

Skorupa oceaniczna i ofiolity w Sudetach Środkowych w świetle rozważań tektonicznych

Zbigniew Cymerman¹



Oceanic crust and ophiolites in the Central Sudetes in the light of tectonic considerations. Prz. Geol., 65: 1540–1547.

Abstract. Znosko (1981a, b) first stated the important fact that the Sowie Góry “nappe” was lying on the rocks of the Middle Sudetic Ophiolite Complex. In the light of current geophysical and tectonic data, it still remains up-to-date. Both those articles have initiated a new look at the Paleozoic tectonic evolution of the Sudetes and its surroundings. This article presents an analysis of potential boundaries of lithostratigraphic terranes in the Sudetes and the Fore-Sudetic Block, confirmed by the waveforms of gravity horizontal gradients. Gravimetric modelling along the selected profile 3 makes it possible to present the subsurface geological structure. Metamorphic rocks of the Sowie Góry complex can probably reach a depth of almost 5 km on the Fore-Sudetic Block. Below them are mafic and ultramafic rocks, reaching a depth of up to 12 km, which belong to the Middle-Sudetic Ophiolite Complex. The kinematic data from the Sowie Góry metamorphic complex indicate displacement with the top-to-SW and to-S, as in the Middle-Sudetic Ophiolite Complex. Controversy over the origin and the geotectonic environment of the Early Ordovician protolith of the Sowie Góry gneisses, which are probably a magma product of arc-type magmatism formed above a subduction zone of the Tornquist Ocean. The Sowie Góry terrane can be considered as a relic of the Early Ordovician Paleozoic magma arc (the so-called peri-Baltic arc). The Sowie Góry terrane was moved towards the SW and S on obducted dismembered fragments of ophiolite sequences after closing the Rheic Ocean during the Eo-Variscan orogenesis.

Keywords: ophiolites, terranes, Góry Sowie metamorphic complex, orogeny, geophysics, Sudetes

Po raz pierwszy o tzw. ofiolitach peryferycznych wokół bloku sowiogórskiego pisał Hentschel (1943), używając terminu ofiolit w rozumieniu wskazanym przez Steinmana (1913, 1927). Później słowo to uzyskało jednak inne znaczenie, gdy na początku lat 70. XX w. została przyjęta formalna definicja, określająca ofiolity jako fragmenty skorupy oceanicznej i górnego płaszczka, które zostały nasunięte (obdukowane) na przyległy brzeg skorupy kontynentalnej (Anonimous, 1972; Coleman, 1977). Już na przełomie lat 70. i 80. ubiegłego stulecia kompleksy skał ultrazasadowych i zasadowych w Sudetach uznano za sekwencje ofiolitowe w rozumieniu tej ostatniej definicji (Cwojdzński, 1977, 1980; Majerowicz, 1979, 1981, 1994; Znosko, 1981a, b; Jędrysek i in., 1989). Podobne ciała ofiolitowe były także rozpoznane w innych częściach masywu czeskiego, jak np. kompleksy ofiolitowe Mariánské Lázně (Bowes, Aftalion, 1991) lub Letovice (Misař i in., 1984). Kompleksy ofiolitowe z zserpentyzowanymi skałami ultrazasadowymi oraz ze skałami zasadowymi i pośrednimi z facji eklogitowej, razem z metagabrami typu MORB, uznawano za szwy tektoniczne oddzielające różne terrany litostratigraficzne, wydzielane na terenie masywu czeskiego (Matte i in., 1990; Cymerman, 1991, 2000; Kryza i in., 2004; Mazur i in., 2006).

Środkowosudeckie ofiolity (ŚSO) (Cymerman, 1991; Cymerman, Piasecki, 1994), określane także jako centralnosudeckie ofiolity (Narębski, 1992; Kryza, Pin, 2010), są najlepiej zachowanym i pełnym kompleksem ofiolitowym środkowoeuropejskiego pasma waryscyjskiego. Występują w formie trzech masywów: Ślęży na NE, Braszowic na SE i Nowej Rudy na południe od metamorficznego kompleksu sowiogórskiego (MKS). Od lat 80. XX w. powstały dziesiątki specjalistycznych prac na temat ŚSO,

które dokumentują fragmenty paleozoicznej skorupy oceanicznej, zachowane w Sudetach Środkowych i środkowej części bloku przedsudeckiego (np. Majerowicz, 1981, 1994; Narębski, Majerowicz, 1985; Jędrysek i in., 1989; Gunia, 1992; Majerowicz, Pin, 1994; Dubińska, Gunia, 1997; Mierzejewski, 2000; Floyd i in., 2002; Kryza, Pin, 2002, 2010; Dubińska i in., 2004). Oznaczenia radiometryczne cyrkonów z metagabrowego i metawulkanicznego członu ŚSO wskazują na ich wczesnodewoński (ok. 400 mln lat) wiek krystalizacji (Oliver i in., 1993; Kryza, Pin, 2010). Oznaczenia podobnego wieku cyrkonów w otulinach rodingitów dokumentują z kolei wiek serpentyzacji ultrazasadowego członu ŚSO (Dubińska i in., 2004). Wyniki badań Floyda i in. (2002) wskazują, że gabra stanowią odmienną grupę i nie mogą być ściśle łączone z pomagmową grupą metawulkaniczną, tworząc geochemiczną dichotomię plutonicznych i wulkanicznych segmentów ŚSO.

Wyniki dotychczasowych badań ŚSO prowadzą do kluczowego pytania, jaki mechanizm tektoniczny doprowadził do umiejscowienia fragmentów wczesnodewońskiej litosfery oceanicznej na NE obrzeżach masywu czeskiego? Odpowiedź na to pytanie pozostaje spekulatywna, m.in. z powodu braku głębokich wierceń badawczych w bloku przedsudeckim, i jedynym narzędziem do analizy wglębnej budowy Dolnego Śląska pozostają – oprócz danych powierzchniowych – dane geofizyczne.

Znosko był pierwszym badaczem, który na podstawie analizy dostępnych wówczas danych grawimetrycznych i magnetycznych wskazał na podścielanie przez kompleks ofiolitowy nasuniętej nań „kry” sowiogórskiej (Znosko, 1981a, b). Stwierdzenie to było niezgodne z jedynym przyjmowanym wówczas, ale także i potem, założeniem

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53–122 Wrocław; zbigniew.cymerman@pgi.gov.pl.

„peryferycznego” otoczenia bloku sowiogórskiego przez masywy skał ultrazasadowych i zasadowych (np. Oberc, 1972, 1991; Jamrozik, 1981, 1988; Żelaźniewicz, 1987, 1990, 1997). Od czasu publikacji przez Znoskę (1981a, b) tezy, że MKS w znacznej części jest podścielony przez skorupę oceaniczną, pojawiły się nowe modele geotektonicznej ewolucji Sudetów, uwzględniające to spostrzeżenie badawcze (np. Quenardel i in., 1988; Matte i in., 1990; Cymerman, 1991, 1993, 1998; Oliver i in., 1993; Cymerman, Piasecki, 1994; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Modele te powstawały na skutek napływu nowych, specjalistycznych danych, głównie geochronologicznych, petrologicznych i strukturalnych.

Celem niniejszego artykułu jest przeglądowa ocena różnorodnych danych, głównie geofizycznych i strukturalnych, w odniesieniu do zależności między ŚSO a MKS. Analiza tych danych prowadzi do wniosku, że obydwie te jednostki tektoniczne mają kluczowe znaczenie we wszystkich rozważaniach geotektonicznych dotyczących paleozoicznej ewolucji Sudetów i sięgających daleko poza ten obszar, czyli do najbardziej NE fragmentu masywu czeskiego i całego pasma europejskich waryscydów.

GRANICE JEDNOSTEK TEKTONICZNYCH I GEOFIZYCZNYCH

W ramach realizacji przez państwową służbę geologiczną tematu *Kompleksowa, geofizyczno-geologiczna interpretacja nowego zdjęcia całkowitego pola magnetycznego Ziemi na obszarze Sudetów i ich przedpola* (Ihnatowicz, 2016) wykonano m.in. analizę porównawczą zdefiniowanych granic różnych jednostek geofizycznych z zakładanymi granicami jednostek tektonicznych w Sudetach i na ich przedpolu. Granice głównych jednostek tektonicznych oraz przebieg regionalnych dyslokacji ustalono na podstawie mapy tektonicznej Sudetów i bloku przedsudeckiego w skali 1:200 000 (Cymerman, 2010). W ramach tego zadania porównano także wyznaczone gradienty poziome, a zwłaszcza ich maksima uzyskane z analizy regionalnych anomalii grawimetrycznych w Sudetach i na bloku przedsudeckim. Maksymalne gradienty poziome, o wartości powyżej 0,0010–0,0015 mGal/m, pokrywają się z najważniejszymi – I rzędu – strefami uskokowymi (Cymerman, 2016). Takie regionalne strefy uskokowe mogą być interpretowane jako granice terranów litostratygraficznych. Na rycinie 1 przedstawiono potencjalne terrany z NE części masywu czeskiego oraz odmienne interpretacje przebiegu ich granic według różnych autorów (Matte i in., 1990; Cymerman, 1991; Cymerman i in., 1997; Franke, 2000; Aleksandrowski, Mazur, 2002).

Za prawdopodobne granice litostratygraficznych terranów na obszarze Sudetów i bloku przedsudeckiego, a potwierdzone przez przebieg grawimetrycznych gradientów poziomych, uznawano cztery strefy (ryc. 1). Bardzo wyraźny gradient poziomy, o przebiegu w kierunku SSW–NNE, zaznacza się na terenie Sudetów Wschodnich w Czechach. Pokrywa się on ze strefą kolizyjną terranu moldanubskiego z terranem Brunovistulianu na Morawach. Ta strefa kontynuuje się dalej ku NNE na terenie Polski przez okolice Nysy i dalej po okolice Brzegu. Drugi bardzo wyraźny gradient poziomy o kierunku NW–SE jest zlokalizowany także na terenie Czech, w Górach Orlickich. Przebieg tego grawimetrycznego gradientu poziomego pokrywa się

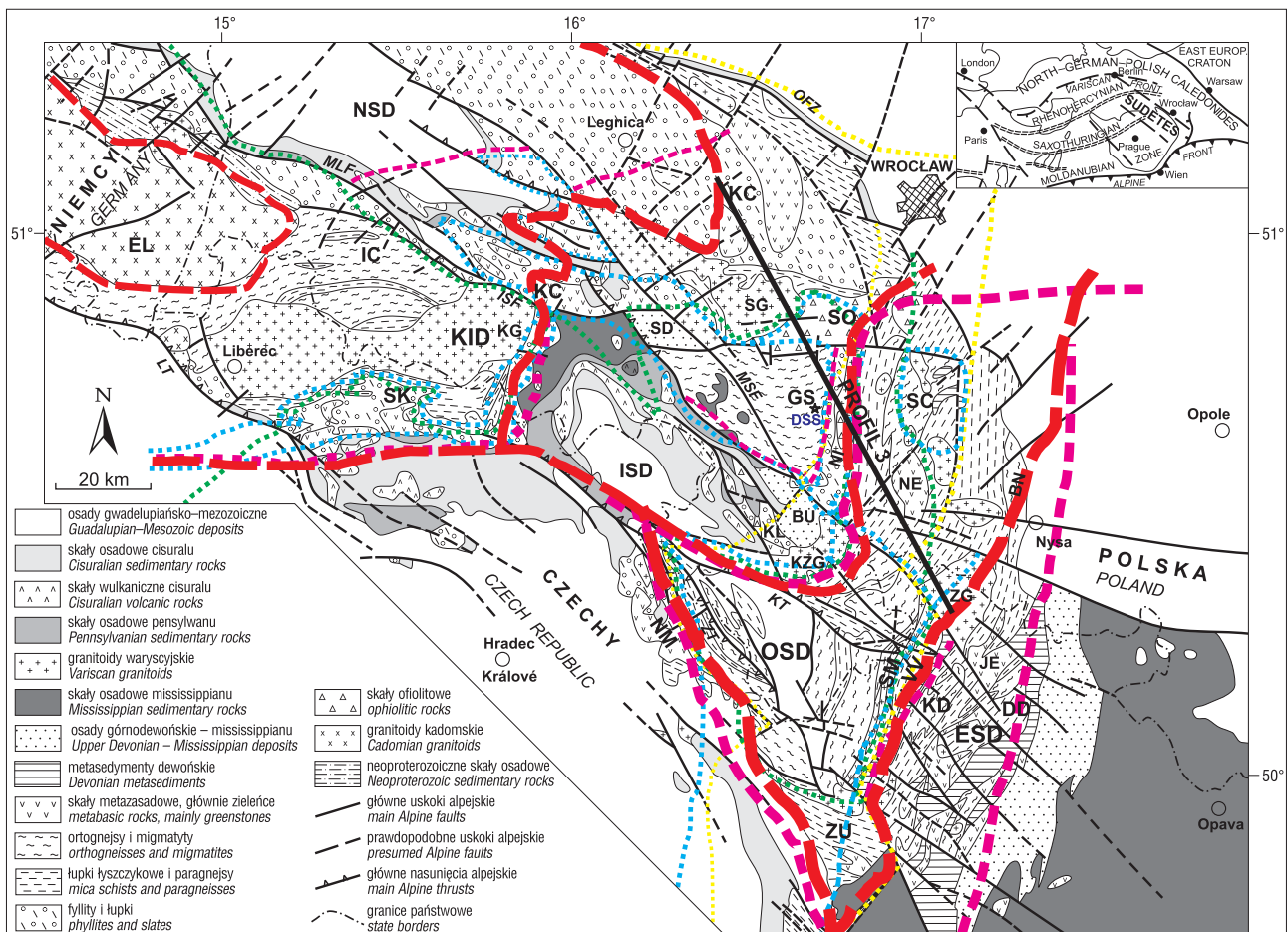
z zakładaną strefą kolizyjną terranu Tepli-Barrandianu z terranem moldanubskim. Trzeci wybitny grawimetryczny gradient poziomy znajduje się w południowych Karkonoszach na terenie Czech. Przebiega on prawie równoleżnikowo i może być uznany za granicę dwóch terrarów: Tepli-Barrandianu i sakso-turyńskiego. Ta potencjalna granica kontynuuje się ku N w Rudawach Janowickich oraz w Górach Kaczawskich jako tzw. strefa Kaczawy (Cymerman i in., 1997). Ostatni, wyraźny grawimetryczny gradient poziomy, o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego, zaznacza się od okolic Kudowy Zdroju i ciągnie się ku E na teren Czech przez okolice Kłodzka i Trzebieszowic. Gradient ten pokrywa się ze strefą kolizyjną terranu moldanubskiego z terranem środkowosudeckim. Dalszy przebieg granicy między tymi terranami jest prawie południkowy i przechodzi przez Wzgórza Lipowe aż po okolice Olawy.

Grawimetryczne gradienty poziome o wartościach od 0,002 do 0,003 mGal/m dobrze wyznaczają północny kontakt gabr i kumulatów maficznych ŚSO z granitami masywu Strzegom–Sobótka oraz z amfibolitami i innymi skałami metamorficznego kompleksu środkowej Odry. Gradienty poniżej 0,003 mGal/m określają prawdopodobny kontakt kompleksu kaczawskiego z jednostką Płaskich Wzgórz w tektonicznym rowie Mokrzeszowa – od okolic Dobromierza po Jaworzynę Śląską. Jeszcze słabsze grawimetryczne gradienty poziome, o wartościach od ok. 0,0015 do prawie 0,0020 mGal/m, pokrywają się m.in. z przebiegiem brzeźnego uskoku sudeckiego od okolic Świebodzic po Bystrzycę Górną. Gradienty o podobnych wartościach wyznaczają także uskok Szczawienko–Łagiewniki, przebiegający od brzeźnego uskoku sudeckiego po okolice Łagiewnik. Uskok ten rozdziela ŚSO od MKS.

GEOLOGICZNY PROFIL 3 PO MODELOWANIU GRAWIMETRYCZNYM

W celu lepszego poznania wglębnej budowy geologicznej Sudetów i bloku przedsudeckiego wytyczono sześć linii profili geologicznych do modelowań grawimetrycznych i magnetycznych (Ihnatowicz, 2016). Przebieg tych profili wyznaczono tak, aby jak najlepiej obrazowały różnicowanie mozaikowej budowy geologicznej Dolnego Śląska. W modelowaniu grawimetrycznym podstawowe znaczenie ma wiarygodne ustalenie ciężarów właściwych skał poszczególnych wydziałów litostratygraficznych. Dotychczasowe dane wskazują na duże zróżnicowanie parametrów gęstości, nawet w obrębie tych samych odmian litologicznych. Innym czynnikiem wpływającym w dużej mierze na wyniki modelowań geofizycznych jest prawidłowe wyznaczenie form geometrycznych poszczególnych domen litostratygraficznych zastosowanych w procesie modelowania. Podstawowym narzędziem do określania geometrii wydzielonej domeny litostratygraficznej są wyniki terenowych badań strukturalnych, natomiast dla opracowania wyjściowych przekroji geologicznych kluczowe znaczenie mają przyjęte robocze schematy geotektoniczne.

W ramach realizacji projektu (Ihnatowicz, 2016) ograniczono się do modelowania grawimetrycznego (i magnetycznego) tylko do jednego przekroju geologicznego nr 3, wybranego z wielu różnych, spekulacyjnych modeli geotektonicznych. W procesie modelowania grawimetrycznego,

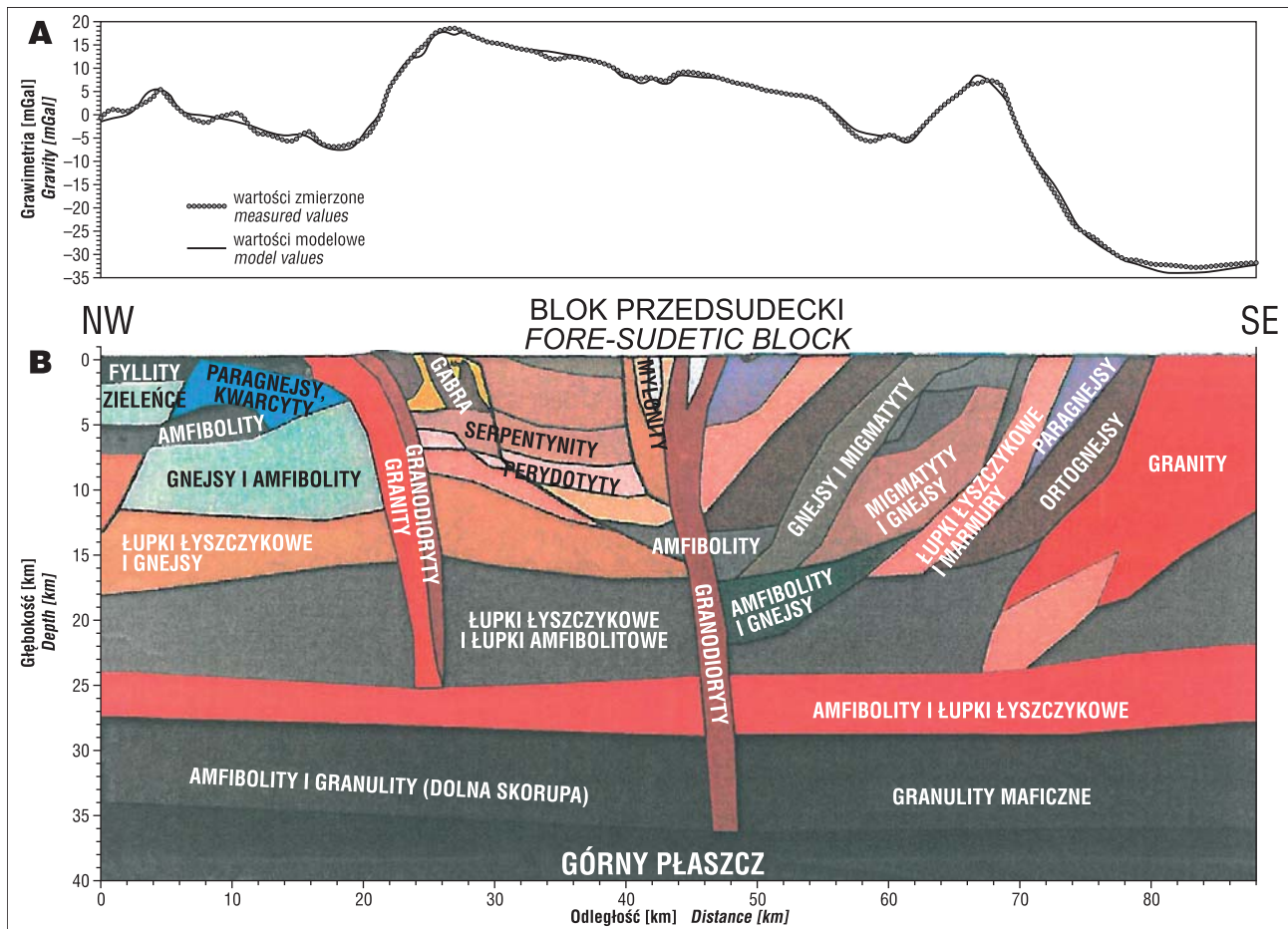


Ryc. 1. Uproszczona mapa geologiczna Sudetów z granicami terranów litostratigraficznych według różnych autorów (linie przerywane: niebieskie – Matte i in., 1990; różowe – Cymerman, 1991; czerwone – Cymerman i in., 1997; żółte – Franke, 2000; zielone – Aleksandrowski, Mazur, 2002) z zaznaczoną linią modelowanego profilu grawimetrycznego i magnetycznego (profil 3). DSS – kamieniołom „Dolnośląskich Surowców Skalnych” w Piławie Górnej (lokalizacja ryc. 3). Terrany: BRV – Brunovistulian; CSU – centralno-sudecki; LUS – łużycki; MOL – moldanubski; MOR – morawski (morawsko-śląski); TBA – Teplá-Barrandian; jednostki geologiczne: BU – basen bardzki, EL – masyw łużycki; ESD – kopuły wschodniosudeckie; DD – kopuła Desny; GS – kompleks sowiogórski; IC – kompleks izerski; ISD – depresja śródsudecka; JE – jednostka Jesenika; KC – kompleks kaczawski; KD – kopuła Keprnika; KG – masyw karkonoski; KID – kopuła izersko-karkonoska; KL – kompleks kłodzki; KZG – masyw kłodzko-złotostocki; NE – jednostka (masyw) Niedźwiedzia, NI – strefa Niemczy, NM – jednostka Noveho Mesta; NSD – depresja północnosudecka; OSD – kopuła orlicko-śnieżnicka, SO – kompleks strzeliński; SD – depresja Świebodzice; SG – masyw Strzegom-Sobótka; SK – kompleks południowych Karkonoszy; SC – kompleks ofiolitowy Ślęży; SM – strefa Stareho Mesta; ZG – masyw Żulovej; ZU – jednostka Zabrehu; uskoki: ISF – śródsudecki; KT – nasunięcie Krosnowic; LT – nasunięcie łużycki; MLF – główny uskoki łużycki; MSF – brzeżny uskoki sudecki; OFZ – strefa uskokowa środkowej Odry; ZT – nasunięcie Zieleniec

Fig. 1. Simplified geological map of the Sudetes with boundaries of lithostratigraphic terranes after various authors (dashed lines: blue – Matte et al., 1990; pink – Cymerman, 1991; red – Cymerman et al., 1997; yellow – Franke, 2000; green – Aleksandrowski, Mazur, 2002) with indicated modelled gravimetric and magnetic profile (profil 3). DSS – „Lower Silesia Rock Minerals” quarry in Piława Góra (Fig. 3 location). Terranes: BRV – Brunovistulian; CSU – Central-Sudetic; LUS – Lusatian; MOL – Moldanubian; MOR – Moravian [Moravo-Silesian]; TBA – Teplá-Barrandian; geological units: BU – Bardo Basin; EL – Lusatian Massif; ESD – East-Sudetes Domes; DD – Desna Dome; GS – Sowie Góry Complex; IC – Iżera Complex; ISD – Intra-Sudetic Basin; JE – Jeseníky Unit; KC – Kaczawa Complex; KD – Keprnik Dome; KG – Karkonosze Massif; KID – Iżera-Karkonosze Dome; KL – Kłodzko Complex, KZG – Kłodzko-Złoty Stok Massive; NE – Niedźwiedź Unit; NI – Niemcza Belt; NM – Nove Mesto Unit; NSD – North Sudetic Basin; OSD – Orlica-Śnieżnik Dome; SC – Strzelin Complex; SD – Świebodzice Basin; SG – Strzegom-Sobótka Massif; SK – South Karkonosze Complex; SO – Ślęża Ophiolite Complex, SM – Stare Mesto Belt; ZG – Żulova Massif; ZU – Zabreh Unit; faults: ISF – Intra-Sudetic Fault; KT – Krosnowice Thrust; LT – Lusatian Thrust; MLF – Main Lusatian Fault; MSF – Marginal Sudetic Fault; OFZ – Middle Odra Fault Zone; ZT – Zieleniec Thrust

po kilkunastu weryfikacjach wybranego przekroju geologicznego ze zmianami parametrów gęstości skał i kształtu domen litostratigraficznych, otrzymano wiarygodny profil (ryc. 2) o przebiegu linii najbardziej zbliżonym do obrazu uzyskanego w wyniku pomiarów grawimetrycznych (Cymerman i in., 2016).

Profil 3 rozpoczyna się we wschodniej części metamorficznego kompleksu kaczawskiego i przebiega przez różne jednostki tektoniczne bloku przedsudeckiego, m.in. poprzez masyw granitowy Strzegom-Sobótka, SSO, MKS, strefę Niemczy oraz przez jednostki wschodniej części bloku przedsudeckiego, aż do masywu granitowego Żulovej



Ryc. 2. Profil 3; A – wyniki pomiarów grawimetrycznych; B – interpretacyjny przekrój geologiczny wg Cymermana i in. (2016)
Fig. 2. Profile 3; A – gravimetric measurements; B – geological cross-section interpretation, based on Cymerman et al. (2016)

(ryc. 1). Powierzchnia Moho jest w tym profilu wyrównana, a górny płaszcz występuje na głębokości od ok. 34 do 36 km (ryc. 2). Dolna skorupa obejmuje litosferę od powierzchni Moho do głębokości ok. 21–24 km i jest ona podzielona na dwie części. Płytsza i lżejsza część dolnej skorupy, o średnim ciężarze właściwym $2,95 \text{ g/cm}^3$, jest zbudowana głównie z amfibolitów i granulitów. Jej spąg znajduje się na głębokości ok. 27,5–28,5 km. Z kolei głębiej położona i cięższa część tej skorupy dochodzi do stropu Moho. Modelowanie grawimetryczne wskazuje na możliwość prawie pionowych intruzji granitoidów niemiezańskich od spągu dolnej skorupy. Środkową skorupę tworzą głównie łupki łyszczykowe i amfibolity o ciężarze właściwym $2,82 \text{ g/cm}^3$. Skały te występują na głębokości od ok. 15 do 25 km, ale na E od strefy Niemczy ich miąższość nie przekracza 2 km (Cymerman i in., 2016). Spąg skał MKS może się znajdować na głębokości prawie 5 km w bloku przedsudeckim i są one podścielone przez skały maficzne i ultramaficzne ŚSO, osiągające prawdopodobnie głębokość nawet do 12 km. Pod maficznymi utworami ŚSO znajdują się najprawdopodobniej skały mylonityczne o średniej gęstości $2,70 \text{ g/cm}^3$. W dolnej części ŚSO występują zserpentyinizowane perydotyty o gęstości $2,92 \text{ g/cm}^3$, a nad nimi – zserpentyinizowane perydotyty i serpentynity o gęstości $2,85 \text{ g/cm}^3$. Prawdopodobnie miąższość ŚSO jest znacznie mniejsza pod jego wychodniami na N od MKS, gdzie dochodzi ona do około 7–8 km. W tej części ŚSO, położonej na N i NE od MKS, w ich

spągowej części występują perydotyty i (lub) eklogity o gęstości $3,15 \text{ g/cm}^3$. Nad nimi dominują zserpentyinizowane perydotyty ($2,90 \text{ g/cm}^3$), a w płytszej części ŚSO – stromo zapadające gabra i kumulaty maficzne ($2,87\text{--}2,88 \text{ g/cm}^3$) oraz serpentynity ($2,74 \text{ g/cm}^3$).

Analiza danych geofizycznych prowadzi do potwierdzenia obecności znaczących pakietów skał ŚSO w głębszych poziomach skorupy pod MKS, a nie wykluczone, że także pod jednostką Kamieńca Żabkowickiego. Nie ma jednak przesłanek wskazujących, że skały te powstały w wyniku rozwoju starowaryscyjskiego diapiru płaszczu, który by wyniósł MKS i swoim ciepłem uruchomił wiele lokalnych diapirów skorupowych, będących źródłem waryscyjskich intruzji granitowych (np. Oberc, 1972, 1991; Jamrozik, 1981, 1988; Żelaźniewicz, 1987, 1990, 1997). Tym samym nie jest właściwa sugestia, że płytowa interpretacja genezy ŚSO nie znajduje potwierdzenia w obrazie geofizycznym.

ROZWAŻANIA STRUKTURALNE I KINEMATYCZNE

MKS zajmuje centralną pozycję w mozaikowej strukturze Sudetów i charakteryzuje się skomplikowaną ewolucją tektoniczną i metamorficzną (np. Oberc, 1972, 1991; Grocholski, 1967, 1975; Żelaźniewicz, 1987, 1990; Cymerman, 1987, 1989, 1990, 1998; Cymerman i in., 1997; Gordon i in., 2005; Schneider i in., 2006). Kwestia, czy struktury tektoniczne z MKS powstawały w wyniku odręb-

nych faz deformacji, czy były raczej efektem progresywnej, heterogenicznej deformacji ze znaczącym udziałem ścinania ogólnego oraz z mechanizmem porozdzielania deformacyjnego, pozostaje otwarta (Cymerman, 1989, 1993, 1998). Na taki mechanizm wskazują dane kinematyczne, które pochodzą głównie z SW części MKS, gdzie wskaźniki kinematyczne są najlepiej udokumentowane w pasmach ortognejsów oczkowych. Niestety, znaczna część ortognejsów oczkowych jest silnie zbrekcionowana i zuskokowana, przez co – w wyniku blokowych wychyleń – powierzchnie foliacji mylonitycznych (S_M) są w tych skałach ustawione bardzo stromo lub nawet pionowo. Biegi foliacji S_M są zorientowane w kierunku NNW–SSE, a ich upady – najczęściej ku NNE, a także ku SW. Lineacja mylonityczna (L_M) jest najczęściej nachylona pod średnimi lub dużymi kątami, na ogół ku N, NE i E. W granitognejsach oczkowych rozpoznano asymetryczne wskaźniki kinematyczne, które świadczą o transporcie tektonicznym o zwrocie „strop” ku S lub SW (Cymerman, 1993, 1998, 2000). Część danych kinematycznych wskazuje także na lewoskrętne przemieszczenia typu przesuwczo-nasunięciowego w reżimie transpresyjnym (Cymerman, 1993, 1998; Johnston i in., 1994).

Także nowe dane kinematyczne ze wschodniej, przedsudeckiej części MKS wskazują na przemieszczanie wyżejległych domen skalnych ku SW i S (ryc. 3). W czynnym kamieniołomie DSS w Piławie Górnej występuje pasmo gnejsów oczkowo-warstewkowych wśród różnych odmian migmatytów i amfibolitów, a także zamfibolizowanych eklogitów (Ilnicki i in., 2011, 2012). Foliacja mylonityczna S_M przebiega w nich w kierunku NW–SE do W–E i zapada pod umiarkowanymi kątami ku NE i N. Lineacja mylonityczna L_M jest nachylona ku NE i N pod średnimi kątami. Ten nowy kamieniołom znany jest z bogactwa minerałów w żyłach pegmatytowych (np. Szuszkiewicz i in., 2013; Włodek i in., 2015).

W kataklazytach i brekcjach gnejsowych z SW, górskiej części MKS rozpoznano także późniejsze kruche, normalne uskokowanie z przemieszczaniem skrzydeł stropowych ku S lub SW. Rozwój lewoskrętnej, podatnej, transpresyjnej tektoniki w oczkowych ortognejsach był procesem starszym w stosunku do kruchego uskokowania znanego z kontaktu MKS ze strukturą bardzką. Żelaźniewicz (1987, 1990) opisał z tej górskiej części MKS jedynie przemieszczenia typu prawoprzesuwczego z etapu D4.

Sekwencja ŚSO w jej klasycznym wykształceniu nie jest dostępna do badań w miejscu jej powstania, czyli na dnie oceanu. Ofiolity badane w środowisku kontynentalnym są zawsze allochtoniczne (Anonymous, 1972; Coleman, 1977). Pierwotna sekwencja ofiolitowa to: (od spągu) perydotyty metamorficzne – dunity i harzburgity; ultramaficzne kumulaty z plagioklazem (strefa przejściowa); gabra i plagiogranity, a w ich stropie kompleks wulkaniczny – dajki, diabazy i lawy poduszkowe (Anonymous, 1972; Coleman, 1977).

Według Jamrozika (1989) człon zmetamorfizowanych ultramafitów Śłęży, prawie całkowicie zserpentyinizowany (w warunkach pierwotnych?), tworzy wyraźny pas zew-



Ryc. 3. Gnejsy oczkowo-warstewkowe z dwoma sillami neosomu (drobno-kryształicznego, cienko laminowanego gnejsu). Nasuwczy charakter deformacji niekoaksjalnej o zwrocie „strop” ku SW (strzałki) wyznaczone przez asymetryczne wskaźniki ścinania. Płaszczyzna obserwacji prawie prostopadła do foliacji mylonitycznej i zbliżona do równoległości do lineacji z rozciągania. Ściana północna kamieniołomu DSS „Dolnośląskich Surowców Skalnych” w Piławie Górnej

Fig. 3. Augen-layered gneisses with two sills of neosome (fine-grained, banded gneiss). Overthrust character of non-coaxial deformation with sense of shearing with the top-to-the SW (arrows) as indicated by asymmetrical indicators of shear sense. Plane of observation is almost perpendicular to the mylonitic foliation and almost parallel to the stretching lineation. Northern wall of the DDS (“Lower Silesia Rock Minerals”) quarry in Piława Górna

nętrzny i zajmuje najwyższe położenie, stanowiąc osłonę młodszych intruzji gabrowych. W strefie kontaktu gabro – serpentynit, w serpentynitach występują żyły i apofizy gabra. Paleohoryzont intruzji gabrowych nadal zajmuje położenie horyzontalne lub subhoryzontalne, a strop gabr cechuje rozwój struktur ofitowych (Jamrozik, 1989).

Na wczesnodewońskie struktury magmowe ŚSO nakładają się deformacje waryscyjskie i rozwój struktur w warunkach ścinania podatnego. W efekcie tego procesu wykształciły się gabra smużyste z wyraźną foliacją S_M , słabo wykształconą lineacją L_M i lokalnie ze strukturami fałdowymi. W masywach Śłęży i Braszowic w ŚSO rozpoznano także liczne podatne strefy ścinań o przebiegu silnie anastomozującym (Cymerman, 1993). Kinematyka tych stref, głównie o cechach nasunięciowo-przesuwczych, wskazuje na przemieszczanie typu „strop” ku S, SW lub W, rzadko ku NE. W gabrach z Braszowic zaznaczają się anastomozujące strefy ścinań podatnych o przebiegu NE–SW do NNE–SSW i kinematyce lewoskrętnej, która jest charakterystyczna dla strefy Niemczy (Cymerman, 1993, 2000). W masywie Nowej Rudy w ŚSO występuje lewoskrętna, podatna strefa ścinania o przebiegu NNE–SSW (Cymerman, 1993, 2000). Strefy ścinań w ŚSO mogą odpowiadać systemowi syntetycznych, lewoskrętnych ścinań typu P lub R.

ROZWAŻANIA GEOTEKTONICZNE

Wiek magmowego protolitu gnejsów MKS ustalono na ok. 483–488 mln lat (Kröner, Hegner, 1998). Jest on zatem

młodszy o ok. 10–20 mln lat od intruzji kwaśnych magm z kopuły izersko-karkonoskiej czy orlicko-śnieżnickiej (Oliver i in., 1993; Turniak i in., 2000; Kröner i in., 2001). Młodszy wiek granitoidowych intruzji z MKS oraz brak fragmentów serii suprakrustalnej odróżnia MKS od innych kompleksów metamorficznych Sudetów. Dane o geochemii skał kwaśnych i zasadowych MKS nie są łatwe do jednoznacznych interpretacji, a wnioski geotektoniczne wyciągane na tej podstawie są często przeciwstawne (np. Oliver i in., 1993; Kryza, Pin, 2002; Kröner, Hegner, 1998; Winchester i in., 1998; Floyd i in., 2002). Od ponad dwóch dekad dominuje interpretacja, że metabazyty MKS są efektem ryftu skorupy kontynentalnej (Furnes i in., 1994; Winchester i in., 1998). Jednak na diagnostycznych diagramach geochemicznych skały te występują głównie w polu MOR-B-u. Kontrowersyjne są także zagadnienia genezy i środowiska geotektonicznego protolitu dolnoordowickich gnejsów MKS. Część badaczy uważa, że gnejsy MKS są produktem magmatyzmu wewnątrz łuku magmowego, który powstał nad strefą subdukcji (Oliver i in., 1993; Johnston i in., 1994; Kröner, Hegner, 1998).

Pozycja tektoniczna MKS musi być rozpatrywana razem z tektoniką obramowujących ją i podścielających, rozczłonkowanych soczew lub też łusek ŚSO (Cymerman, 1987, 1989, 1990, 1993). Od wprowadzenia tektoniki płyt do rozważań o ewolucji Sudetów (Cwojdzński, 1977, 1980) MKS jest interpretowany jako terran litostratygraficzny (Quenardel i in., 1988; Cymerman, 1991, 1998, 2000; Oliver i in., 1993; Cymerman, Piasecki, 1994; Kryza i in., 2004; Mazur i in., 2006).

Do obdukcji wczesnodewońskiej skorupy Oceanu Rei (obecnego ofiolitowego terranu środkowosudeckiego) z nasuniętym fragmentem MKS doszło w czasie orogenezy waryscyjskiej w późnym dewonie. Na korzyść progresywnej, a nie sekwencyjnej deformacji, migracji i skośnej konwergencji MKS, obok danych tektonicznych, przemawiają także wyniki badań petrologicznych, wskazujące, że w tym czasie panowały tam warunki metamorfizmu – stopniowo zmieniające się od facji granulitowej przez amfibolitową aż do zieleńcowej (Gordon i in., 2005; Schneider i in., 2006), a także od facji eklogitowej do amfibolitowej (Ilnicki i in., 2011, 2012). Przed środkowym wizenem niektóre stropowe fragmenty MKS były już częściowo zerodowane, co dokumentują utwory klastyczne facji kulmowej, zalegające w rowach tektonicznych na obszarze Gór Sowich (Żakowa, 1963).

Najstarsze oznaczenia radiometryczne z MKS świadczą o procesach metamorficznych młodszych od 400 mln lat (van Breemen i in., 1988). Żelaźniewicz (1987, 1990) uznał, że ewolucja tektonometamorficzna MKS była związana wyłącznie z orogenezą waryscyjską. Późniejsze datowania radiometryczne wskazały na możliwość także kaledońskiej ewolucji tektonometamorficznej MKS (Oliver i in., 1993; Kröner, Hegner, 1998). Niektóre oznaczenia radiometryczne metamorficznych cyrkonów wskazują na metamorfizm regionalny wysokiego stopnia, zachodzący ok. 440 mln lat temu (Kröner, Hegner, 1998). Ustalono, że proces ekshumacji skał krystalicznych MKS był dwuetapowy (Gordon i in., 2005; Schneider i in., 2006). Po szczycie metamorfizmu w warunkach facji granulitowej w okresie ok. 400 mln lat doszło do ekshumacji MKS

podczas izotermalnej dekompresji do środkowej części skorupy około 385–370 mln lat temu (Gordon i in., 2005; Schneider i in., 2006).

Na podstawie analizy danych tektonicznych uzasadnione wydaje się założenie, że MKS powinien być uznany za terran podejrzany, którego mały fragment zachował się na powierzchni terenu jedynie w waryscyjskiej mozaice sudeckiej. Prawdopodobnie znaczna jego część znajduje się pod miąższą pokrywą skał osadowych środkowej Polski. Terran sowiogórski (*sensu stricte*) może być reliktem kaledońskiego łuku magmowego (łuku perybałtyckiego), który prawdopodobnie rozwijał się na SW obrzeżeniu Bałtyki (Cymerman, 1998). Nie wykluczone, że SW część obrzeżenia tego paleokontynentu była aktywnym brzegiem podczas dolnego paleozoiku, o cechach geotektonicznych zbliżonych do współczesnego typu zachodniopacyficznego. Podczas orogenezy kaledońskiej (takońskiej), w okresie od górnego ordowiku do dolnego syluru mogło dojść do akrecji terranu sowiogórskiego (*sensu lato*) z terranem wschodniej Avalonii, czyli około 50 mln lat później niż rozwijał się sowiogórski łuk magmowy (Oliver i in., 1993; Kröner, Hegner, 1998). W późnym ordowiku i wczesnym sylurze do Bałtyki przyrosła wschodnia Avalonia i doszło wtedy do zamknięcia Oceanu Tornquista (np. Pożaryski, 1990; Pharaoh, 1999; Winchester i in., 2002; Nawrocki, 2015). Następnie podczas orogenezy akadyjskiej (starowaryscyjskiej, eowaryscyjskiej) pomiędzy terranami sakso-turyngijskim i moldanubskim doszło (w środkowej i górnej części litosfery) do nasunięcia ku SSW fragmentu terranu sowiogórskiego (*sensu stricte*) na obdukuwany, również ku S, fragment sekwencji ŚSO po zamykanym Oceanie Rei (Cymerman, 1998, 2000). Zamknięcie Oceanu Rei było związane z orogenezą waryscyjską (370–330 mln). W jego wyniku uformował się reliktoowo zachowany szew oceaniczny, czyli ŚSO (Floyd i in., 2002; Kryza, Pin, 2010).

Należy podkreślić, że w świetle obecnych danych geofizycznych i tektonicznych koncepcja Znoski (1981a, b) o podścielaniu kry sowiogórskiej przez skały ŚSO nadal pozostaje aktualna. Z kolei MKS, podniesiony do rangi podejrzanego terranu wczesnopaleozoicznego o cechach łuku magmowego, jest pośrednim dowodem na prawdopodobne istnienie w środkowej Polsce, ale także na Kaszubach i w Wielkopolsce, a nie wykluczone, że i na Pomorzu Zachodnim, kaledońskiego (takońskiego) pasma „orogenicznego”, ukrytego pod miąższą pokrywą młodszych skał osadowych. Istnienie na tym obszarze takiego pasma „orogenicznego” sugerował wielokrotnie Znosko (np. 1964, 1985, 1986). Jednakże te wybitnie kontrowersyjne zagadnienia (np. Pożaryski, 1990; Dadlez i in., 1994; Mizerski, 1996, 2004; Mizerski i in., 2012) wychodzą już daleko poza cel tej pracy.

Niniejszy artykuł powstał w związku organizowaną w grudniu 2017 r. sesją poświęconą osiągnięciom naukowym Profesora Jerzego Znoski, z którym autor miał zaszczyt niejednokrotnie dyskutować o skorupie oceanicznej i ofiolitach w Sudetach. Dziękuję za recenzję trzem anonimowym Recenzentom, z których jeden zarzucił mi „ultramobilistyczny pogląd na ewolucję geologiczną Polski SW” oraz „kontynuację licznych... prac dotyczących terranów sudeckich”. Liczę zatem na dalszą twórczą dyskusję polemiczną na temat ewolucji tektonicznej Polski SW, do której na początku lat 80. ubiegłego wieku przyczynił się także śp. Profesor Jerzy Znosko.

LITERATURA

- ANONYMOUS 1972 – Penrose Field Conference on ophiolites: Geotimes, 17: 24–25.
- ALEKSANDROWSKI P., MAZUR S. 2002 – Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan belt: the Sudetes, Bohemian massif. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 201: 237–277.
- BOWES D.R., AFTALION M. 1991 – U-Pb zircon isotope evidence of Early Ordovician and Late-Proterozoic units in the Mariánské-Lázně Complex, Central European Hercynides. *N. Jb. Miner. Monatshefte*, 7: 315–326.
- COLEMAN R.G. 1977 – Ophiolites. New York, Springer-Verlag, s. 229.
- CWOJDZIŃSKI S. 1977 – Główne etapy ewolucji tektonogenu waryscyjskiego Polski w świetle teorii tektoniki płyt. *Prz. Geol.*, 25: 579–583.
- CWOJDZIŃSKI S. 1980 – Ewolucja geologiczna Polski Południowo-Zachodniej w interpretacji tektoniki płyt. *Geol. Sudet.*, 15 (1): 43–66.
- CYMERMAN Z. 1987 – Związek ofiolitu Ślęży z waryscyjską strukturą metamorfiku sowiogórskiego. *Prz. Geol.*, 35 (6): 304–312.
- CYMERMAN Z. 1989 – Rozwój strukturalny metamorfiku sowiogórskiego w okolicy Piławy Górnej, Sudety. *Geol. Sudet.*, 23 (2): 107–154.
- CYMERMAN Z. 1990 – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielańskich. *Geol. Sudet.*, 24 (1–2): 191–284.
- CYMERMAN Z. 1991 – Czy w Sudetach są terrany? *Prz. Geol.*, 39 (10): 450–456.
- CYMERMAN Z. 1993 – Pozycja tektoniczna jednostki sowiogórskiej – uwagi do modelu niezakorzenionych waryscyjskich płaszczowin krystalicznego podłoża na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, 41 (1): 27–31.
- CYMERMAN Z. 1998 – The Góry Sowie Terrane: a key to understanding the Palaeozoic evolution of the Sudetes area and beyond. *Geol. Quart.*, 42 (4): 379–400.
- CYMERMAN Z. 2000 – Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model. *Geol. Quart.* 44 (1): 59–80.
- CYMERMAN Z. 2010 – Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000. 2nd ed., Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z. 2016 – Granice jednostek geofizycznych w relacji do granic jednostek tektonicznych Sudetów i bloku przedsudeckiego. *Wyzwania Polskiej Geologii*; [W:] J. Wojewoda (red.), 3. Polski Kongres Geologiczny, Tom Kongresowy, Wrocław: 46–49.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A.J. 1994 – The terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif. *Geol. Quart.*, 38 (2): 191–210.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A., SESTON R. 1997 – Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northern Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 134: 717–725.
- CYMERMAN Z., ROSOWIECKA O., PETECKI Z. 2016 – Przekroje strukturalno-parametryczne wzdłuż wybranych, modelowanych profili grawimetrycznych i magnetycznych na obszarze Sudetów i bloku przedsudeckiego. *Wyzwania Polskiej Geologii*; [W:] J. Wojewoda (red.), 3. Polski Kongres Geologiczny, Tom Kongresowy, Wrocław: 50–53.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z., ZNOSKO J. 1994 – Some key problem of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, 38 (2): 169–190.
- DUBIŃSKA E., GUNIA P. 1997 – The Sudetic ophiolite: current view on its geodynamic model. *Geol. Quart.*, 41 (1): 1–20.
- DUBIŃSKA E., BYLINA P., KOZŁOWSKI A., DÖRR W., NEJBERT K. 2004 – U-Pb dating of serpentinization: hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). *Chem. Geol.*, 203: 183–203.
- FLOYD P.A., KRYZA R., CROWLEY Q.G., WINCHESTER J.A., ABDEL WAHED M. 2002 – Ślęża ophiolite: geochemical features and relationship to Lower Palaeozoic rift magmatism in the Bohemian Massif. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, 201: 197–215.
- FRANKE W. 2000 – The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, 179: 35–61.
- FURNES H., KRYZA R., MUSZYŃSKI A., PIN C., GARMANN L.B. 1994 – Geochemical evidence for progressive rift-related volcanism in the eastern Variscides. *J. Geol. Soc., London*, 151: 91–109.
- GORDON S.M., SCHNEIDER D.A., MANECKI M., HOLM D.K. 2005 – Exhumation and metamorphism of an ultrahigh-grade terrane: geochronometric investigations of the Sudetes Mountains (Bohemia), Poland and Czech Republic. *J. Geol. Soc., London*, 162: 841–855.
- GROCHOLSKI W. 1967 – Tektonika Gór Sowich. *Geol. Sudet.*, 3: 181–249.
- GROCHOLSKI W. 1975 – Zagadnienia petrologiczne i tektoniczne gnejsów sowiogórskich. *Przew. XLVII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 109–115.
- GUNIA P. 1992 – Petrology of the ultrabasic rocks from the Braszowice-Brzeźnica Massif (Fore-Sudetic Block). *Geol. Sudet.*, 26 (1–2): 119–170.
- HENTSCHEL H. 1943 – Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirge (Schlesien). *Min. Petr. Mitt., Leipzig*, 55: 1–136.
- IHNATOWICZ A. (red.) 2016 – Kompleksowa, geofizyczno-geologiczna interpretacja nowego zdjęcia całkowitego pola magnetycznego Ziemi na obszarze Sudetów i ich przedpola. *Opr. zbior. Nar. Arch. Geol. PIB-PIB* Warszawa, Wrocław.
- ILNICKI S., NEJBERT K., PIECZKA A., SZEŁĘG E., TURNIAK K., SZUSZKIEWICZ A., ŁODZIŃSKI M., BANACH M., MICHAŁOWSKI P., RÓŻNIAK R. 2011 – Metamorphic record of retrogressed eclogites from the Piława Górna (Sowie Góry Block, SW Poland). *Miner. Spec. Papers*, 38: 103–104.
- ILNICKI S., NEJBERT K., PIECZKA A., SZEŁĘG E., TURNIAK K., SZUSZKIEWICZ A. 2012 – Geochemical and petrological features of eclogites from Piława Górna (Góry Sowie Block, SW Poland). *Miner. Spec. Papers*, 40: 78–79.
- JAMROZIK L. 1981 – Tectonic position of ultrabasic-basite massifs surrounding the Góry Sowie Mts. Block. [W:] Narębski W. (red.), Ophiolites and Initialites of the Northern Border of the Bohemian Massif. *Guidebook for Excursions, May–June 1981*, 2: 86–95.
- JAMROZIK L. 1988 – Problematyczny związek ofiolitu Ślęży z metamorfikiem sowiogórskim. *Prz. Geol.*, 36 (10): 591–594.
- JAMROZIK L. 1989 – Strefa mineralizacji ilmenitowej Strzegomiany–Kunów w intruzji gabrowej Ślęży w obrębie ofiolitu Sobótki (Dolny Śląsk). *Prz. Geol.* 37 (10): 477–485.
- JĘDRYSEK M.O., MAJEROWICZ A., JASIŃSKA B., HAŁAS S. 1989 – The migration of oceanic water into the upper mantle. Evidence from δD and $\delta^{18}O$ values of minerals of rodingitic rocks of the ophiolitic complex of Ślęża, SW Poland. *Miner. Pol.*, 20 (1): 91–107.
- JOHNSON J.D., TAIT J.A., OLIVER G.J.H., MURPHY J.C. 1994 – Evidence for a Caledonian orogeny in Poland. *Trans. Royal Soc., Edinburgh, Earth Sc.*, 85: 131–142.
- KRÖNER A., HEGNER E. 1998 – Geochemistry, single zircon ages and Sm-Nd systematics of granitoid rocks from the Góry Sowie (Owl Mts), Polish West Sudetes: evidence for early Palaeozoic arc-related plutonism. *J. Geol. Soc., London*, 155: 711–724.
- 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-Sneznik Complex). *Intern. J. Earth Sc.*, 90: 304–324.
- KRYZA R. 2011 – Early Carboniferous (~337 Ma) granite intrusion in Devonian (~400 Ma) ophiolite of the Central-European Variscides. *Geol. Quart.*, 55 (3): 213–222.
- KRYZA R., MAZUR S., OBERC-DZIEDZIC T. 2004 – The Sudetic geological mosaic: insights into the root of the Variscan orogen. *Prz. Geol.*, 52 (8/2): 761–773.
- KRYZA R., PIN C. 2002 – Mafic rocks in a deep-crustal segment of the Variscides (the Góry Sowie, Poland): evidence for crustal contamination in an extensional setting. *Int. J. Earth Sci.*, 91: 1017–1029.
- KRYZA R., PIN C. 2010 – The Central-Sudetic ophiolites (SW Poland): Petrogenetic issues, geochronology and palaeotectonic implications. *Gondwana Res.*, 17: 292–305.
- MAJEROWICZ A. 1979 – The Ślęża Mt group and ophiolite problems. [W:] Gunia T. (r), Field Conference, Sept 8–9 1979, Nowa Ruda: 9–34.
- MAJEROWICZ A. 1981 – Rock series of the Ślęża Mt. group in the light of petrologic studies of ophiolite complex. [W:] Narębski W. (red.), Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. *Guidebook of Excursion, vol. 2. Potsdam–Freiberg*: 172–179.
- MAJEROWICZ A. 1994 – Textural features and symptoms of ocean-floor metamorphism in the top of the Ślęża ophiolite (SW Poland). *Arch. Miner.*, 50 (2): 97–139.
- MAJEROWICZ A., PIN C. 1994 – The main petrological problem of the Mt. Ślęża ophiolite complex, Sudetes, Poland. *Zbl. Geol. Paleont.*, 9/10: 989–1018.
- MATTE P., MALUSKI H., REILICH P., FRANKE W. 1990 – Terrane boundaries in the Bohemian Massif: results of large scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, 177: 151–170.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T. 2006 – The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, 50 (1): 89–118.
- MIERZEJEWSKI M.P. (red.) 2000 – Tectonics of the Ślęża Ophiolite and its Influence on the Distribution of Some Mineral Ores and Ground Water. *Instytut Nauk Geologicznych UWr*.
- MISAŘ Z., JELINEK E., PACESOVA M. 1984 – The Letovice dismembered metaophiolites in the framework of the Saxo-Thuringian zone of the Bohemian Massif. *Miner. Slovaca*, 16, 13–28.
- MIZERSKI W. 1996 – Czy w Górach Świętokrzyskich są Kaledonidy? *Prz. Geol.*, 44: 381–385.

- MIZERSKI W. 2004 – Holy Cross Mountains in the Caledonian, Variscan and Alpine cycles – major problems, open questions. *Prz. Geol.*, 52 (8/2): 774–779.
- MIZERSKI W., STUPKA O., OLCZAK-DUSSELDORP I. 2012 – Does the East European branch of Caledonides exist? *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 449: 109–118.
- NARĘBSKI W. 1992 – Lower to Upper Paleozoic tectonomagmatic evolution of NE part of the Bohemian Massif. *Zentralbl. Geol. Paläont.*, 9 (10): 961–972.
- NAWROCKI J. 2015 – Jeszcze raz o terranach w Polsce i ich wędrówce. *Prz. Geol.*, 63, 11: 1272–1283.
- OBERC J. 1972 – Sudety i obszary przyległe. [W:] *Budowa geologiczna Polski*. 4, Tektonika. 2. Inst. Geol., Warszawa.
- OBERC J. 1991 – Zagadnienie niezakorzenionych waryscyjskich płaszczowin krystalicznego podłoża na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, 39 (10): 437–446.
- OLIVER G.J.H., CORFU F., KROGH T.E. 1993 – U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc., London*, 150: 355–369.
- PHARAOH T.C. 1999 – Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, 314: 17–41.
- POŻARYSKI W. 1990 – Kaledonidy środkowej Europy orogenem przesuwanym złożonym z terranów. *Prz. Geol.*, 38 (1): 1–9.
- QUENARDEL M.J., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., CHOROWSKA M., CYMERMAN Z., GROCHOLSKI A., KOSSOWSKA I., PIQUE A., PLOQUIN A., SANTALLIER D. 1988 – The Polish Sudetes: a mosaic of Variscan terranes. *Trabajos de Geología*, 17: 139–144.
- SCHNEIDER D.A., ZAHNISER S., GLASCOCK J., GORDON S.M., MANECKI M. 2006 – Thermochronology of the West Sudetes (Bohemian Massif): rapid and repeated exhumation in the eastern Variscides, Poland and Czech Republic. *Am. J. Sci.*, 306: 846–873.
- STEINMANN G. 1913 – Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin. *Geol. Rundsch.*, 4: 572–575.
- STEINMANN G. 1927 – Der ophiolitischen Zonen in der mediterranen Kettengebirgen: 14th International Geological Congress in Madrid, v. 2: 638–667.
- SZUSZKIEWICZ A., SZEŁĘG E., PIECZKA A., ILNICKI S., NEJBERT K., TURNIAK K., BANACH M., ŁODZIŃSKI M., RÓŻNIAK R., MICHAŁOWSKI P. 2013 – The Julianna pegmatite vein system at the Piława Górna mine, Góry Sowie Block, SW Poland – preliminary data on geology and descriptive mineralogy. *Geol. Quart.*, 57: 467–484.
- TURNIAK K., MAZUR S., WYSOCZAŃSKI R. 2000 – SHRIMP zircon geochronology and geochemistry of the Orlica-Snieżnik gneisses (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications. *Geodinamica Acta*, 13: 293–312.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A., AWDANKIEWICZ M., PIASECKI M.A., AWDANKIEWICZ H., GUNIA P., GLIWICZ T. 1998 – Geochemistry and tectonic significance of metabasic suites in the Góry Sowie Block. *J. Geol. Soc., London*, 152: 155–164.
- WINCHESTER J.A., PHARAOH T.C., VERNIERS J. 2002 – Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. *Geol. Soc., London, Spec.Publ.*: 1–18.
- WŁODEK A., GROCHOWINA A., GOŁĘBIEWSKA B., PIECZKA A. 2015 – A phosphate-bearing pegmatite from Lutomia and its relationships to other pegmatites of the Góry Sowie Block, southwestern Poland. *J. Geosc.*, 60: 45–72.
- VAN BREEMEN O., BOWES D.R., AFTALION M., ŻELAŻNIEWICZ A. 1988 – Devonian tectonothermal activity in the Góry Sowie gneissic block, Sudetes, southwestern Poland: evidence from Rb-Sr and U-Pb isotopic studies. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 3–19.
- ŻAKOWA H. 1963 – Stratigraphy and facial extent of the Lower Carboniferous in the Sudetes Mountains. *Kwart. Geol.*, 7: 73–94.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1987 – Tectonic and metamorphic evolution of the Góry Sowie, Sudetes Mts. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 57: 203–348.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1990 – Deformation and metamorphism in the Góry Sowie gneiss complex, Sudetes. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 179: 129–157.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1997 – The Sudetes as a Paleozoic orogen in central Europe. *Geol. Magazine*, 134: 691–702.
- ZNOSKO J. 1964 – Opinions sur l'étendue des Calédonides en Europe. *Kwart. Geol.*, 6: 697–720.
- ZNOSKO J. 1981a – The problem of oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes. [W:] Narębski W. (red.), *Ophiolites and Initialites of the northern border of the Bohemian Massif*. Zentral Institut der Erde, Potsdam: 3–28.
- ZNOSKO J. 1981b – The problem of the oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes. *Bull. Polish Acad. Sci., Earth Sci.*, 29 (3): 185–197.
- ZNOSKO J. 1985 – Polish Caledonides and their affiliations with European Caledonides. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 33 (1–2): 25–30.
- ZNOSKO J. 1986 – Mapa tektoniczna SW brzegu platformy Wschodniej Europy (IGCP 86) – uwagi i impresje. *Prz. Geol.*, 34 (1): 3–8.