji deformacji fałdowych w skałach północnej strefy kontaktowej w pasmach Szklarskiej Poręby i Starej Kamienicy z sekwencją deformacji fałdowych z południowego kontaktu w rejonie Karpacza (ryc. 1). Wyniki tego porównania wskazują na wspólną ewolucję strukturalną

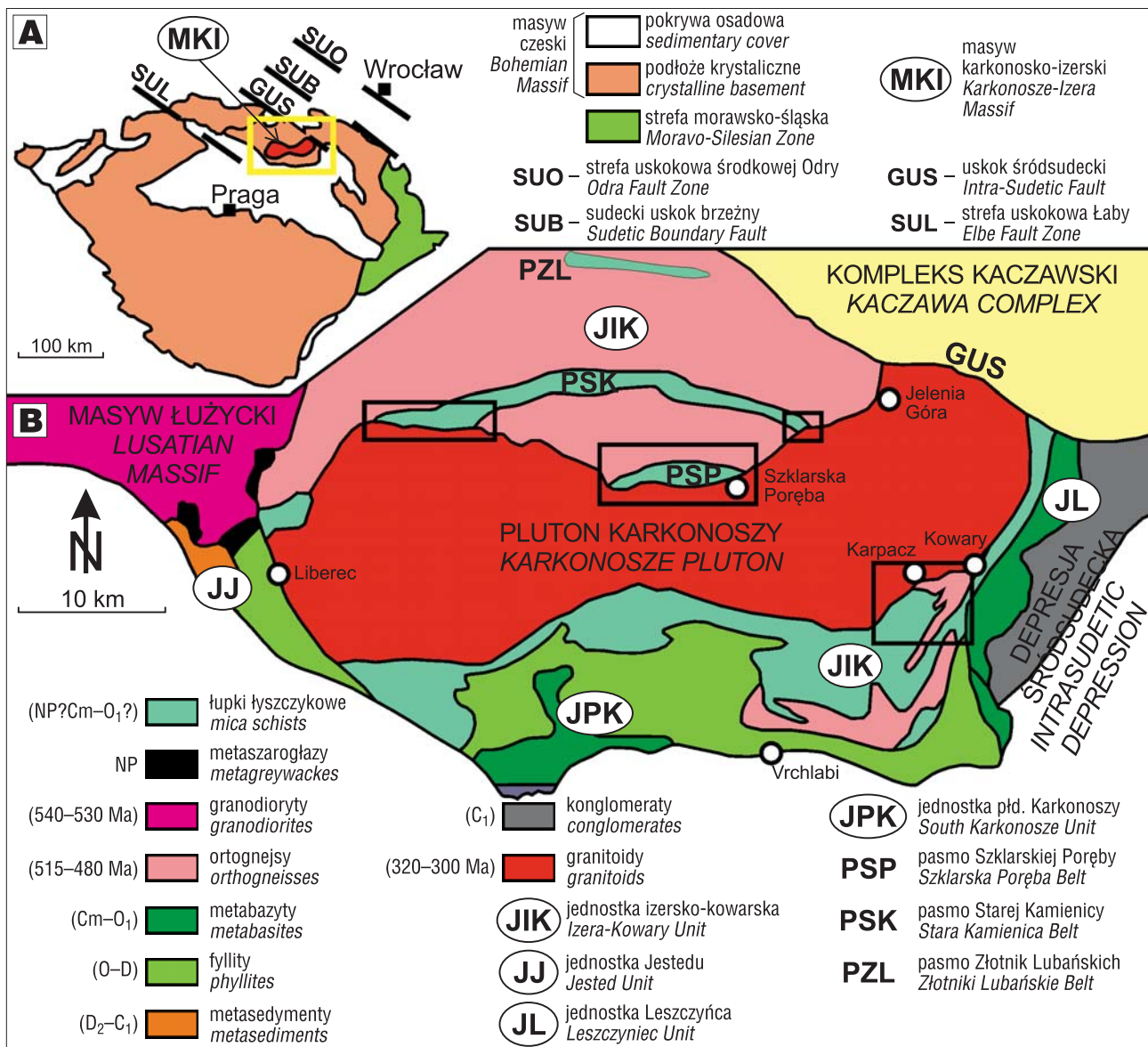
metamorficznych skał osłony intruzji granitoidowej Karkonoszy. Stanowią one strukturalne potwierdzenie modelu łączenia wymienionych utworów w jedną jednostkę tektoniczną.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Masyw karkonosko-izerski (MKI) znajduje się w obrębie sudeckiego segmentu internidów warwicyjskiego pasma orogenicznego Europy Środkowej w strefie sakso-turyngskiej, w obrębie bloku dolnośląskiego w północnej części masywu czeskiego (Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008) (ryc. 1). Centralną część MKI stanowi warwicyjska postektoniczna intruzja granitoidowa Karkonoszy o wieku 300–320 Ma (m.in. Kryza i in., 2014; Kusiak i in., 2014). Intruzja ta jest otoczona przez skały jej metamorficznej okrywy, reprezentowane przez cztery jednostki tektoniczne (Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur, 2005; Mazur i in., 2006, 2010): 1 – izersko-kowarską (JIK), 2 – Ještědu (JJ), 3 – południowych Karkonoszy (JPK) oraz 4 – Leszczyńca (JL) (ryc. 1). Jednak istnieje wiele odmiennych podziałów i nazw skał metamorficznej osłony granitoidów Karkonoszy (np. Żaba, 1979, 1984; Chaloupský, 1989; Cymerman, 2004, 2010; Mazur, 2005; Žáčková i in., 2010). Ich szczegółowy opis i charakterystyka wykracza poza ramy tego artykułu.

Według Mazura (2005) struktura MKI powstała w trzech głównych etapach deformacji: 1) kontrakcyjnym (D_1), w którym doszło do metamorfizmu i nasunięcia trzech głównych jednostek tektonicznych, z nich strukturalnie najniższej jest położona JIK, na nią jest nasunięta JPK, zaś najwyższej znajduje się JL; 2) ekstensyjnym (D_2) polegającym na kolapsie grawitacyjnym ku ESE, z którym było związane obniżanie podłoża depresji śródsudeckiej oraz intruzja Karkonoszy i 3) końcowym (D_3) cechującym się kompresją wzdłuż kierunku wschód–zachód, w którym ukształtowała się fleksura wschodnich Karkonoszy. Ponieważ niniejsze

¹ Katedra Geologii Podstawowej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; krzysztof.gaidzik@us.edu.pl, jerzy.zaba@us.edu.pl.



Ryc. 1. A – położenie masywu karkonosko-izerskiego (MKI; żółty prostokąt) w stosunku do masywu czeskiego (wg Żelaźniewicza i Aleksandrowskiego, 2008). B – szkic geologiczny MKI (wg Mazura i Aleksandrowskiego, 2001, zmieniony), z obszarami poddanymi szczegółowej analizie strukturalnej zaznaczonymi czarnymi prostokątami

Fig. 1. A – location of the Karkonosze-Izera Massif (KIM; yellow rectangle) within the Bohemian Massif (after Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008). B – geological sketch-map of the KIM (after Mazur, Aleksandrowski, 2001, modified). Black rectangles show study areas

opracowanie dotyczy struktur fałdowych powstałych w strefie kontaktowej granitoidów Karkonoszy z JIK, poniżej szczegółowo zostanie przedstawiona jedynie ta najniższa strukturalnie jednostka MKI. JIK stanowi największą obszarowo jednostkę MKI i najniżej położoną płaszczowinę (Mazur, 2005). Obejmuje ona północną osłonę (tradycyjnie określaną mianem metamorfiku izerskiego; por. Żaba, 1979, 1984) oraz fragmenty południowej i wschodniej okrywy znajdujące się najbliżej intruzji (ryc. 1). Jednostkę tę budują skały grupy gnejsów oraz grupy Velká Úpa, wyróżnionej przez Chaloupský'ego (1989). Do grupy gnejsów są zaliczane ortognejsy izerskie występujące na północ od plutonu Karkonoszy oraz ortognejsy kowarskie oraz karkonoskie odsłaniające się w części południowej i południowo-wschodniej JIK (ryc. 1). Ortognejsy te są datowane na ok. 500 mln lat, czyli na przełom kambru i ordowiku (Borkowska i in., 1980; Kröner i in., 2001). Grupa Velká Úpa jest reprezentowana głównie przez neo-

proterozoiczn(?)–ordowickie(?) łupki łyszczykowe oraz podrzędnie przez marmury i metawulkanity, zazwyczaj interpretowane jako okrywa metamorficzna granitoidowego protolitu gnejsów izerskich (Mazur i in., 2006). W obrębie północnej osłony intruzji Karkonoszy łupki łyszczykowe tworzą wąskie (do ok. 2 km miąższości) pasma o przebiegu równoleżnikowym. Od południa są to pasma Szklarskiej Poręby, Starej Kamienicy i Złotnik Lubańskich (ryc. 1). W części północnej JIK wydzielono kilka generacji struktur fałdowych w łupkach łyszczykowych (np. Żaba, 1979, 1984; Dziemiańczuk, Dziemiańczuk, 1982; Żaba, Kuzak, 1988; Cieśliński, Żaba, 1990; Žáčková i in., 2010; Gaidzik, 2011).

Kontakt granitoidów Karkonoszy z gnejsami i łupkami JIK jest intruzyjny. Zmiany kontaktowe spowodowane termicznym i mechanicznym oddziaływaniem intruzji są obserwowane wzdłuż granicy z plutonem w strefie o szerokości do 1,5 km (m.in. Żaba, 1979, 1984; Gaidzik, 2011). Najwyraźniej zaznaczają się one w łupkach łyszczykowych w pasmach

Szklarskiej Poręby i Starej Kamienicy, które uległy przeobrażeniu w hornfelsy wzdłuż strefy o szerokość od 50 do 700–1400 m (Żaba, 1984). W strefie północnej strop plutonu karkonoskiego nie jest jednolity i prawdopodobnie jest pochylony pod osłonę, lokalnie zaś jest pionowy lub poziomy, a miejscami skały osłony wchodzi pod granity (Żaba, 1979, 1984). Przyjmuje się, że w części południowej skały granitoidowe Karkonoszy na ogół zapadają w kierunku południowym pod skały osłony (Oberc, 1972). Kontakt granitu ze skałami osłony nie jest zgodny – intruzja przecina skały nawet pod kątem prostym (Gaidzik, 2011).

METODYKA

Badaniami mezostrukturalnymi objęto 394 naturalnych i antropogenicznych odsłoneń skalnych znajdujących się w strefie kontaktowej plutonu granitoidowego Karkonoszy, z czego 190 znajduje się w strefie północnej w pasmach Szklarskiej Poręby i Starej Kamienicy oraz 204 występuje w strefie południowej w rejonie Karpacza. Badano wszystkie mikro- i mezostruktury fałdowe.

Szczegółowa analiza mezo- i mikrostrukturalna stanowiła podstawową metodę badawczą prowadzonych prac. Pozwoliła ona na poznanie i prześledzenie procesów deformacji tektonicznych. Należy zaznaczyć, że pełna analiza strukturalna składa się z trzech analiz: geometrycznej, kinematycznej i dynamicznej (Żaba, 1999).

TEKTONIKA FAŁDOWA STREFY KONTAKTOWEJ GRANITOIDÓW KARKONOSZY

Strefa północna

W północnej strefie kontaktowej w paśmie Szklarskiej Poręby wyróżniono cztery etapy deformacji tektonicznych (D_1 – D_4), prowadzące do utworzenia się mezofałdów (F_1 – F_4) i związanych z nimi struktur planarnych (S_1 – S_4). Natomiast w łupkach łyszczykowych pasma Starej Kamienicy wyróżniono aż pięć etapów (D_1 – D_5), z których dwa ostatnie etapy (D_4 i D_5) były związane z utworzeniem się fałdów załomowych (F_4 i F_5). Superpozycję dwóch generacji struktur załomowych (F_4 i F_5) obserwowano w odsłonięciach w rejonie Gierczyna (pasmo Starej Kamienicy).

Deformacja D_1 . Do najstarszych fałdów pochodzenia tektonicznego zaliczono wąskopromienne, symilarne bądź rzadziej koncentryczne, ściśnięte fałdy izoklinalne F_1 o amplitudzie od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, bardzo często występujące w postaci wyoczkowanych fałdów śródfoliacyjnych (ryc. 2A). Charakteryzują się one znacznym pogrubieniem stref przegubowych względem skrzydeł. Zgodnie z powierzchniami osiowymi fałdów F_1

wykształciły się powierzchnie penetratywnej² foliacji S_1 o charakterze złupkowania³ krystalizacyjnego, podkreślone rekrystalizacją i równoległym ułożeniem minerałów blaszkowych i igiełkowych, reprezentowanych głównie przez amfibol, biotyt, chloryt i skalenie. Przeważnie powierzchnie S_1 są ułożone zgodnie z pierwotną stratyfikacją S_0 , oprócz przegubów F_1 . Lokalnie zaznacza się lineacja intersekcyjna L_1 (z przecięcia S_1 z S_0) oraz lineacja krystalizacyjna. Orientacja elementów planarnych (S_1) i liniowych (L_1) powstałych w tym etapie deformacji (D_1) odznacza się znaczną dyspersją, spowodowaną kolejnymi deformacjami. Część śródfoliacyjnych mezofałdów, o powierzchniach osiowych zgodnych z foliacją S_1 , jest prawdopodobnie natury nietektonicznej (fałdy F_0).

Deformacja D_2 . Mezofałdy F_2 , powstałe w wyniku zginania w czasie deformacji D_2 , są reprezentowane przez formy symilarne, dysharmonijne; wąsko- lub średniopromienne o wyraźnej wergencji (ryc. 2C). Lokalnie obserwuje się również typowe fałdy ciągnięte oraz fałdy krenulacyjne. Zgodnie z powierzchniami osiowymi F_2 wykształciła się niepenetratywna dla całego obszaru foliacja S_2 , o charakterze złupkowania krystalizacyjnego, najczęściej zaznaczająca się w formie kliważu krenulacyjnego. Kliważ ten obserwowano przede wszystkim w mikroskali w płytkach cienkich. Na powierzchniach foliacji S_1 często obserwuje się lineację krystalizacyjną L_2 , lokalnie również lineację intersekcyjną L_2 . Struktury liniowe L_2 i fałdy F_2 powstałe w etapie deformacji D_2 charakteryzują się bardzo zmienną orientacją, natomiast orientacja przestrzenna powierzchni S_2 nie wykazuje znacznej dyspersji spowodowanej późniejszymi deformacjami fałdowymi.

Deformacja D_3 . W trzecim etapie deformacji powstały rzadko obserwowane średnio-szeroko-promienne, asymetryczne i koncentryczne mezofałdy ze zginania F_3 , o amplitudzie do kilku metrów (ryc. 2E). Ich powierzchnie osiowe są niekiedy podkreślone przez złupkowanie spēkaniowe S_3 .

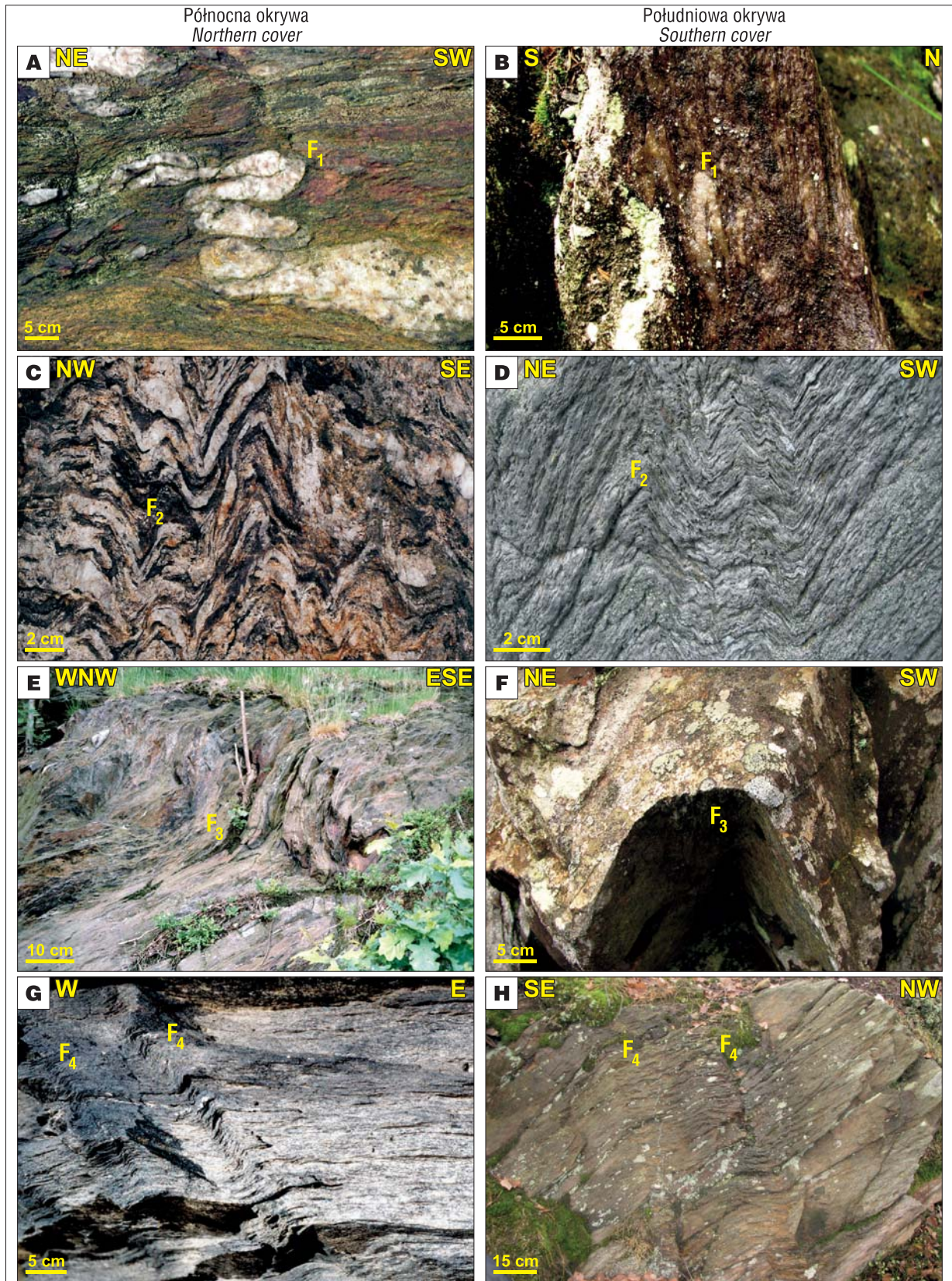
Deformacja D_4 . W czasie deformacji D_4 powstały płaskoskrzydłe fałdy załomowe, fleksurowate lub ze złamania F_4 , lokalnie rozwinęły się szerokopromienne fałdy F_4 stanowiące początkowe stadium rozwoju typowych fałdów załomowych. Struktury te są związane z dwoma powierzchniami komplementarnych ścięć, zgodnymi z ich powierzchniami osiowymi S_4 , które nigdy nie są podkreślone metamorficzną rekrystalizacją minerałów, natomiast bardzo często wzdłuż nich rozwijają się spēkania.

Deformacja D_5 . Najmłodsze struktury fałdowe F_5 są reprezentowane przez sztywne fałdy załomowe i fleksurowate, w odróżnieniu od fałdów F_4 , powstałych w poprzednim etapie deformacji, a obserwowanych jedynie w paśmie Starej Kamienicy. Są one związane tylko z jedną powierzchnią ścinania, będącą zarazem ich powierzchnią osiową S_5 , podkreślona spēkaniami (ryc. 2G).

Od redakcji:

² Pojęcie „penetratywny” jest autorskim spolszczeniem angielskiego terminu *penetrative* i wg autorów oznacza struktury geologiczne dominujące (powszechnie występujące), które w danej skali obserwacji są rozmieszczone w skale równomiernie i widoczne niemal w każdym jej fragmencie. Zgodnie ze słownikami języka polskiego określenie „penetratywny” nie jest uznane, a *penetrative* jest tłumaczone jako: przenikalny, przenikliwy, penetracyjny.

³ Termin „złupkowanie”, w przeciwieństwie do „złupkowacenia”, jest językowo niepoprawny. Według innych poglądów powierzchnie foliacji można określić również terminem „złupkowacenie”. Autorzy przychylają się do tradycyjnego definiowania tych pojęć, a zatem łączenia „złupkowania” z foliacją, zaś „złupkowacenia” z oddzielenością lub tendencją do niej.



Ryc. 2. Porównanie generacji struktur fałdowych z północnej (lewa strona) i południowej (prawa strona) okrywy granitoidów Karkonoszy: **A** – izoklinalne, ptygmacyjne fałdy F_1 w rejonie Mědenec, pasmo Starej Kamienicy oraz **B** – w Sowiej Dolinie, **C** – stojące fałdy F_2 o zmiennej geometrii z rejonu Szklarskiej Poręby i **D** – Sowiej Doliny, **E** – fałdy koncentryczne F_3 w rejonie Gierczyna, pasmo Starej Kamienicy i **F** – w Sowiej Dolinie, **G** – fałdy załamowe F_4 w rejonie Mědenec w pasmie Starej Kamienicy oraz **H** – fałdy załamowe F_4 obserwowane w Sowiej Dolinie

Fig. 2. Comparison of fold structure generations from the northern (left side) and southern (right side) metamorphic cover of the Karkonosze granitoids: **A** – F_1 isoclinal, ptygmatic folds in the Mědenec area (Stara Kamienica belt) and **B** – Sowiej Dolina, **C** – F_2 folds of variable geometry in the Szklarska Poręba area and **D** – Sowiej Dolina, **E** – F_3 folds in the Gierczyn area (Stara Kamienica belt) and **F** – in Sowiej Dolina, **G** – F_4 kink folds in the Mědenec area (Stara Kamienica belt) and **H** – F_4 kink folds in Sowiej Dolina

Strefa południowa

W południowej strefie kontaktowej intruzji Karkonoszy w rejonie Sowiej Doliny wyróżniono cztery etapy deformacji tektonicznych (D_1 – D_4) reprezentowane przez struktury fałdowe czterech generacji (F_1 – F_4) i związane z nimi struktury planarne (S_1 – S_4). Ponadto stwierdzono fałdy nietektoniczne F_0 , wyglądem i zajmowaną pozycją strukturalną przypominające fałdy pierwszej generacji tektonicznej F_1 .

Deformacja D_1 . Najstarsza deformacja D_1 jest reprezentowana przez wyoczkowane mezofałdy śródfoliacyjne F_1 , o amplitudach rzędu kilku do maksymalnie kilkunastu centymetrów (ryc. 2B). Struktury te odznaczają się znaczną zmiennością orientacji przestrzennej w zależności od ich ustawienia względem młodszych struktur fałdowych. Obserwowano jedynie lokalnie lineację intersekcyjną (z przecięcia S_0 z S_1) i penetratywną lineację rekrystalizacyjną (ziarna mineralnego) L_1 . Zgodnie z powierzchniami osiowymi fałdów F_1 rozwinęły się powierzchnie penetratywnej foliacji S_1 , podkreślone wydłużeniem minerałów blaszkowych i igielkowych tworzących penetratywną lineację L_1 . S_1 wykazują charakter złupkowania rekrystalizacyjnego o naturze kliważu osiowego, lokalnie w pobliżu przegubów również kliważu dywergentnego wachlarzowatego. Powierzchnie foliacji (złupkowania) S_1 odznaczają się równoległością względem powierzchni pierwotnej stratyfikacji osadu S_0 , z wyjątkiem stref przegubowych fałdów F_1 .

Deformacja D_2 . Asymetryczne, półkoliste, zygzakowate, wąsko- do średniopromiennych, o wyraźnej wergencji, zazwyczaj ku północy, mezo- i makrofałdy F_2 , przeważnie o charakterze fałdów ze ścinania oraz ze zginania, powstały w wyniku deformacji D_2 (ryc. 2D). Odznaczają się one zmienną orientacją osi fałdów od NW–SE przez WNW–ESE do W–E, a nawet lokalnie, zwłaszcza w odsłonięciach bardziej południowych, do kierunku WSW–ENE. Osie fałdów F_2 zapadają przeważnie łagodnie lub pod średnimi kątami ku wschodowi. Zgodnie z powierzchniami osiowymi mezofałdów F_2 wykształciła się foliacja S_2 o charakterze kliważu krenulacyjnego nieciągłego. Na powierzchniach foliacji S_1 obserwuje się lineację krystalizacyjną, zmarszczkowanie lub lineację intersekcyjną L_2 .

Deformacja D_3 . Zygzakowate w formie mezofałdy F_3 o amplitudach rzędu od kilku do kilkunastu centymetrów,

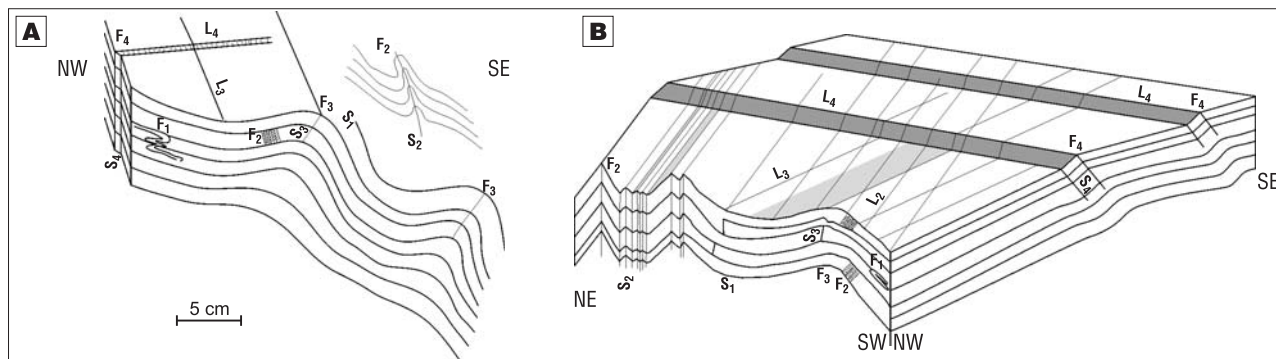
lokalnie koaksjalne ze strukturami fałdowymi F_2 , powstały w warunkach deformacji D_3 . Odznaczają się one subrównoleżnikowym przebiegiem oraz połączonym nachyleniem ku ESE. Powierzchnie osiowe tych fałdów, o orientacji zbliżonej do kliważu S_2 , są pokreślone przez złupkowanie spękanianiowe S_3 , lecz nigdy nie rozwija się zgodnie z nimi złupkowanie krystalizacyjne (ryc. 2F).

Deformacja D_4 . Fałdy powstałe w czasie deformacji D_4 są reprezentowane przez szerokopromienne asymetryczne półkoliste mezofałdy z wybożenia F_4 o wergencji ku NW i WNW. W ich przegubach lokalnie pojawiają się powierzchnie osiowe S_4 podkreślone przerwaniem ciągłości penetratywnej foliacji S_1 , czyli mezouskokki, które następnie uległy transformacji w powierzchnie osiowe monoklinalnych mezofałdów załomowych F_4 (ryc. 2H).

PORÓWNANIE PÓŁNOCNEJ I POŁUDNIOWEJ STREFY KONTAKTOWEJ GRANITOIDÓW KARKONOSZY

Wydzielone generacje struktur fałdowych w łupkach luszczkowych i gnejsach JIK w północnej i południowej strefie wykazują podobieństwo w ilości generacji (F_1 – F_4), wykształcenia i geometrii obserwowanych fałdów (ryc. 2 i 3; tab. 1). Wyjątek stanowi pasmo Starej Kamienicy, gdzie wyznaczono dwa systemy fałdów załomowych, w tym jeden, nieobserwowany ani w paśmie Szklarskiej Poręby (kontakt północny) ani w strefie południowego kontaktu. Pozostałe populacje struktur fałdowych stwierdzone zarówno w południowej, jak i północnej strefie kontaktowej wydają się być podobne (ryc. 2 i 3; tab. 1). Zróznicowanie w przestrzennej orientacji tych struktur jest wynikiem procesów intruzji granitów Karkonoszy. Stwierdzone podobieństwa fałdów w znacznym stopniu zgadzają się z wcześniej publikowanymi danymi strukturalnymi (np. Żaba, 1979, 1984; Żaba, Kuzak, 1988; Cieśliński, Żaba, 1990; Gaidzik, 2011), chociaż niektórzy autorzy wyznaczają jedynie 2–3 generacje struktur fałdowych (F_1 – F_3), najczęściej nie wyróżniając fałdów załomowych F_4 (np. Dziemiańczuk, Dziemiańczuk, 1982; Žáčková i in., 2010).

Wyniki naszych badań wskazują, że najstarszymi strukturami fałdowymi w obrębie JIK są ściśnięte, izoklinalne, wyoczkowane, i wąskopromienne fałdy śródfolia-



Ryc. 3. A – schematyczny szkic współwystępowania struktur fałdowych czterech generacji (F_1 – F_4) w hornfelsach pasma Szklarskiej Poręby (kontakt północny). B – superpozycja czterech generacji struktur fałdowych F_1 – F_4 w łupkach metamorficznych w rejonie Karpacza (kontakt południowy)

Fig. 3. A – schematic sketches presenting the coexistence of fold structures of four generations (F_1 – F_4) in hornfels of the Szklarska Poręba belt (northern contact). B – blockdiagram showing the superposition of fold structures of four generations (F_1 – F_4) in schist in the Karpacz area (southern contact)

Tab. 1. Struktury fałdowe w łupkach łyszczykowych i gnejsach jednostki izersko-kowarskiej
Table 1. Fold structures in schist and gneiss of the Izera-Kowary Unit

Północna strefa kontaktowa <i>Northern contact zone</i>			Południowa strefa kontaktowa <i>Southern contact zone</i>		
generacja fałdów <i>fold generation</i>	orientacja fałdów <i>fold orientation</i>	forma fałdów <i>fold geometry</i>	generacja fałdów <i>fold generation</i>	orientacja fałdów <i>fold orientation</i>	forma fałdów <i>fold geometry</i>
F ₁	bardzo zmienna <i>very variable</i>	wąskopromienne, symilarne, bądź koncentryczne, ściśnięte sródfoliacyjne, wyoczkowane, izoklinalne <i>tight, isoclinal, similar or concentric, intrafoliation folds</i>	F ₁	bardzo zmienna <i>very variable</i>	wąskopromienne, symilarne, bądź koncentryczne, ściśnięte sródfoliacyjne, wyoczkowane, izoklinalne <i>tight, isoclinal, similar or concentric, intrafoliation folds</i>
F ₂	zmienna, przeważają upady ku NW i NE <i>variable; plunge mainly towards NW and NE</i>	wyraźnie wergentne, symilarne, dysharmonijne wąsko- lub średniopromienne, penetratywne <i>similar, disharmonic, tight to open, vergent, penetrative folds</i>	F ₂	zmienna, od NW-SE, do W-E, połoga, upady ku wschodowi <i>variable; trend from NW-SE to W-E, and plunge gently towards E</i>	asymetryczne, półkoliste, zygzakowate, wąsko-średniopromienne, wyraźnie wergentne, ze ścinania oraz ze zginania, z wybożenia, penetratywne <i>asymmetrical, rounded, chevron, tight to open, vergent, penetrative, flexural-slip and shear folds</i>
F ₃	koaksjalna z osiami fałdów F ₂ <i>coaxial with F₂ fold axes</i>	średnio szerokopromienne, asymetryczne i koncentryczne, ze zginania, niepenetratywne <i>close to open, asymmetrical, parallel, flexural-slip, non-penetrative folds</i>	F ₃	koaksjalna z osiami fałdów F ₂ <i>coaxial with F₂ fold axes</i>	średnio szerokopromienne, zygzakowate, asymetryczne i koncentryczne, ze zginania, niepenetratywne <i>close to open, chevron, asymmetrical, parallel, flexural-slip, non-penetrative folds</i>
F ₄	NW-SE, upady ku NW <i>trend NW-SE, plunge towards NW</i>	płaskoskrzydłe fałdy załomowe, fleksurowate lub ze złamania, lokalnie szerokopromienne <i>kink-folds, monoclinical folds, locally wide, gentle forms</i>	–	–	–
F ₅	upady ku NE <i>plunge towards NE</i>	sztywne fałdy załomowe i fleksurowate, lokalnie szerokopromienne <i>kink-folds and monoclinical folds, locally wide, gentle forms</i>	F ₄	NE-SW, NNE-SSW <i>trend NE-SW, NNE-SSW</i>	szerokopromienne asymetryczne półkoliste, z wybożenia, fleksurowate lub płaskoskrzydłe fałdy załomowe <i>kink-folds and monoclinical folds, or wide, gentle, asymmetrical forms</i>

cyjne F₁, zachowane jedynie reliktoowo, głównie w partiach o większej kompetencji (laminy kwarcowe; ryc. 2A i B, 3; tab. 1). Dziemiańczuk i Dziemiańczuk (1982) obserwując podobne fałdy w paśmie Starej Kamienicy, zaklasyfikowali je również jako najstarsze struktury tektoniczne, dodatkowo wskazując na zwiększenie miąższości w przegubach oraz brak śladów ścinania w powierzchniach osiowych, co sugeruje, że są to zmodyfikowane fałdy ze ścinania. Podobne fałdy izoklinalne F₁ połączone z utworzeniem penetratywnej foliacji S₁ typu złupkowania rekrytalizacyjnego obserwowano również w południowej osłonie granitu Karkonoszy, w rejonie miejscowości Pec pod Snezkou (Žáčková i in., 2010).

Podczas deformacji D₂ wykształciły się mezofałdy F₂ o największym rozprzestrzenieniu prezentujące całą gamę form morfologicznych wraz z towarzyszącą im lokalnie foliacją S₂ o charakterze kliważu krenulacyjnego lub spękaniowego (ryc. 2C i D). Charakterystyczne dla tych fałdów jest jednoczesne występowanie mezostruktur F₂ prezentujących różne formy geometryczne, ale identyczną ich orientację. Na obserwowane przez nas występowanie nierzadko skrajnie różnych form morfologicznych obok siebie, od szewronowych, zygzakowatych, półkolistych, hiperbolicznych, symilarnych i koncentrycznych, wąsko- do szerokopromiennych, asymetrycznych po formy dysharmonijne, krenulacyjne czy kuferkowe wskazują również poprzednie publikacje (Žaba, 1979, 1984; Dziemiańczuk,

Dziemiańczuk, 1982; Žáčková i in., 2010; Gaidzik, 2011). Dziemiańczuk i Dziemiańczuk (1982) rozwój fałdów o różnej geometrii i genezie (fałdy ze zginania i ze ścinania) w czasie etapu deformacji D₂ tłumaczą niehomogenicznością materiału oraz modyfikacją wyjściowych fałdów w wyniku progresywnej kompresji.

Fałdy F₃ o naturze zygzakowatej lub fleksuralnej bez wykształconego kliważu, w przeciwieństwie do starszych struktur fałdowych F₁ i F₂, obserwuje się jedynie lokalnie, co potwierdzają wcześniejsze badania w paśmie Starej Kamienicy (Dziemiańczuk, Dziemiańczuk, 1982; Žaba, 1984), paśmie Szklarskiej Poręby (Žaba, 1984), jak również w Sowiej Dolinie w południowej strefie kontaktowej (Gaidzik, 2011). Osie tych struktur są przeważnie koaksjalne z fałdami F₂, co może świadczyć o ich powstaniu w wyniku deformacji progresywnej. Szerokopromienne i załomowe fałdy F₄ młodszej generacji, oprócz badań autorów (m.in. Žaba, 1979, 1984; Gaidzik, 2011) nie były wyodrębniane. Dziemiańczuk i Dziemiańczuk (1982) obserwowane fałdy załomowe klasyfikowali jako fałdy drugiej generacji, a ich powstanie łączyli z niehomogenicznością materiału. W skałach pasma Starej Kamienicy rozpoznano dwie generacje fałdów załomowych F₄ i F₅ (porównaj Žaba, 1984), podczas gdy w paśmie Szklarskiej Poręby – jedynie jedną generację monoklinalnych fałdów kolankowych F₄. Podobnie w strefie południowego kontaktu w rejonie Sowiej Doliny wyznaczono tylko jeden zespół monoklinalnych fałdów

załomowych F_4 , przechodzących lokalnie w struktury szerokokromienne, fleksuralne.

WNIOSKI

Łupki łyszczykowe i gnejsy zarówno północnej, jak i południowej osłony intruzji granitoidów Karkonoszy doznały wielofazowego rozwoju strukturalnego. Wyniki naszych badań wskazują, że etapy deformacji D_1 – D_4 , generujące struktury fałdowe F_1 – F_4 wyznaczone dla strefy północnego i południowego kontaktu, są tożsame. Lokalnie obserwowane różnice w geometrii fałdów mogą wynikać z niehomogeniczności materiału podczas deformacji. Z kolei zmienność orientacji przestrzennej obserwowanych struktur fałdowych jest wynikiem procesów intruzji Karkonoszy. Na podstawie stwierdzonych struktur fałdowych F_1 – F_4 można wnioskować o wspólnej ewolucji preintruzyjnej skał osłony plutonu Karkonoszy, a zatem skały te pierwotnie stanowiły jedną jednostkę litostratygraficzną. Innymi słowy, wyniki naszych badań stanowią strukturalne potwierdzenie słuszności łączenia łupków łyszczykowych i gnejsów izerskich z metamorfiką izerską z odpowiadającymi im łupkami łyszczykowymi oraz gnejsami kowarskimi i karkonoskimi w tzw. jednostkę izersko-kowarską.

Autorzy pragną podziękować Recenzentom za wnikliwe uwagi i cenne sugestie, które przyczyniły się do powstania ostatecznej wersji artykułu.

LITERATURA

ALEKSANDROWSKI P., MAZUR S. 2002 – Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. [W:] Winchester J., Pharaoh T., Verniers J. (red.), Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. Geol. Soc. London, Spec. Public., 201: 237–277.

ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., MAZUR S., ŻABA J. 1997 – Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geol. Mag., 134: 727–739.

BORKOWSKA M., HAMEURT J., VIDAL P.H. 1980 – Origin and age of Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. Acta Geol. Pol., 30 (2): 121–146.

CHALOUPSKÝ J. (red.) 1989 – Geologie Krkonoš a Jizerských hor. Ústřed. Ústav Geol., Praha, s. 287.

CIEŚLIŃSKI N., ŻABA J. 1990 – Pozycja strukturalna waryscyjskich utworów żyłowych w strefie północnego kontaktu masywu Karkonoszy w rejonie Szklarskiej Poręby (Sudety Zachodnie). Geol. Sudet., 25 (1/2): 59–81.

CYMERMAN Z. 2004 – Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1 : 200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

CYMERMAN Z. 2010 – Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów – polemika. Prz. Geol., 58 (10): 998–1001.

DZIEMIAŃCZUK E., DZIEMIAŃCZUK K. 1982 – Rozwój strukturalny łupków łyszczykowych Pasma Kamiennickiego na odcinku od Czerniawy do Rębiszowa. Geol. Quart., 26 (1): 13–43.

GAIDZIK K. 2011 – Tektonika południowej strefy kontaktowej masywu granitoidowego Karkonoszy w rejonie Karpacza. Praca doktorska, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.

KRÖNER A., JAECKEL P., HEGNER E., OPLETAL M. 2001 – Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše Mountains and Orlice-Snežník Complex). Int. J. Earth Sci., 90: 304–324.

KRYZA R., SCHALTEGGER U., OBERC-DZIEDZIC T., PIN C., OVTCHAROVA M. 2014 – Geochronology of a composite granitoid pluton: a high-precision ID-TIMS U-Pb zircon study of the Variscan Karkonosze Granite (SW Poland). Int. J. Earth Sci., 103 (3): 683–696.

KUSIAK M.A., WILLIAMS I.S., DUNKLEY D.J., KONEČNÝ P., SŁABY E., MARTIN H. 2014 – Monazite to the rescue: U-Th-Pb dating of the intrusive history of the composite Karkonosze pluton, Bohemian Massif. Chem. Geol., 364: 76–92.

MAZUR S. 2005 – Geologia okrywy metamorficznej granitu Karkonoszy. [W:] Mierzejewski M.P. (red.), Karkonosze, Przyroda nieożywiona i człowiek. Wyd. UWroc., Wrocław: 133–157.

MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P. 2001 – The Tepla (?)/Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, western Sudetes, central European Variscides. Int. J. Earth Sci., 90 (2): 341–360.

MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T. 2006 – The variscan orogen in Poland. Geol. Quart., 50 (1): 89–118.

MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., SZCZEPAŃSKI J. 2010 – Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. Prz. Geol., 58 (2): 133–145.

OBERC J. 1972 – Budowa Geologiczna Polski. T. IV, Tektonika, część II, Sudety i obszary przyległe. Inst. Geol., Warszawa.

ŻABA J. 1979 – Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie). Geol. Sudet., 14 (2): 47–74.

ŻABA J. 1984 – Stosunek waryscyjskiego granitoidu Karkonoszy do metamorfiku północnej osłony oraz tektonika fałdowa pasm łupkowych Szklarskiej Poręby i Starej Kamienicy (krystalinik izerski). Zagadnienia tektoniki Krystaliniku Izersko-Łużyckiego. Terenowa Konferencja Naukowa, Jelenia Góra-Gorlitz, 27–28 maja 1984, UŚl., Katowice: 7–72.

ŻABA J. 1999 – Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. Pr. Państw. Inst. Geol., 166: 1–162.

ŻABA J., KUZAŁ R. 1988 – Budowa strukturalna środkowej części pasma łupkowego Szklarskiej Poręby (Góry Izerskie). Kwart. Geol., 32 (3/4): 635–654.

ŽÁČKOVÁ E., KONOPÁSEK J., JEŘÁBEK P., FINGER F., KOŠLER J. 2010 – Early Carboniferous blueschist facies metamorphism in metapelites of the West Sudetes (northern Saxothuringian Domain, Bohemian Massif). J. Metamorph. Geol., 28 (4): 361–379.

ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P. 2008 – Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia. Prz. Geol., 56 (10): 904–911.