

Zapis warwyscyjskiego metamorfizmu i deformacji w strefie kolizji terranu saksoturyńskiego z mikroplytą Brunowistulikum na przykładzie pasma metamorficznego Kamieńca Ząbkowickiego (Sudety Środkowe)

Jacek Szczepański¹



A record of the Variscan metamorphism and deformation in the collision zone of the Saxothuringian terrane with the Brunovistulicum microplate – a case study of the Kamieniec Ząbkowicki Metamorphic Belt (Central Sudetes). *Prz. Geol.*, 73: 784–793; doi: 10.7306/2025.84

Abstract. The Kamieniec Ząbkowicki Metamorphic Belt (KMB) comprises a volcano-sedimentary succession exposed in a collision zone between domains of the European Variscides, interpreted as the Saxothuringian terrane and the Brunovistulicum microplate. The studied rocks have preserved evidence of two metamorphic episodes. The first episode, M_1 , occurred under high-pressure and low-temperature (HP-LT, 18 kbar and 480°C) conditions, associated with burial of the KMB rocks in an east-directed subduction zone. The subsequent episode, M_2 , took place during the final stages of exhumation to the middle crustal level, under medium-pressure and medium-temperature conditions (MP-MT, from 6 kbar and 520°C, through 7 kbar and 555°C, to 3–4 kbar and 590°C). The meso- and microstructural record allows reconstructing three deformation stages. The D_1 stage is interpreted as due to subduction of the KMB rock succession, whereas the D_2 stage is considered as related to the subsequent exhumation. At that time, the PKZ underwent folding, a process that had begun under HP conditions (M_1 metamorphic episode) and ended under MP conditions (M_2 metamorphic episode). The final deformation stage, D_3 , must have corresponded to the final phases of exhumation. At that stage, granitoid veins and lenses were injected, which led to heating and rheological weakening of the KMB rock succession and gravitational collapse. This process resulted in the formation of shear zones with top-to-SW and W kinematics.

Keywords: tectonometamorphic history, high-pressure metamorphism, subduction, European Variscan Belt, Bohemian Massif

Pasma metamorficzne Kamieńca Ząbkowickiego (PKZ) odsłania się w Sudetach na północno-wschodnim skraju Masywu Czeskiego (ryc. 1). Reprezentuje ono sekwencję wulkaniczno-osadową, która została zdeformowana i zmetamorfizowana podczas orogenezy warwyscyjskiej (Franke i in., 1993; Oberc-Dziedzic i in., 2018; Jastrzębski i in., 2020; Szczepański i in., 2022). Obecna pozycja PKZ w tektonofacialnej domenie saksoturyńskiej warwyscydów (Franke i in., 1993), w pobliżu granicy z domeną Brunowistulikum, sugeruje, że to pasmo znajduje się w obrębie lub w bezpośrednim sąsiedztwie strefy szwu kolizyjnego (Mazur i in., 2015; Oberc-Dziedzic i in., 2018; Jastrzębski i in., 2020; Mazur, Schulmann, 2025). Jednak dotychczas brakowało jednoznacznych wskazań petrologicznych na obecność strefy szwu w tej części orogenu warwyscyjskiego. Dopiero udokumentowanie niedawno zapisu metamorfizmu wysokociśnieniowego i niskotemperaturowego (HP-LT) oraz historii ekshumacji sekwencji skalnej PKZ dostarczyły jednoznacznych dowodów na obecność szwu kolizyjnego w tej części orogenu warwyscyjskiego (Szczepański, Goleń, 2022; Szczepański i in., 2022).

W artykule podsumowano wiedzę na temat ewolucji tektonometamorficznej skał PKZ, opierając się na wynikach obserwacji terenowych, analiz mezostuktur deformacyjnych, badań mikrostrukturalnych i modelowania termodynamicznego, które zostały już opublikowane (Szczepański, Goleń, 2022; Szczepański i in., 2022). Zgromadzone dane mezo- i mikrostrukturalne pozwoliły zrekonstruować sekwencję struktur deformacyjnych związanych z ekshumacją skał PKZ w strefie szwu kolizyjnego pomię-

dzy terranem saksoturyńskim i mikroplytą Brunowistulikum. Kluczowym etapem tej ewolucji była ekshumacja i, w końcowym jej stadium, ekstensja kompleksów skalnych w kierunku równoległym do strefy kolizji. Na podstawie uzyskanych wyników proponuje się nowy model ewolucji tektonometamorficznej PKZ, a także aktualizację wiedzy o związanych z nią procesach geodynamicznych.

TŁO GEOLOGICZNE

Kompleksy metamorficzne Masywu Czeskiego interpretuje się jako powstałe w wyniku długotrwałej konwergencji terranów saksoturyńskiego i Tepli-Barrandienu oraz strefy brzeżnej mikroplyty Brunowistulikum (np. Schulmann i in., 2009; Mazur, Schulmann, 2025). Badania prowadzone w NE części Masywu Czeskiego, szczególnie na obszarze bloku przedsudeckiego, napotykały na poważne trudności. Są one konsekwencją słabego odsłonięcia podłoża krystalicznego, ponieważ w tym rejonie sekwencje skalne tworzą małe i izolowane wychodnie, jedynie lokalnie wyłaniające się spod młodszej pokrywy kenozoicznej. PKZ należy do bloku przedsudeckiego i stanowi najbardziej na wschód wysunięty fragment warwyscyjskiego podłoża krystalicznego w domenie saksoturyńskiej (ryc. 1). PKZ tworzą głównie łupki łyszczykowe przeławiczone z felzytowymi i maficznymi wulkanitami, a także paragnejsy, kwarcyty, łupki grafitowe, marmury i eklogity (ryc. 1B i C). Maksymalny wiek depozycji tej wulkaniczno-osadowej sukcesji skalnej określono na podstawie wieku cyrkonów detrytycznych datowanych metodą U-Pb LA ICP MS na

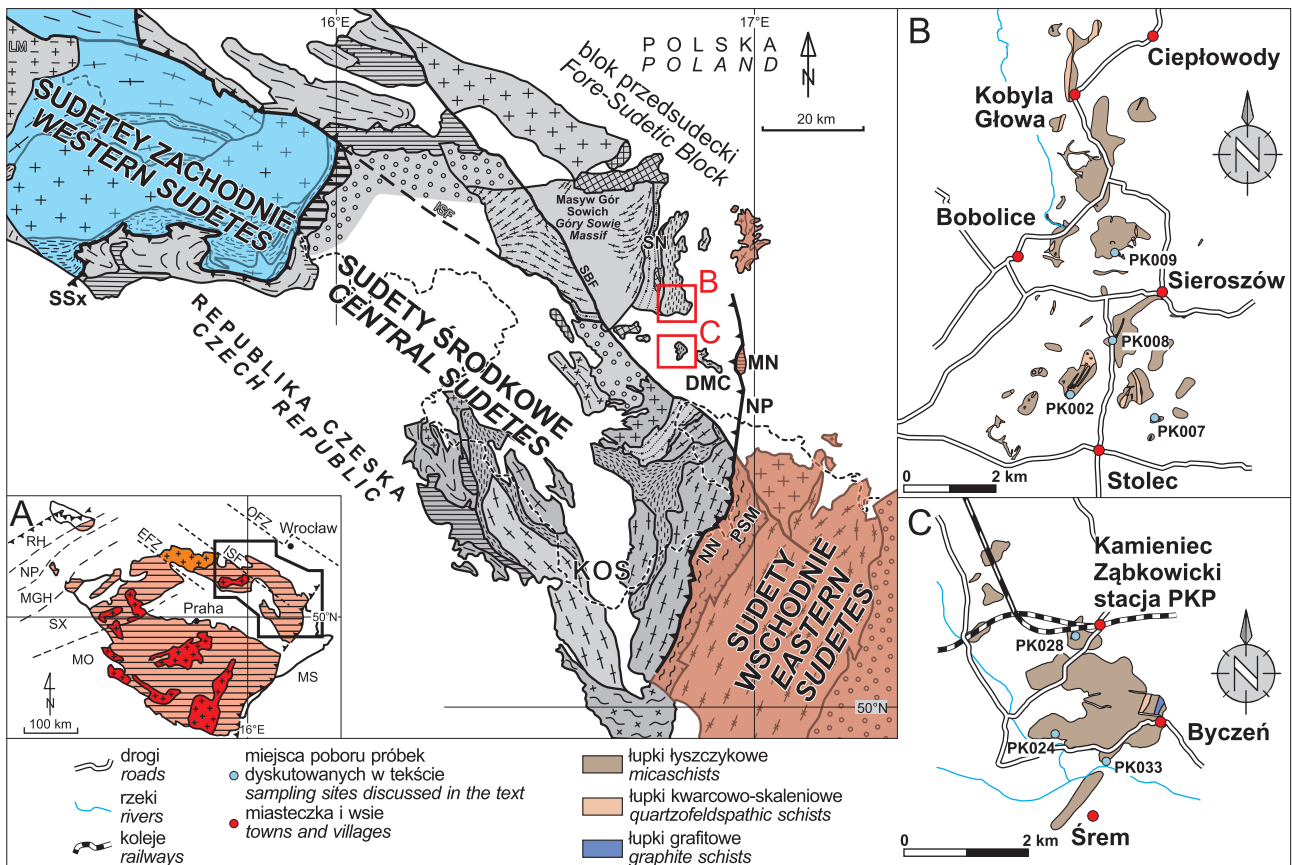
¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, 50–204 Wrocław; jacek.szczepanski@uwr.edu.pl; ORCID ID: 0000-0001-9087-8164

540 Ma (Jastrzębski i in., 2020) lub 529 Ma (Szczepański i in., 2023). Natomiast wiek wulkanitów felzytowych, wyznaczony na podstawie datowania cyrkonów magmowych tą samą metodą, wynosi 510 Ma (Szczepański i in., 2023).

Uważa się, że sukcesja skalna odsłaniająca się w PKZ została zdeformowana i zmetamorfizowana w wyniku konwergencji obrzeżenia mikroplaty Brunowistulikum i terranu saksoturyńskiego (Mazur i in., 2015; Oberc-Dziedzic i in., 2018, 2021; Jastrzębski i in., 2020). Metamorfizm skał PKZ był wcześniej badany metodami klasycznej geotermobarometrii przez Dziedzicową (1973, 1987), Nowak (1998) i Józefiaka (2000). Badacze Ci udokumentowali zapis metamorfizmu średnich ciśnień w zakresie temperatur od facji zielenicowej po fację amfibolitową. W tym kontekście niezwykle interesujące było opisanie przez Nowak (1988) pseudomorfoz po lawsonicie zachowanych w ziarnach granatu z łupków łyszczykowych. Obserwacja ta wskazywała, że skały PKZ najprawdopodobniej zareje-

strowały także epizod metamorfizmu HP-LT, charakterystyczny dla stref subdukcji. Jednak w tamtym czasie pełne odtworzenie tego zapisu nie było możliwe. Ponadto Achramowicz i in. (1997) oraz Bakun-Czubarow (1998) udokumentowali soczewki eklogitu odsłonięte w południowej części PKZ. Ich zdaniem skały te zarejestrowały metamorfizm facji eklogitowej w warunkach 575°C i 15 kbar. Natomiast ramy czasowe waryscyjskiej aktywności tektonotermicznej w tym obszarze obejmują stosunkowo szeroki przedział czasu – od ~380 do ~330 Ma (Steltenpohl i in., 1993; Jastrzębski i in., 2020).

Prace nad zapisem deformacji na obszarze PKZ były prowadzone już od lat 70. ubiegłego stulecia (Dziedzicowa, 1975; Achramowicz, 1993; Gurgurewicz, Bartz, 2011). Natomiast całościowy model tektoniczny wschodniej części bloku przedsudeckiego został zaproponowany w pracy Mazura i Józefiaka (1999). Ich zdaniem PKZ, wraz z przyległym kompleksem metamorficznym Doboszowic, obejmuje trzy przełażdowane jednostki



Ryc. 1. Uproszczona mapa geologiczna Sudetów według Mazura i in. (2005): **A** – lokalizacja obszaru badań w obrębie Masywu Czeskiego; **B** i **C** – uproszczone mapy geologiczne środkowej (**B**) i południowej (**C**) części pasma Kamieńca Żąbkowickiego z zaznaczonymi miejscami poboru próbek. Objasnienia skrótów: **MN** – masyw Niedźwiedzia; **DMC** – metamorfik Doboszowic; **SN** – strefa ścinania Niemczy; **NP** – nasunięcie Paczkowa; **NN** – nasunięcie Nýznerova; **KOS** – kopuła orlicko-śnieżnicka; **SBF** – sudecki uskoc brzeżny; **ISF** – uskoc śródsudecki; **PSM** – pasmo Starého Města; **SSx** – szew saksoturyński; **MGH** – środkowoniemiecki wał krystaliczny; **MO** – strefa moldanubska; **OFZ** – strefa uskokowa Odry; **MS** – strefa morawsko-śląska; **NP** – północna strefa fyllitowa; **RH** – strefa renohercyńska; **SX** – strefa saksoturyńska; **EFZ** – strefa uskoku górnej Łaby; **ISF** – uskoc śródsudecki

Fig. 1. Geological sketch map of the Sudetes after Mazur et al. (2005): **A** – location of the study area within the Bohemian Massif; **B** and **C** – geological sketch maps of the central (**B**) and southern (**C**) part of the Kamieniec Metamorphic Belt, with samples location marked. Abbreviations: **MN** – Niedźwiedź Massif; **DMC** – Doboszowice Metamorphic Complex; **SN** – Niemcza Shear Zone; **NP** – Paczków Thrust; **NN** – Nýznerov Thrust; **KOS** – Orlica-Śnieżnik dome; **SBF** – Sudetic Boundary Fault; **ISF** – Intra-Sudetic Fault; **PSM** – Staré Město Belt; **SSx** – Saxothuringian suture; **MGH** – Mid-German Crystalline High; **MO** – Moldanubian Zone; **OFZ** – Odra Fault Zone; **MS** – Moravo-Silesian Zone; **NP** – Northern Phyllite Zone; **RH** – Rhenohercynian Zone; **SX** – Saxothuringian Zone; **EFZ** – Upper Elbe Fault Zone; **ISF** – Intra-Sudetic Fault

tektoniczne interpretowane jako fragmenty płaszczowin krystalicznych o odmiennym zapisie metamorfizmu. Podłoże przełażowanego stosu płaszczowin wyznacza nasunięcie Paczkowa, które oddziela je od leżących poniżej metabazytów masywu Niedźwiedzia (NP na ryc. 1, Mazur, Józefiak 1999). Uważa się, że nasunięcie Paczkowa stanowi północną kontynuację nasunięcia Nýznerova, oddzielającego kompleksy metamorficzne Sudetów Środkowych i Wschodnich (Skácel, 1989).

WYNIKI

Zapis struktur deformacyjnych

Trzy główne etapy deformacji podatnej, D_1 , D_2 i D_3 , zostały udokumentowane w skałach PKZ. Oba główne typy skał odsłaniające się na obszarze PKZ – łupki łyszczykowe i łupki kwarcowo-skalieniowe – wykazują podobny zapis strukturalny, co sugeruje podobną historię deformacji. Niemniej jednak łupki kwarcowo-skalieniowe często zachowują relikty starszych zdarzeń deformacyjnych (D_1 i D_2), podczas gdy łupki łyszczykowe zazwyczaj lepiej zachowały młodsze struktury deformacyjne (D_3).

Struktury etapu D_1

Struktury najstarszego etapu D_1 są reprezentowane przez foliację S_1 , miejscami niemal pionową, która została udokumentowana jako mezoskopowe, penetratywne struktury planarne (ryc. 2A i B), struktury reliktowe zachowane w mikrolitonach między młodszyimi płaszczyznami foliacji (ryc. 3A i B) oraz jako smugi inkluzji składających się głównie z rutyłu, kwarcu, jasnej miki i chlorytoidu, zachowanych w środkowych częściach porfiroblastów granatu (ryc. 3B i C). Podczas terenowych obserwacji płaszczyzn S_1 nie zauważono oznak wyraźnego zróżnicowania metamorficznego. Poszczególne laminy mają zmienną grubość i są zorientowane równoległe do granic litologicznych (ryc. 2A–C). Foliacja S_1 zazwyczaj zapada pod dużym kątem w kierunku SE lub NW (ryc. 4A). Jednak lokalnie foliacja S_1 wykazuje niemal poziomą orientację lub jest nachylona pod niewielkim kątem w kierunku NW lub SE (ryc. 2C i 4A).

Struktury etapu D_2

Struktury etapu D_2 są reprezentowane przez fałdy F_2 , subhoryzontalny kliważ osiowy S_2 i lineację L_2 . Wielkość i geometria fałdów F_2 zmieniają się – od asymetrycznych i otwartych, o amplitudzie kilku metrów, do struktur o amplitudzie rzędu centymetrów lub milimetrów (ryc. 2B–D oraz 3A i C), o osiach zorientowanych w kierunku NNE–SSW (ryc. 4B). Subhoryzontalny kliważ S_2 rozwinął się równoległe do płaszczyzn osiowych fałdów F_2 (ryc. 3A). Nowo utworzone płaszczyzny S_2 zapadają połogo lub pod umiarkowanym kątem w kierunku WSW do W (ryc. 4C). Porfiroblasty granatu, zwykle osiągające średnicę 5–8 mm, a sporadycznie nawet do 30 mm, często charakteryzują się występowaniem prostolinijskich lub ujętych w fałdy smug inkluzji (ryc. 3B i C). Fałdowanie F_2 spowodowało rozrzut foliacji S_1 na stereogramach wzduż koła wielkiego o subhoryzontalnej osi o kierunku NNE–SSW, równoległe do osi fałdów F_2 (ryc. 4A i B). Lineacja rozwinięta równoległe do

osi F_2 jest zachowana zarówno na płaszczyznach S_1 , jak i S_2 i ma charakter lineacji mineralnej L_{2m} bądź lineacji intersekcyjnej L_{2i} . Lineacja L_{2m} jest wyrażona przez równoległe ułożenie blaszek jasnej miki, natomiast lineacja L_{2i} występuje na przecięciu płaszczyzn S_1 i S_2 (ryc. 4D). Analiza geometrii więźby kwarcu w obrębie lamin i soczewek kwarcowych wskazuje, że etapowi jej formowania towarzyszyło rozciąganie w kierunku równoległym do lineacji L_2 i osi fałdów F_2 (Szczepański, Goleń, 2022).

Struktury D_3

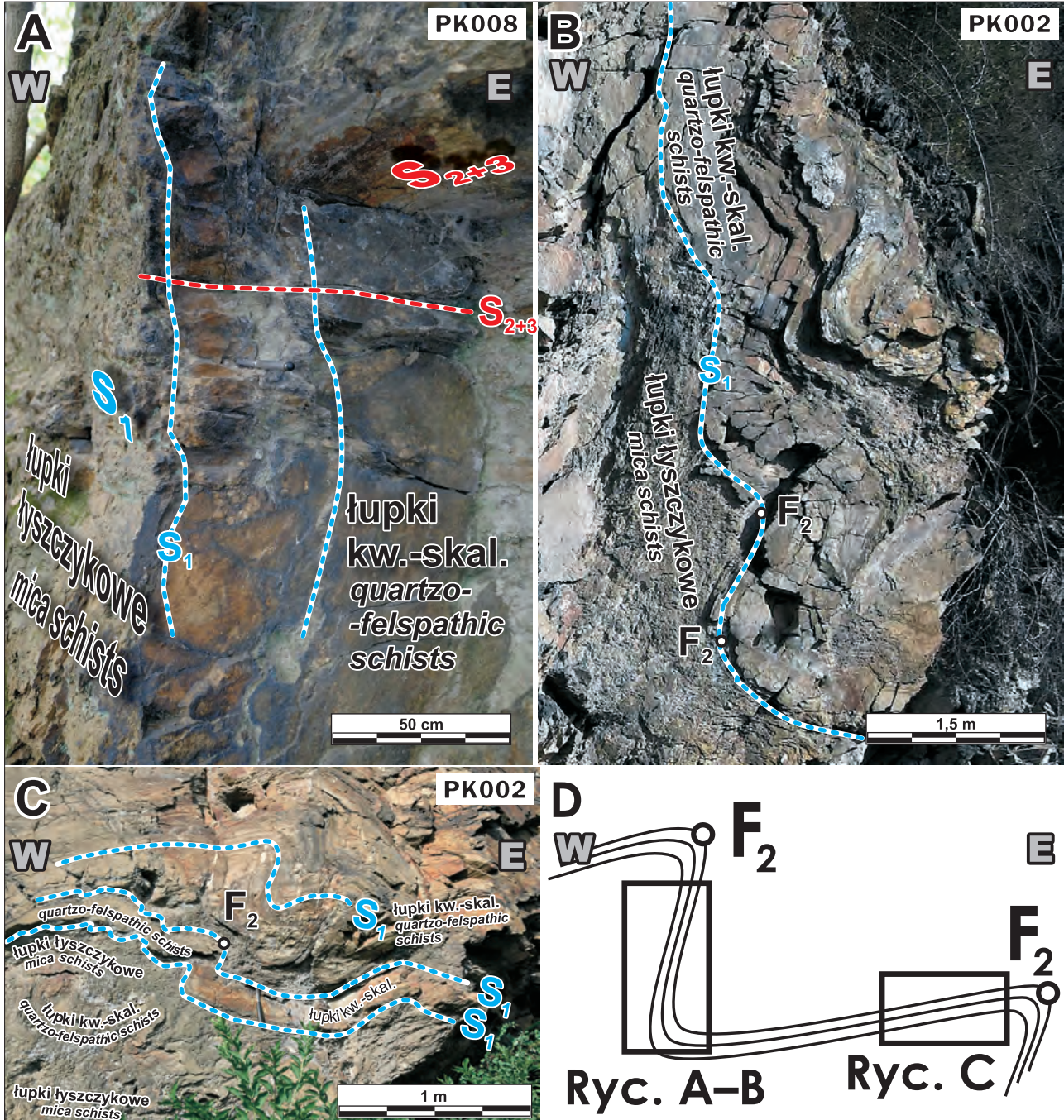
Deformacja D_3 spowodowała reaktywację płaszczyzn S_2 i doprowadziła do powstania złożonych struktur planarnych S_{2+3} . Foliacja S_{2+3} zapada pod kątami umiarkowanymi do małych w kierunku W (ryc. 4C). Lineacja mineralna L_3 , lokalnie zachowana na płaszczyznach S_{2+3} i wyrażona równoległym ułożeniem blaszek łyszczyków (ryc. 4E), zmienia orientację z NE–SW w strefach z niepenetratywną foliacją na niemal równoleżnikową tam, gdzie foliacja S_{2+3} ma charakter penetratywny. W przekrojach prostopadłych do płaszczyzn S_{2+3} i równoległych do lineacji mineralnej L_3 są zachowane liczne kinematyczne wskaźniki zwrotu ścinania, reprezentowane przez struktury typu S-C, porfiroblasty typu sigma, powierzchnie ekstensyjnego kliważu krenulacyjnego oraz sigmoidalne smugi inkluzji zachowane najczęściej w porfiroblastach granatu. Wszystkie te struktury dokumentują ścinanie niekoaksjalne o kinematyce strop-ku-SW lub strop-ku-W związane z deformacją D_3 (ryc. 5A–D). Wniosek ten potwierdza analiza więźby kwarcu w strefach ścinania D_3 , która wskazuje na jej kształtowanie się w trakcie deformacji nieoaksjalnej o kinematyce odpowiadającej deformacji D_3 (Szczepański, Goleń, 2022). Domeny z zachowaną asymetryczną więźbą D_3 są niekiedy wypełnione drobnokrystalicznym materiałem granitowym, tworzącym wydłużone soczewki o długości ~10–25 cm, zorientowane równoległe do foliacji S_{2+3} (ryc. 5D).

Zespoły mineralne stabilne podczas deformacji

Etapy deformacji D_1 do D_3 charakteryzują się dwoma różnymi zestawami zespołów mineralnych M_1 i M_2 . Zespół mineralny M_1 był trwały podczas etapów deformacji D_1 i na początku etapu deformacji D_2 . Natomiast zespół M_2 pojawił się najpóźniej pod koniec etapu D_2 i w trakcie deformacji D_3 . Poszczególne zespoły mineralne przypisano do określonych etapów deformacji głównie na podstawie wyników analizy porfiroblastów granatu, które mają różne zestawy inkluzji mineralnych oraz odmienną geometrię smug inkluzji. To oznacza, że w badanych próbkach skalnych zachowały się dwie generacje granatu. Pierwsza generacja granatu (Grt1) zawiera głównie inkluzje chlorytoidu i rutyłu, którym sporadycznie towarzyszy chloryt oraz pseudomorfozy po lawsonicie (ryc. 3D i E). W niektórych porfiroblastach tworzą one zarówno prostolinijskie smugi inkluzji, jak i smugi ujęte w fałdy (ryc. 3B i C). Ten zestaw inkluzji jest niekiedy wzbogacony o jasną mikę o składzie zbliżonym do fengitu. Druga generacja granatu (Grt2) charakteryzuje się występowaniem głównie sigmoidalnych smug inkluzji, w których dominującym minerałem jest ilmenit (ryc. 3B i 5C). Ta generacja granatu zawiera również inkluzje staurolitu, plagioklastu wzboga-

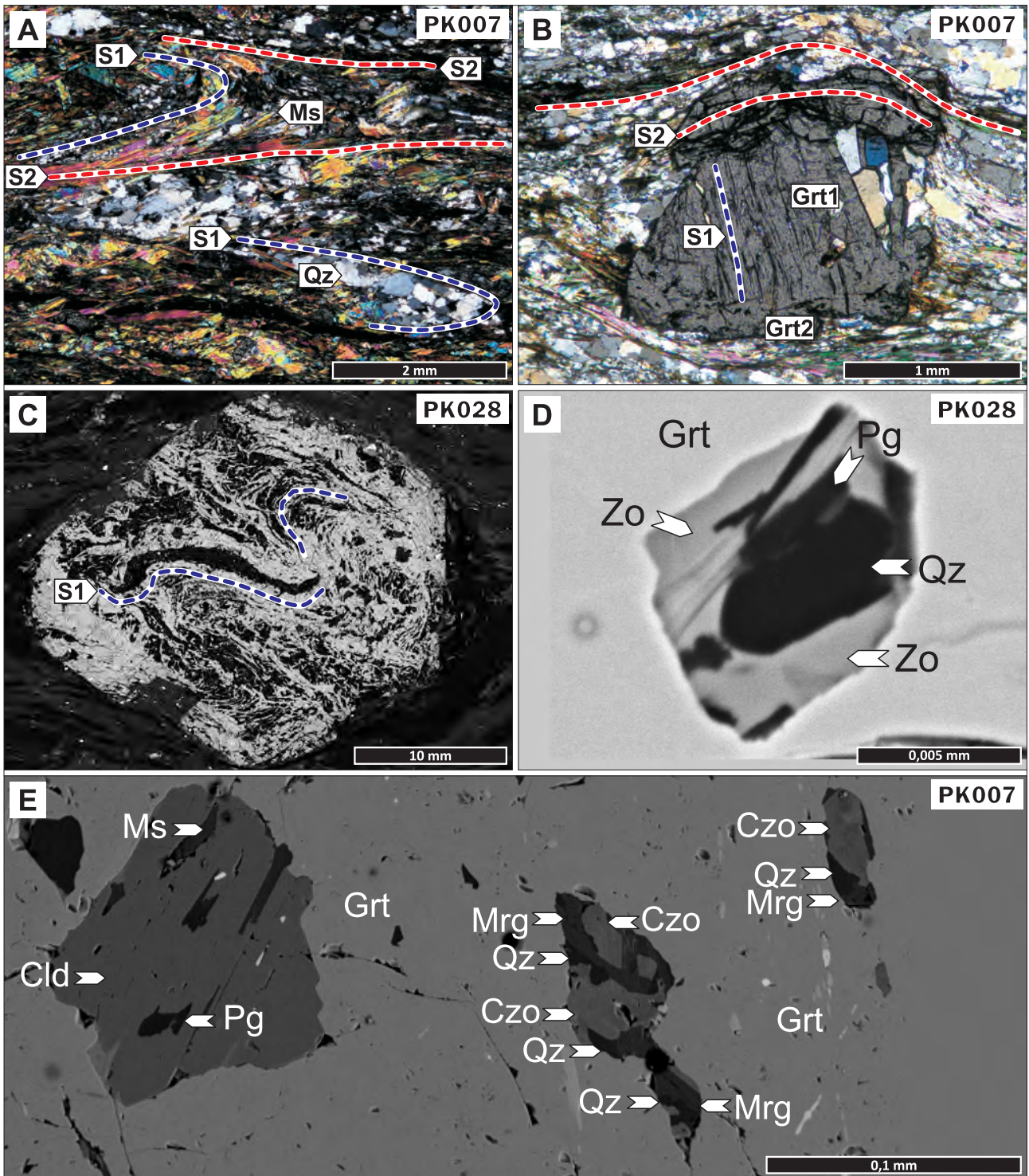
conego w cząsteczkę anortytową i biotyty oraz jasnej miki o składzie muskowitu. W niektórych próbkach występują oba typy porfiroblastów granatu, obrastających się nawzajem (Grt1 jest obrośnięty przez Grt2; ryc. 3B). W takich porfiroblastach ślady inkluzji mają odmienną orientację i skład faz mineralnych bogatych w Ti (rutyl w Grt1 i ilme-

nit w Grt2), co wskazuje na ich wzrost w warunkach P-T związanych z ekshumacją. Warto dodać, że inkluzje ilmenitu zachowane w Grt2 kontynuują się w tle skalnym jako foliacja penetratywna (ryc. 3B). Zmienna geometria obserwowanych smug inkluzji w granacie pierwszej generacji (Grt1), przechodząca od prostoliniowych do ujętych w



Ryc. 2. Orientacja foliacji S_1 w sukcesji wulkaniczno-osadowej reprezentowanej przez łupki lyszczykowe przelawiaczące się z łupkami kwarcowo-skaleniowymi: **A i B** – subwertykalna foliacja S_1 (niebieska linia przerywana) zorientowana równolegle do granic litologicznych i miejscami „nadpisana” przez niepenetratywne płaszczyzny S_{2+3} o położeniu subhoryzontalnym (czerwona linia przerywana); **C** – foliacja S_1 o położej orientacji. Powierzchnia S_1 jest rozwinięta równolegle do granic litologicznych; **D** – schemat usytuowania ryc. 3A, B i C w odniesieniu do zrekonstruowanego fałdu F_2 widocznego w odsłonięciu w nieczynnym kamieniołomie w pobliżu Stolca (odsłonięcie PK002)

Fig. 2. Field photographs documenting orientation of the S_1 fabric within the volcano-sedimentary succession comprising mica schists and quartzo-felspathic schists: **A and B** showing steep older S_1 fabric (blue dashed line) oriented parallel to the lithological boundary and in places overprinted by non-penetrative shallow S_{2+3} planes (red dashed line); **C** – subhorizontal S_1 foliation. S_1 is plane parallel to the lithological boundaries; **D** – position of Fig. 3A, B and C with respect to the F_2 fold visible in an outcrop near Stolec (outcrop PK002)



Ryc. 3. A–B: Mikrofotografie dokumentujące relacje różnych generacji powierzchni foliacji i wrostki mineralne w granacie: **A** – dwa zestawy powierzchni foliacji zachowane w próbce PK007. Starsza struktura planarna S_1 jest ujęta w fałdy F_2 ; **B** – złożony porfiroblast granatu w próbce PK007 ze smugami inkluzji rutylu definiującymi powierzchnię S_1 (niebieskie przerywane linie) w jego wewnętrznej części (Grt1) oraz foliacje S_{2+3} (czerwone linie przerywane) składające się głównie z ilmenitu i muskowitu Ms2, zachowane w części brzeżnej porfiroblastu granatu (Grt2), a także w matriksie skały; **C–E:** Obrazy ze skaningowego mikroskopu elektronowego wykonane w technice elektronów wstecznie rozproszonych (SEM-BSE): **C** – smugi inkluzji ujęte w fałdy (niebieskie linie przerywane) w porfiroblaście granatu z próbki PK028; **D** – inkluzja polimineralna w granacie składająca się z zojsytu, paragonitu i kwarcu; **E** – inkluzje polimineralne chlorytoidu, paragonitu i jasnego lyszczczyku oraz margarytu, kwarcu i klinzojsytu w porfiroblaście granatu z próbki PK007

Fig. 3. A–B: Photomicrographs documenting the relationships between different generations of foliation surfaces and mineral inclusions preserved in garnet: **A** – two sets of foliation surfaces preserved in sample PK007. The older planar structure S_1 is folded by F_2 folds; **B** – complex garnet porphyroblast in sample PK007, with rutile inclusion trails defining the S_1 surface (blue dashed lines) in its inner part (Grt1) and the S_{2+3} foliation (red dashed lines), composed mainly of ilmenite and muscovite Ms2, preserved in the outer rim of the garnet porphyroblast (Grt2) and in the rock matrix. **C–E:** Images from a scanning electron microscope acquired using backscattered electron (SEM-BSE) imaging, showing: **C** – folded inclusion trails (blue dashed lines) preserved in a garnet porphyroblast from sample PK028; **D** – polymineralic inclusion composed of zoisite, paragonite and quartz, preserved in garnet; **E** – polymineralic inclusions composed of chloritoid, paragonite and light mica, as well as margarite, quartz and clinzoisite, in a garnet porphyroblast from sample PK007

faldy, wskazuje, że Grt1 musiał zacząć wzrastać w trakcie etapu D₁, a jego wzrost prawdopodobnie kontynuował się do początkowych faz etapu D₂. Natomiast Grt2 krystalizował synkinematycznie w stosunku do deformacji D₃, na co wskazuje kontynuacja smug inkluzji w foliację S₂₊₃ zachowaną w tle skalnym. Ponadto w badanych próbkach skalnych obserwuje się występowanie zestawu dwóch zespołów struktur planarnych obecnych w tle skalnym i wyznaczanych głównie przez równoległe ułożenie blaszek jasnego łyszczyku o odmiennym składzie chemicznym. Starsza foliacja S₁ jest wyznaczana głównie przez jasny łyszczyk o składzie chemicznym zbliżonym do fengitu (Ms1), podczas gdy młodsze struktury planarne S₂ i S₂₊₃ są wyznaczane przez jasny łyszczyk o składzie muskowitu (Ms2; Szczepański, Goleń, 2022). W analizowanych próbkach spotyka się także blasty plagioklastu o złożonej budowie, w których środkowe partie mają skład albitu, co odpowiada pierwszej generacji plagioklastu (P11), a obwódki mają skład oligoklastu, co koreluje je z drugą generacją tego minerału (P12). Wydaje się także, że staurolit i andaluzyt wzrastały w trakcie etapu D₃, na co wskazuje ich równoległe ułożenie w stosunku do foliacji S₂₊₃ (staurolit) lub obecność sigmoidalnie wygiętych smug inkluzji kontynuujących się w foliację S₂₊₃ zachowaną w tle skalnym (andaluzyt). Przytoczone obserwacje wskazują, że zespół minerałów M₁ obejmuje Grt1 + Ms1 + Clid + Rt ± Chl + Lws + Qz, podczas gdy zespół minerałów M₂ składa się z Grt2 + Ms2 + Bt + Chl ± St ± Pl ± And + Ilm + Qz.

Zapis metamorfizmu

W celu udokumentowania zapisu metamorfizmu zachowanego w skałach PKZ przeprowadzono szczegółowe badanie petrologiczne pięciu próbek łupków łyszczykowych pobranych z południowej i środkowej części PKZ (próbki PK007, PK009, PK028 oraz PK033, ryc. 1B i C). Badania te obejmowały detaliczne opisy petrograficzne próbek skalnych, oznaczenie składu chemicznego poszczególnych minerałów, wyznaczenie paragenez mineralnych trwałych podczas kolejnych etapów metamorfizmu i odtworzenie ścieżek P-T przy użyciu geotermobarometrii

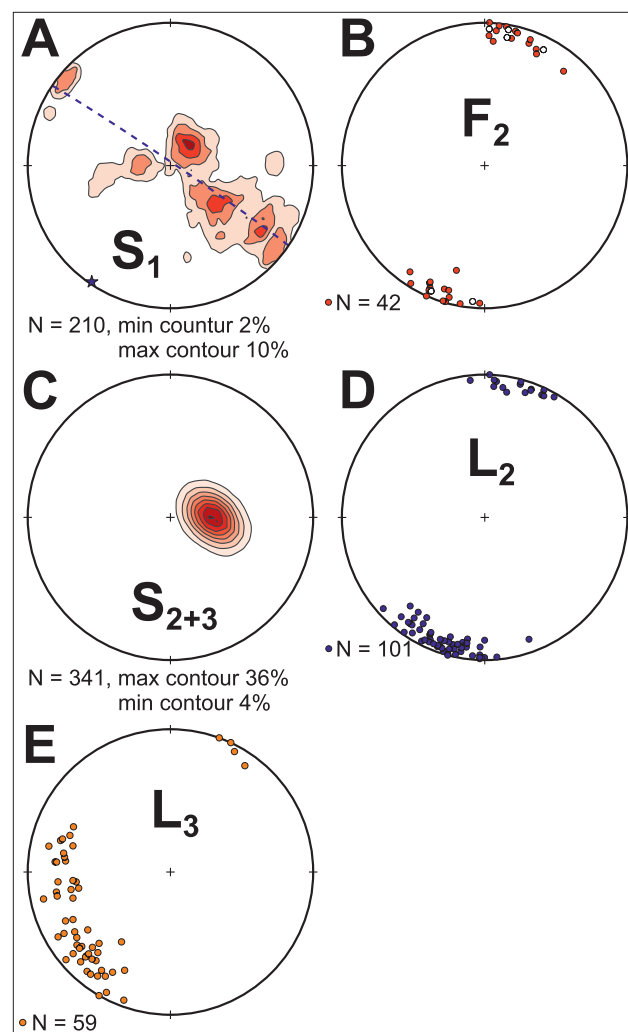
→

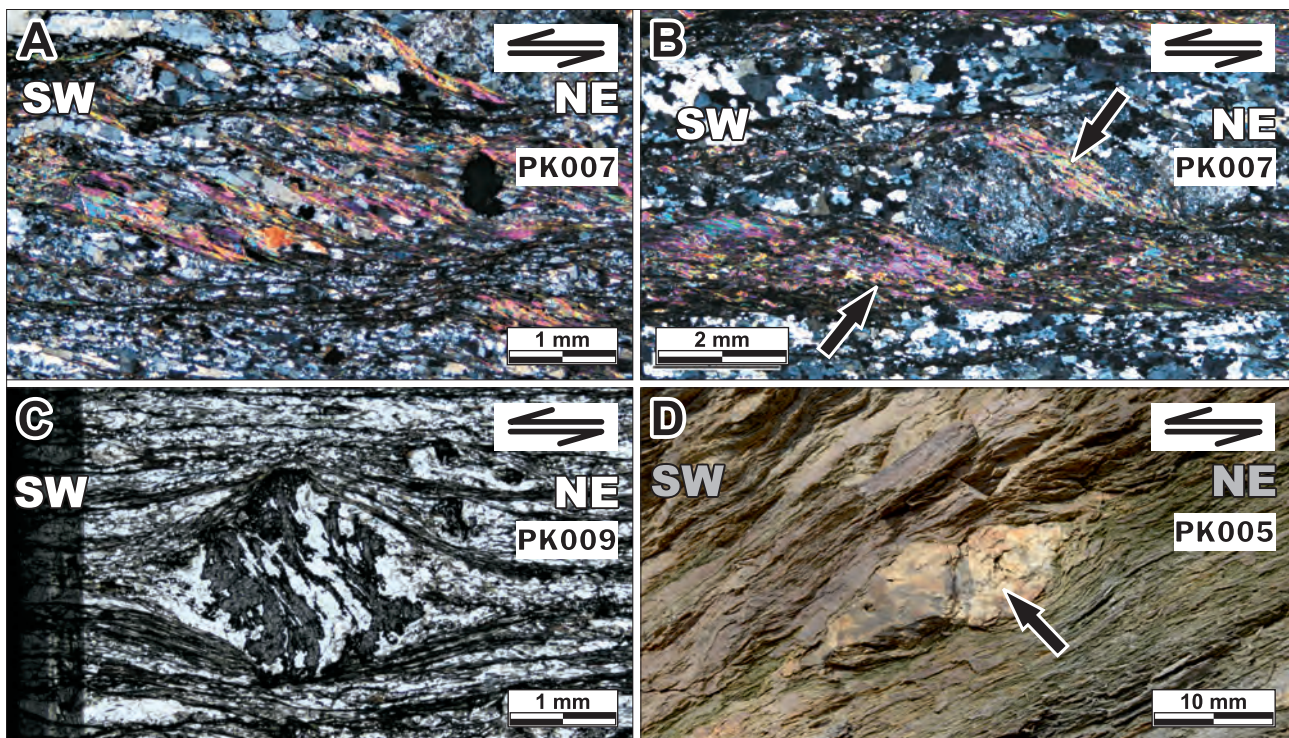
Ryc. 4. Zbiorcze stereogramy ilustrujące orientację mezostruktur deformacyjnych udokumentowanych na badanym obszarze (dolna półkula siatki Schmidta; N – liczba pomiarów): **A** – orientację starszej foliacji S₁, gwiazdką oznaczono oś pasa rozrzutu foliacji, a linią przerywaną pas rozrzutu foliacji S₁; **B** – orientację osi fałdów F₂; **C** – orientację starszej foliacji S₂ i S₂₊₃; **D** – orientację lineacji L₂; **E** – orientację lineacji L₃

Fig. 4. Stereograms illustrating the orientation of documented mesoscopic deformation structures in the study area (N – number of measurements): **A** – equal-area lower hemisphere projection showing scatter of mostly steep S₁ foliation, asterisk – the axis of great-circle girdle of foliation, great-circle girdle is shown with blue dashed line; **B** – equal-area lower hemisphere projection showing orientation of F₂ folds; **C** – equal-area lower hemisphere projection showing S₂₊₃ planes shallow-dipping towards the W; **D** – equal-area lower hemisphere projection showing orientation of L₂ lineation; **E** – equal-area lower hemisphere projection showing L₃ mineral lineation

konwencjonalnej, z wykorzystaniem modelowania termodynamicznego równowag fazowych oraz elastobarometrii ramanowskiej. Szczegóły dotyczące wyników tych badań znajdują się w publikacjach Szczepański i in. (2022) oraz Szczepański i Goleń (2022).

Kluczową rolę w odtworzeniu warunków wczesnych etapów metamorfizmu skał PKZ odegrało udokumentowanie pseudomorfoz po lawsonicie w porfiroblastach granatu. Lawsonit jest uwodnionym krzemianem wapnia i glinu, stabilnym w warunkach wysokiego ciśnienia i niskiej temperatury (HP-LT). Dlatego uważa się go za charakterystyczny wskaźnik metamorfizmu w strefach subdukcji (np. Tsujimori, Ernst, 2014). Na późniejszych etapach przeobrażeń minerał ten często ulega zniszczeniu i zazwyczaj nie zachowuje się w postaci pierwotnej – całkowicie zanika lub powstają po nim pseudomorfozy. Znacznie lepiej zachowują się inne minerały, takie jak fengit i chlorytoid. Ich współwystępowanie z pseudomorfozami po lawsonicie uznaje się za wiarygodny wskaźnik metamorfizmu typu HP-LT (Negulescu i in., 2009; Chu i in., 2009). Wspomniane fazy mineralne należą do zespołu mineralnego M₁, udokumentowanego w skałach PKZ. Zespół tych minerałów najlepiej zachował się w próbkach PK007, PK009 i PK028. Zapis metamorfizmu M₂ w skałach PKZ jest dobrze zachowany prawie we wszystkich przebadanych próbkach i obejmuje minerały typowe dla warunków średnich i niskich ciśnień. Należą do nich staurolit, muskowit, andaluzyt i ilmenit.





Ryc. 5. Kinematyczne wskaźniki zwrotu ścinania zachowane w skałach badanego obszaru i dokumentujące transport o kinematyce przemieszczeń strop-ku-SW podczas etapu D_3 : **A** – struktury typu S-C (odsłonięcie PK007); **B** – asymetryczne cienie ciśnienia wypełnione kwarcem oraz maty deformacyjne (**strzałki**) utworzone z jasnego łyszczyku, rozwinięte wokół porfiroblastu plagioklastu (odsłonięcie PK007); **C** – sigmoidalne smugi inkluzji zachowane w generacji granatu Grt2 (odsłonięcie PK009); **D** – soczewka granitoidowa (**oznaczona strzałką**) intrudująca płaszczyzny S_{2+3} (odsłonięcie PK005)

Fig. 5. Kinematic shear sense indicators preserved in rocks from the study area, documenting top-to-SW displacement during the D_3 stage: **A** – S-C type structures (outcrop PK007); **B** – asymmetric quartz-filled pressure shadows and mica fish (**arrows**) composed of light mica, developed around a plagioclase porphyroblast (outcrop PK007); **C** – sigmoidal inclusion trails preserved in the generation of garnet Grt2 (outcrop PK009); **D** – granitoid lens (**marked with an arrow**) intruding the S_{2+3} foliation planes (outcrop PK005)

Zarówno geotermobarometria konwencjonalna, jak i modelowanie termodynamiczne wskazują, że pierwszy epizod metamorfizmu (M_1) nastąpił w temperaturze ok. 485°C i pod ciśnieniem 18 kbar. Warunki te powstały na skutek pograżenia skał PKZ w strefie subdukcji. Kolejny epizod metamorfizmu (M_2) jest zapisem końcowych faz ekshumacji do poziomu środkowej skorupy i odbywał się w warunkach ciśnienia i temperatury (P-T) w zakresie od ok. 520°C i 6 kbar przez 555°C i 7 kbar do ~590°C i 3–4 kbar (Szczepański, Goleń, 2022; Szczepański i in., 2022).

DYSKUSJA

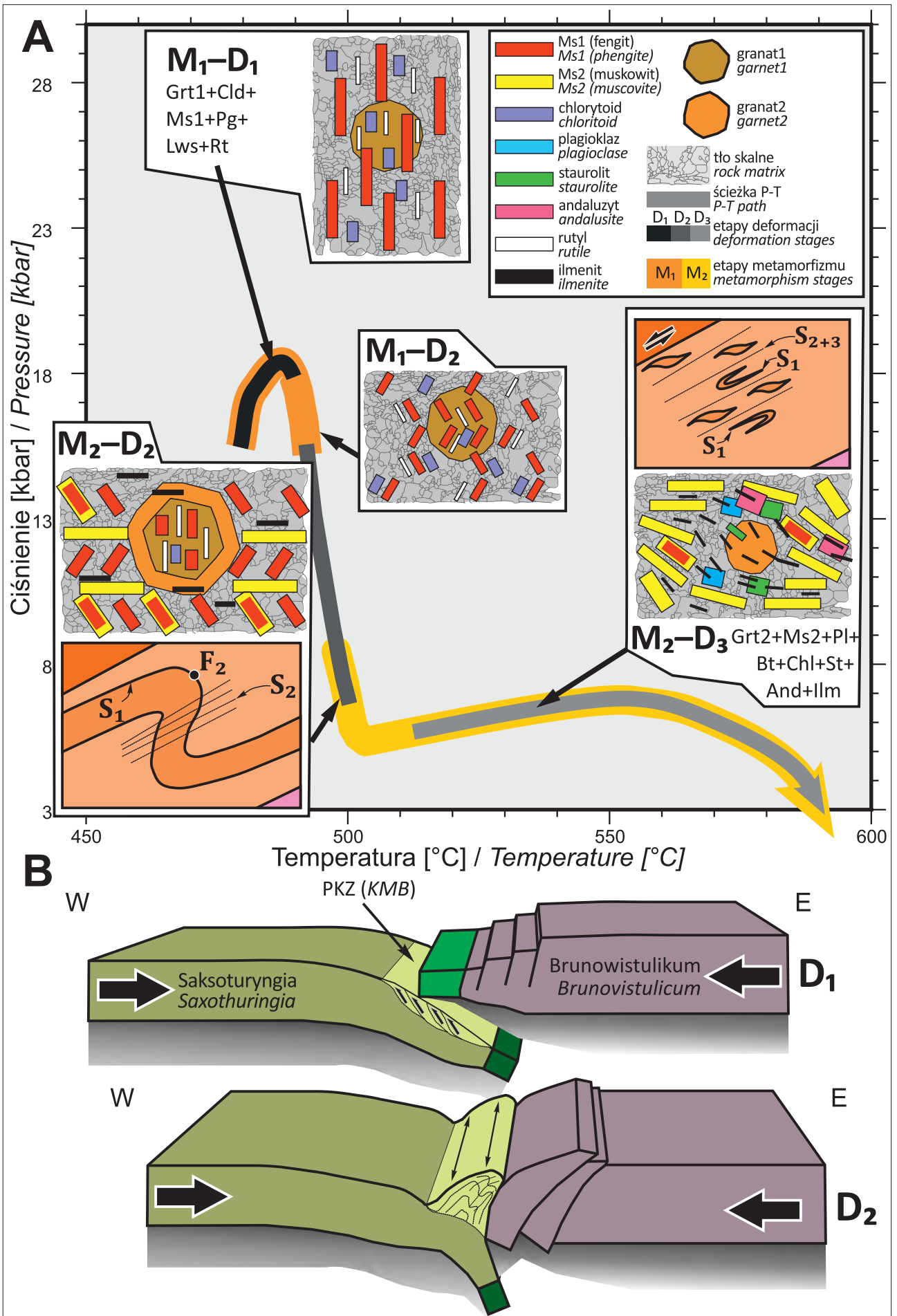
Do roku 2000 zapis metamorfizmu zachowany w skałach PKZ był badany wyłącznie z zastosowaniem geotermobarometrii konwencjonalnej, co umożliwiło udokumentowanie na badanym obszarze zapisu metamorfizmu średnich ciśnień i temperatur w zakresie 540–630°C i 7–13 kbar (Dziedzicowa, 1973; Nowak, 1998; Mazur, Józefiak, 1999; Józefiak, 2000). W ostatnich latach, dzięki zastosowaniu modelowania termodynamicznego, geotermobarometrii konwencjonalnej i elastobarometrii ramanowskiej, udało się udokumentować w łupkach łyszczykowych PKZ wyraźny zapis metamorfizmu HP-LT, charakterystyczny dla stref subdukcji. Na ten zapis został później nałożony metamorfizm w zakresie MP-MT. Na podstawie tych wyników, a także nowych danych mezo- i mikrostrukturalnych oraz petrologicznych, zaproponowano nowy model ewolucji

tektonometamorficznej wschodniej części bloku przedsudeckiego podczas orogenezy wartyjskiej. Zapis ten jest związany ze zdarzeniem metamorficznym M_1 i wskazuje, że kompleksy skalne PKZ uległy subdukcji do głębokości odpowiadającej ciśnieniu ok. 18 kbar i temperaturze ~480°C. Potwierdzają to zarówno wyniki modelowania termodynamicznego równowag fazowych, jak i konwencjonalna geotermobarometria i elastobarometria ramanowska.

→

Ryc. 6. A – Główne etapy ewolucji więźby i struktur deformacyjnych sukcesji skalnej pasma Kamieńca Ząbkowickiego na tle ścieżki P-T. **B** – Dwa główne etapy ewolucji tektonicznej PKZ przedstawione na schematycznych blokdigramach: **D₁** – pograżenie PKZ w strefie subdukcji; **D₂** – synkolizyjna ekshumacja i ekstensja PKZ w kierunku równoległym do strefy kolizji. Skróty minerałów wg Whitney i Evans (2010)

Fig. 6. A – Main stages of the evolution of the fabric and deformation structures within the rock succession of the Kamieniec Metamorphic Belt (KMB) shown against the P-T path. **B** – Two principal stages of the tectonic evolution of the KMB illustrated on schematic block diagrams: **D₁** – subduction-related burial of the KMB; **D₂** – syn-collisional exhumation and extension of the KMB parallel to the collision zone. Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010)



Dodatkowym dowodem są inkluzje w ziarnach Grt1, które zawierają minerały powstałe w warunkach metamorfizmu HP-LT (jasny łyszczyk o składzie zbliżonym do fengitu – Ms1, chlorytoid, rutyl oraz produkty rozpadu lawsonitu). Obliczone warunki P-T tego wczesnego etapu metamorfizmu wskazują na niski gradient geotermiczny $\sim 7,0\text{--}7,2^\circ\text{C}/\text{km}$. Można to interpretować jako efekt subdukcji PKZ na dużą głębokość ($\sim 65\text{--}70$ km), co było spowodowane konwergencją terranu saksoturyńskiego z mikroplątą Brunowistulikum (ryc. 6A i B).

Nie udało się udokumentować żadnego wiarygodnego zapisu deformacji związanego z etapem metamorfizmu M_1 w badanych łupkach łyszczykowych PKZ. Jednak Mazur i Józefiak (1999) opisali występowanie na powierzchni foliacji S_1 słabo zachowanej lineacji L_1 o przebiegu E-W, której genezę wiązali z kolizją Sudetów Wschodnich i Środkowych. Wspomniana kolizja została zinterpretowana jako wynik subdukcji, a następnie zamknięcia, domeny oceanicznej rozpościerającej się pomiędzy kolidującymi fragmentami skorupy ziemskiej. Na zapadającą ku wschodowi strefę subdukcji wskazuje występowanie na podłożu krystalicznym Brunowistulikum: 1) dewońskich zmetamorfizowanych skał wulkanicznych o charakterystyce geochemicznej wskazującej na ich nadsubdukcyjną genezę (Janoušek i in., 2014) oraz 2) dewońskich kwarcytów warstw z Jegłowej, które odsłaniają się w masywie Strzelina, o cechach geochemicznych wskazujących na erozję aktywnego łuku wulkanicznego (Szczepański, 2007). Ten ostatni masyw jest interpretowany jako fragment krystalicznego podłoża Brunowistulikum, który został odsłonięty na bloku przedsudeckim (Oberc-Dziedzic i in., 2003).

Zapis etapu deformacji D_2 w sukcesji wulkaniczno-osadowej PKZ wskazuje, że fałdowanie F_2 zostało zainicjowane w warunkach wysokiego ciśnienia. Wskazują na to ziarna granatu Grt1, w których zachowały się fałdy F_2 . Jednakże subhoryzontalnie zorientowana więźba wytworzona na późnym etapie deformacji D_2 , zdefiniowana przez zespół minerałów niskociśnieniowych (M_2), wskazuje, że końcowa faza tego zdarzenia była synchroniczna z początkiem epizodu M_2 . W konsekwencji należy uznać, że cały etap deformacji D_2 jest zapisem ekshumacji sukcesji skalnej odsłaniającej się dzisiaj na obszarze PKZ do poziomu środkowej skorupy z głębokości równoważnych ciśnieniu ~ 18 kbar ($\sim 65\text{--}70$ km) do głębokości odpowiadającej ciśnieniu ~ 6 kbar ($\sim 20\text{--}25$ km). Biorąc pod uwagę dostępne dane można zasugerować, że ekshumacja łupków łyszczykowych musiała być związana z kolizją sztywnej mikroplaty Brunowistulikum na wschodzie z terranem saksoturyńskim na zachodzie (Schulmann, Gayer, 2000; Jastrzębski i in., 2015, 2020; Szczepański i in., 2022). Opiswanej kolizji towarzyszyło rozciąganie kompleksów skalnych równoległe do jej przebiegu (ryc. 6B; Szczepański, Goleń, 2022). Na rozciąganie kompleksów skalnych w kierunku równoległym do strefy kolizji, a więc zgodnie z wydłużeniem orogenu, wskazują m.in. obecność lineacji mineralnej L_{2m} oraz wnioski z analizy więźby kwarcu. Oba te elementy powstały w wyniku transportu tektonicznego przebiegającego właśnie w tym kierunku (Szczepański, Goleń, 2022).

Ostatni etap ekshumacji był związany z rozwojem subhoryzontalnych, zapadających ku SW i W, niekoaksjalnych stref ścinania D_3 . Kryteria mikrostrukturalne wska-

zują, że epizod M_3 był synchroniczny ze wzrostem porfiroblastów Grt2 i staurolitu wraz z jasną mikiem o małej zawartości Si (Ms_2), plagioklazem i późniejszym formowaniem andalazytu. Minerale te definiują płaszczynny foliacji S_{2+3} , które powstały w warunkach $\sim 520\text{--}590^\circ\text{C}$ i $3\text{--}7$ kbar (ryc. 6A). Wzdłuż tych powierzchni doszło do intruzji gorącego materiału granitowego, odpowiedzialnego za ogrzewanie, a tym samym osłabienie mechaniczne kompleksu skalnego PKZ. Prawdopodobnie to było główną przyczyną deformacji D_3 . Granitoidy odsłonięte we wschodniej części bloku przedsudeckiego są wieku ~ 340 Ma i w konsekwencji można uznać, że wyznaczają wiek ostatniej fazy deformacji D_3 (Oliver i in., 1993; Kröner, Hegner, 1998; Pietranik i in., 2013). Potwierdzają to również wyniki mikroanalizy U-Pb LA-ICP-MS i chemicznego datowania U-Th – całkowity Pb monocyту z łupków PKZ, wskazujące, że wydarzenie termiczne odpowiedzialne za wzrost tego minerału nastąpiło ok. 330 Ma lat temu (Jastrzębski i in., 2020).

WNIOSKI

Łupki łyszczykowe PKZ przeszły metamorfizm w warunkach wysokiego ciśnienia i niskiej temperatury (HP-LT), a następnie doświadczyły przeobrażeń w warunkach średniego ciśnienia i temperatury (MP-MT). W celu rekonstrukcji ich historii tektonometamorficznej wykorzystano klasyczną geotermobarometrię, modelowanie termodynamiczne oraz elastobarometrię ramanowską, wspomaganą analizą struktur deformacyjnych w skali mezo- i mikro.

Zastosowane metody pozwoliły szczegółowo odtworzyć przebieg zdarzeń w kontekście kolizji mikroplaty Brunowistulikum z terranem saksoturyńskim. Warunki P-T oszacowane dla wczesnego etapu metamorfizmu i towarzyszącej mu deformacji (etap M_1/D_1 : ok. 485°C i 18 kbar) wskazują na niski gradient geotermiczny ($\sim 7,0\text{--}7,2^\circ\text{C}/\text{km}$), charakterystyczny dla stref subdukcji. W odtworzonych warunkach ciśnienia metamorfizmu M_1 może to oznaczać pograżenie kompleksu skalnego PKZ do głębokości ok. $65\text{--}70$ km.

Uwzględniając obecność w mikroplacie Brunowistulikum metawulkanitów datowanych na 371 Ma i dewońskich kwarcytów z Jegłowej o cechach nadsubdukcyjnych, można przypuszczać, że subdukcja przebiegała w kierunku wschodnim (we współczesnym układzie geograficznym), czyli pod tę mikroplątę.

Podczas późniejszego etapu D_2 doszło do ekshumacji skał PKZ do poziomu środkowej skorupy (ok. $20\text{--}25$ km), czemu towarzyszyło fałdowanie i rozciąganie kompleksu PKZ równoległe do strefy kolizji.

Następny epizod deformacyjny (D_3/M_2) obejmował reaktywację istniejących powierzchni foliacji, co było wynikiem kolapsu grawitacyjnego niestabilnej skorupy orogenicznej, podgrzanej przez intruzje granitoidowe. Etap ten przebiegał w zmiennych warunkach ciśnienia i temperatury – od 520°C i 6 kbar przez 555°C i 7 kbar aż do ok. 590°C i $3\text{--}4$ kbar.

Badania sfinansowano ze środków grantu Narodowego Centrum Nauki nr 2015/17/B/ST10/02212. Autor wyraża serdeczne podziękowania Recenzentom – prof. P. Aleksandrowskiemu i dr hab. Mirosławowi Jastrzębskiemu za wnikliwe i konstruktywne uwagi.

LITERATURA

- ACHRAMOWICZ S. 1993 – Rekonstrukcja paleonaprężeń związanych z intruzją hercyńskich granitoidów masywu Strzelina na podstawie analizy struktur dylatacyjnego odkształcenia odśrodkowego. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 63 (4): 265–332.
- ACHRAMOWICZ S., MUSZYŃSKI A., SCHLIESTEDT M. 1997 – The northeasternmost eclogite occurrence in the Saxothuringian Zone, West Sudetes (Poland). *Chemie der Erde – Geochemistry*, 57 (1): 51–61.
- BAKUN-CZUBAROW N. 1998 – Ilmenite-bearing eclogites of the West Sudetes – their geochemistry and mineral chemistry. *Archiwum Mineralogiczne*, 51 (1–2): 29–110.
- CHU H., WEI C., SU S. 2009 – Phase equilibria of HP–UHP mica-schists in Jiangling, Eastern Dabiehsan orogen. *Progress in Natural Science*, 19 (8): 973–982.
- DZIEDZICOWA H. 1973 – Mineral parageneses in metamorphic bentonite deposits within the Fore-Sudetic Block. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 21 (2): 99–109.
- DZIEDZICOWA H. 1975 – XXX. Przewodnik XLVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 36: 256–332.
- DZIEDZICOWA H. 1987 – Rozwój strukturalny i metamorfizm we wschodnim obrzeżeniu gnejsów Gór Sowich. *Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 10: 221–247.
- FRANKE W., ŻELAŻNIEWICZ A., POREBSKI S.J., WAJSPYRCH B. 1993 – Saxothuringian zone in Germany and Poland: differences and common features. *Geologische Rundschau*, 82 (3): 583–599.
- GURGUREWICZ J., BARTZ W. 2011 – Deformational history of metavolcanic rocks from the Kamieniec Żąbkowicki Metamorphic Belt (Fore-Sudetic Block, southwest Poland): a quartz [c]-axis lattice preferred orientation study. *Acta Geologica Polonica*, 61 (3): 289–305.
- JANOUSEK V., AICHLER J., HANŽL P., GERDES A., ERBAN V., ŽÁČEK V., PECINA V., PUDILOVÁ M., HRDLIČKOVÁ K., MIXA P., ŽÁČKOVÁ E. 2014 – Constraining genesis and geotectonic setting of metavolcanic complexes: a multidisciplinary study of the Devonian Vrbo Group (Hrubý Jeseník Mts., Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences*, 103 (2): 455–483.
- JASTRZĘBSKI M., ŻELAŻNIEWICZ A., MURTEZI M., LARIONOV A.N., SERGEEV S. 2015 – The Moldanubian Thrust Zone – A terrane boundary in the Central European Variscides refined based on lithostratigraphy and U–Pb zircon geochronology. *Lithos*, 220: 116–132.
- JASTRZĘBSKI M., ŻELAŻNIEWICZ A., BUDZYŃ B., SLÁMA J., KONEČNÝ P. 2020 – Age constraints on the Pre-Variscan and Variscan thermal events in the Kamieniec Żąbkowicki Metamorphic belt (the Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 90 (1): 27–49; <http://dx.doi.org/10.14241/asgp.2020.05>.
- JÓZEFIAK D. 2000 – Geothermobarometry in staurolite-grade mica schists from the southern part of the Niemcza-Kamieniec Metamorphic Complex (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 175 (3): 223–248.
- KRÖNER A., HEGNER E. 1998 – Geochemistry, single zircon ages and Sm–Nd systematics of granitoid rocks from the Gory Sowie (Owl Mts), Polish west Sudetes: evidence for early Palaeozoic arc-related plutonism. *Journal of the Geological Society*, 155 (Part 4): 711–724.
- MAZUR S., JÓZEFIAK D. 1999 – Structural record of Variscan thrusting and subsequent extensional collapse in the mica schists from vicinities of Kamieniec Żąbkowicki, Sudetic foreland, SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 69 (1–2): 1–26.
- MAZUR S., SCHULMANN K. 2025 – At the border of peri-Gondwana and Baltica: the structure of the eastern termination of the Variscan belt. *Journal of the Geological Society*, 182 (1), jgs2024-075.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., SZCZEPAŃSKI J. 2005 – The presumed Teplá–Barrandian/Moldanubian terrane boundary in the Orlica Mountains (Sudetes, Bohemian Massif): structural and petrological characteristics. *Lithos*, 82 (1–2): 85–112.
- MAZUR S., TURNIAK K., SZCZEPAŃSKI J., MCNAUGHTON N.J. 2015 – Vestiges of Saxothuringian crust in the Central Sudetes, Bohemian Massif: Zircon evidence of a recycled subducted slab provenance. *Gondwana Research*, 27 (2): 825–839.
- NEGULESCU E., SĂBĂU G., MASSONNE H.-J. 2009 – Chloritoid-Bearing Mineral Assemblages in High-Pressure Metapelites from the Bughea Complex, Leaota Massif (South Carpathians). *Journal of Petrology*, 50 (1): 103–125.
- NOWAK I. 1998 – Polyphase exhumation of eclogite-bearing high-pressure mica schists from the Fore-Sudetic Block, SW Poland. *Geologia Sudetica*, 31 (1): 3–31.
- OBERC-DZIEDZIC T., KLIMAS K., KRYZA R., FANNING C. 2003 – SHRIMP U–Pb zircon geochronology of the Strzelin gneiss, SW Poland: Evidence for a neoproterozoic thermal event in the Fore-Sudetic Block, Central European Variscides. *International Journal of Earth Sciences*, 92 (5): 701–711.
- OBERC-DZIEDZIC T., KRYZA R., MADEJ S., PIN C. 2018 – The Saxothuringian Terrane affinity of the metamorphic Stachów Complex (Strzelin Massif, Fore-Sudetic Block, Poland) inferred from zircon ages. *Geological Quarterly*, 62 (2): 237–256.
- OBERC-DZIEDZIC T., PIN C., MADEJ S., KRYZA R. 2021 – Reconstruction of the thermal history of the northwestern part of the Brunovistulicum. *International Journal of Earth Sciences*, 110 (6): 2091–2114.
- OLIVER G., CORFU F., KROGH T. 1993 – U–Pb ages from SW Poland – evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *Journal of the Geological Society*, 150: 355–369.
- PIETRANIK A., STOREY C., KIERCZAK J. 2013 – The Niemcza diorites and monzodiorites (Sudetes, SW Poland): a record of changing geotectonic setting at ca. 340 Ma. *Geological Quarterly*, 57 (2): 325–334.
- SCHULMANN K., GAYER R. 2000 – A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. *Journal of the Geological Society, London*, 157 (Part 2): 401–416.
- SCHULMANN K., KONOPÁSEK J., JANOUSEK V., LEXA O., LARDEAUX J.-M., EDEL J.-B., ŠTÍPSKÁ P., ULRICH S. 2009 – An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus Geoscience*, 341 (2–3): 266–286.
- SKÁCEL J. 1989 – Crossing of the Lugian boundary fault with Nyznerov dislocation belt between Vapenna and Javornik in Silesia. *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis*, 95: 31–45.
- STELTENPOHL M.G., CYMERMAN Z., KROGH E.J., KUNK M.J. 1993 – Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland. *Geology*, 21 (12): 1111–1114.
- SZCZEPAŃSKI J. 2007 – A vestige of an Early Devonian active continental margin in the East Sudetes (SW Poland) – evidence from geochemistry of the Jegłowa Beds, Strzelin Massif. *Geological Quarterly*, 51 (3): 271–284.
- SZCZEPAŃSKI J., GOLEŃ M. 2022 – Tracing exhumation record in high-pressure micaschists: A new tectonometamorphic model of the evolution of the eastern part of the Fore Sudetic Block, Kamieniec Metamorphic Belt, NE Bohemian Massif, SW Poland. *Geochemistry*, 82 (1), 125859.
- SZCZEPAŃSKI J., ZHONG X., DĄBROWSKI M., WANG H., GOLEŃ M. 2022 – Combined phase diagram modelling and quartz-in-garnet barometry of HP metapelites from the Kamieniec Metamorphic Belt (NE Bohemian Massif). *Journal of Metamorphic Geology*, 40 (1): 3–37.
- SZCZEPAŃSKI J., KASZUBA G., ANCZKIEWICZ R., ILNICKI S. 2023 – Provenance of the early Palaeozoic volcano-sedimentary successions from eastern part of the Central Sudetes: implications for the tectonic evolution of the NE Bohemian Massif. *Geological Magazine*, 160 (8): 1498–1534.
- TSUJIMORI T., ERNST W.G. 2014 – Lawsonite blueschists and lawsonite eclogites as proxies for palaeo-subduction zone processes: a review. *Journal of Metamorphic Geology*, 32 (5): 437–454.
- WHITNEY D.L., EVANS B.W. 2010 – Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95 (1): 185–187.

Praca wpłynęła do redakcji 31.01.2025 r.

Akceptowano do druku 16.05.2025 r.