

Pozycja waryscyjskiej struktury bardzkiej w mozaice sudeckiej

Zbigniew Cymerman*

W środkowej części Sudetów, między blokiem sowiogórskim a rozległą kopułą orlicko-śnieżnicką, występuje struktura bardzka (ryc. 1). Na temat budowy tej — niewielkiej rozmiarami — jednostki tektonicznej napisano dziesiątki prac, głównie stratygraficznych (np. Chorowska, 1990; Chorowska & Oberc, 1980; Chorowska i in., 1992; Chorowska & Radlicz, 1994; Chorowska & Wajsprych, 1995; Haydukiewicz, 1986, 1990). Tektonika struktury bardzkiej została opisana szczegółowo przez Oberca (np. 1957, 1972, 1987) i jego uczniów (Mazur, 1987; Sroka, 1988). Procesy sedymentologiczne i podział litostratygraficzny struktury bardzkiej przedstawił Wajsprych (1978, 1986).

Do najważniejszych osiągnięć badawczych ostatnich lat w poznaniu struktury bardzkiej należy udokumentowanie — na podstawie badań konodontów i otwornic — dewońskiego (fran-famen) wieku serii szarogłazowo-lupkowych jednostki allochtonicznej (Chorowska & Radlicz, 1994; Chorowska & Wajsprych, 1995), dotychczas uważanych za dolnokarbońskie. Ważnymi osiągnięciami było rozpoznanie roli synsedymencyjnego wulkanizmu (Chorowska & Wajsprych, 1995) oraz stwierdzenie braku utworów ordowiku w obrębie jednostki allochtonicznej tej struktury (Chorowska i in., 1992; Chorowska & Wajsprych, 1995).

W celu zrozumienia waryscyjskiej tektonicznej ewolucji struktury bardzkiej konieczne jest rozpatrywanie jej rozwoju w odniesieniu do procesów tektonicznych, które odbywały się w sąsiednich jednostkach geologicznych, stanowiących obramowanie i podłoże struktury bardzkiej. W wyniku ciągłe przybywających danych radiometrycznych ze skał metamorficznych tych jednostek (np. van Breemen i in., 1988; Pin i in., 1988; Oliver i in., 1993; Oliver & Kelly, 1993; Steltenpohl i in., 1993; Brueckner i in., 1996) wydaje się pewnym fakt, że wszystkie jednostki geologiczne z sąsiedztwa struktury bardzkiej uległy intensywnym deformacjom i procesom regionalnej metamorfozy podczas orogenezy waryscyjskiej. Dlatego też, struktura bardzka nie stanowi żadnego odosobnionego reперu orogenezy waryscyjskiej wśród zmetamorfizowanych jednostek w Sudetach (*sensu lato*), rzekomo prekambryjskich (np. Oberc, 1972, 1987), ale jest jednym z elementów składowych złożonego orogenu waryscyjskiego w Sudetach.

Celem artykułu jest przedstawienie wspólnych cech ewolucji waryscyjskich jednostek tektonicznych z otoczenia struktury bardzkiej. Należą do nich: jednostka kłodzka, strefa Niemczy, metamorfik sowiogórski, ofiolity Braszowic i Nowej Rudy, masyw granitoidowy Kłodzka-Złotego Stoku oraz kopuła orlicko-śnieżnicka (ryc. 1).

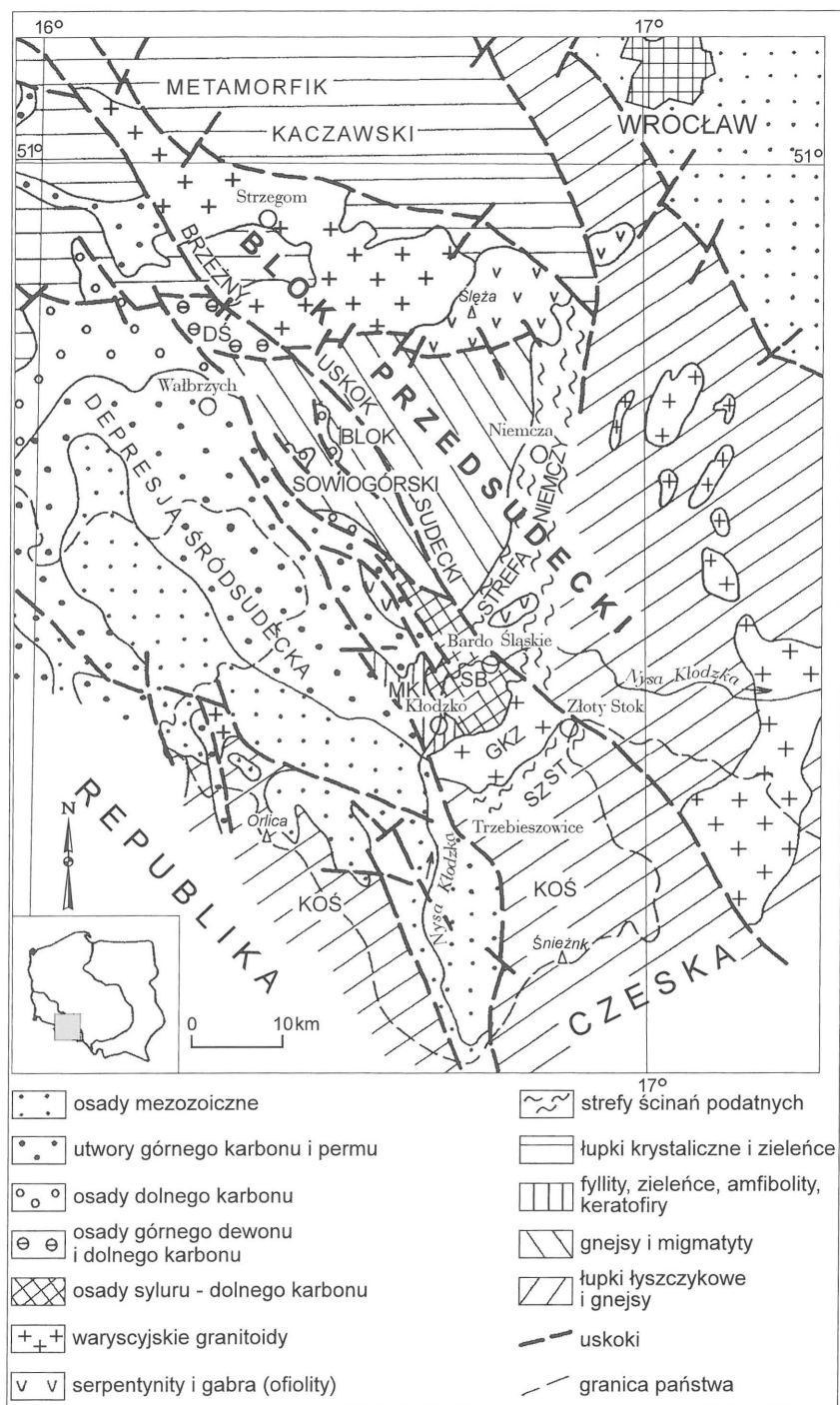
Jednostka kłodzka jest położona między SW częścią struktury bardzkiej i N częścią kopuły orlicko-śnieżnickiej. Nasunięcie kłodzkie oddziela skały epitamorficzne tej jednostki od struktury bardzkiej (Bederke, 1924). Jednostka kłodzka w znacznej części jest przykryta przez osady młodopaleozoiczne depresji śródsudeckiej i osady kredy górnej rowu górnej Nysy Kłodzkiej oraz utworów kenozoicznych.

Różnice w rozwoju jednostki kłodzkiej i struktury bardzkiej omawiali m.in. Bederke (1924), Don (1984, 1995) i Oberc (1957, 1972, 1987). Don (1984, 1995) akcentował brak korelacji czasowej między waryscyjską ewolucją struktury bardzkiej a rzekomo kaledońskim rozwojem jednostki kłodzkiej. W jednostce kłodzkiej wydzielano albo dwa piętra strukturalne: proterozoiczne i sylursko-dewońskie, różniące się stopniem metamorfizmu i odmienną ewolucją tektoniczną (np. Oberc, 1957, 1972, 1987), albo uważano tę jednostkę w całości za strukturę kaledońską, zbudowaną z jednej, zróżnicowanej, staropaleozoicznej serii skalnej (np. Wojciechowska, 1966, 1990; Don, 1984, 1995). W jednostce kłodzkiej sylurskie fyllity i wapienie (Gunia & Wojciechowska, 1971) są przykryte łupkami chlorytowo-serycytowymi, metadiabazami i keratofirami (dolny dewon?). Korelacje sylurskich fyllitów kłodzkich z sylurskimi skałami ilastymi struktury bardzkiej oraz wapieni ludlowu jednostki kłodzkiej z tzw. środkowymi łupkami graptolitowymi struktury bardzkiej doprowadziły Oberca (1987) do wniosku o wspólnym basenie sedymentacyjnym jednostki kłodzkiej i struktury bardzkiej jeszcze podczas dewonu dolnego, z zasadniczymi jednak różnicami facjalnymi. W świetle powyższych danych nie można wykluczyć waryscyjskich deformacji jednostki kłodzkiej.

Różnego typu skały mylonityczne opisano z metamorfiku kłodzkiego (Wojciechowska, 1966; Emerle-Tubielewicz, 1979). Różnie wykształcone strefy mylonityczne występują w gnejsach Ścinawki i ortoamfibolitach, a także w fyllitach, łupkach chlorytowych i keratofirach (metaryolitach). Emerle-Tubielewicz (1979) pierwsza zwracała uwagę na znaczenie deformacji ze ścinania podczas rozwoju głównych deformacji fałdowych (F_1 i F_2) tej jednostki tektonicznej. Osie dominujących struktur fałdowych i lineacje ziarna mineralnego w jednostce kłodzkiej są nachylone na ogół pod małymi kątami ku ESE (np. Oberc, 1972; Wojciechowska, 1966; 1990; Emerle-Tubielewicz, 1979; Cymerman, 1991a, b; Cymerman & Piasecki, 1994). Wykonane przez autora na obszarze jednostki kłodzkiej badania strukturalno-kinematyczne wykazały występowanie dość licznych, zlokalizowanych stref ścinań, zorientowanych, prawie równoległe do penetratywnej foliacji (o biegach w kierunkach zbliżonych do WNW-ESE i na ogół stromych upadach ku NNE), które wskazują — pomimo późniejszych zafałdowań — na dominację lewoskrętnego zwrotu ścinania (ryc. 2). Dane te oznaczają przemieszczanie wyżejległych domen strukturalnych w kierunkach ku WNW i NW (Cymerman, 1991a, b, 1996). Na szczególne podkreślenie zasługuje fakt, że dane kinematyczne z jednostki kłodzkiej są zbliżone do obrazu kinematyki z S części metamorfiku sowiogórskiego (Cymerman, 1991a, b, 1993; Johnston i in., 1994). Dane te nie potwierdzają wcześniejszego modelu Żelaźniewicza (1987), w którym zakładano w S części metamorfiku sowiogórskiego prawoskrętne przemieszczenia podczas wydzielonej przez tego badacza deformacji D_4 . Założenia te nie zostały jednak potwierdzone późniejszymi badaniami wskaźników ścinania w płaszczyźnie XZ elipsoidy odkształcenia (Johnston i in., 1994; Cymerman 1991a, b, 1993).

Rozwój lewoskrętnych, regionalnych stref ścinań podat-

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław



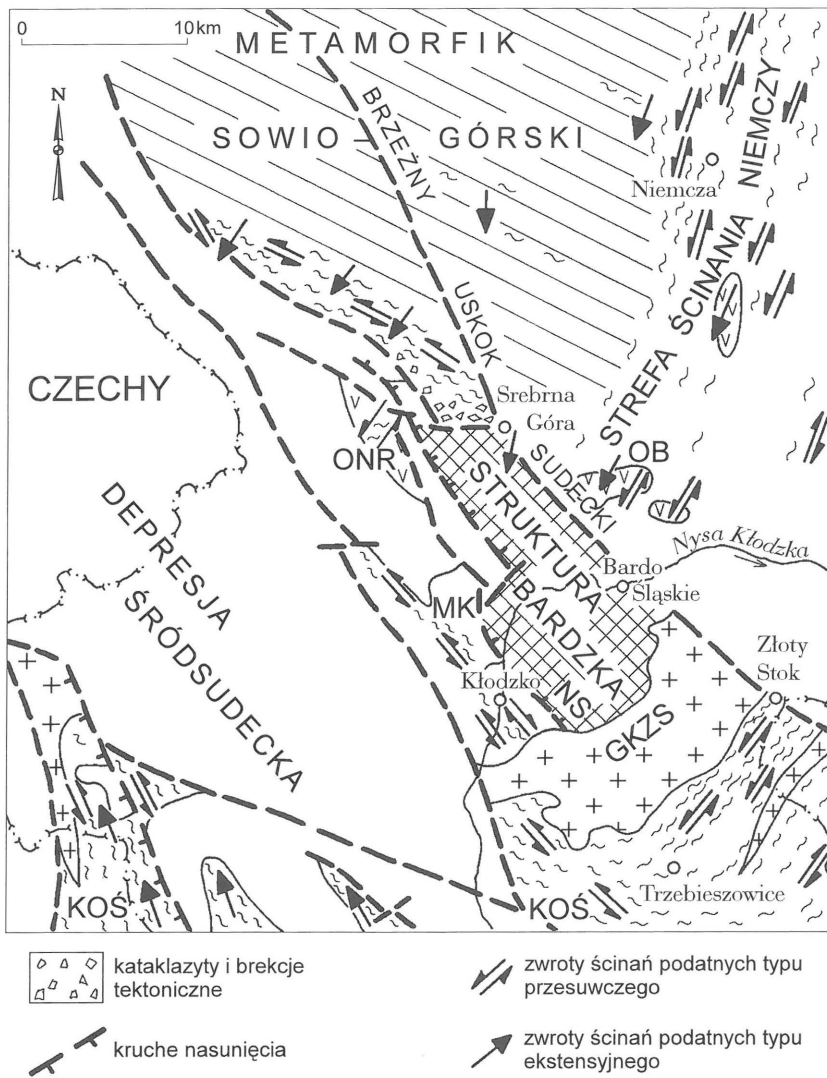
Ryc. 1. Mapa geologiczna środkowej części Sudetów i bloku przesudeckiego; DŚ — depresja Świebodziec, GKZ — granitoidy kłodzko-złotostockie, KOŚ — kopuła orlicko-śnieżnicka, MK — metamorfik kłodzki, SB — struktura bardzka, SZST — strefa ścinania Złoty Stok-Trzebieszowice

nych wokół N i SW części struktury bardzkiej, tj. na obszarze metamorfiku sowiogórskiego i jednostki kłodzkiej może być wytłumaczony jako wynik skośnej akrecji terranu środkowosudeckiego do terranu moldanubskiego (Cymerman, 1991a; Cymerman & Piasecki, 1994). Podczas procesów skośnego przyrastania terranów dominującym reżimem tektonicznym jest transpresja, powodująca rozwój struktur tektonicznych typu przesuwczego, jak i nasunięciowego. Wiek (diachronicznej?) akrecji terranów sudeckich nie jest dotychczas jednoznacznie ustalony. Prawdopodobnie w początkowym okresie akrecji w jednostce kłodzkiej doszło do nasunięcia słabiej metamorficznych fragmentów tej jedno-

stki na silniej zmetamorfizowane kompleksy skalne. Skały metawulkaniczne jednostki kłodzkiej (Narebski & Wojciechowska, 1989; Narebski, 1993) wykazują znaczne analogie geochemiczne i podobieństwo litologiczne do skał metawulkanicznych lewoskrętnej strefy ścinania Złoty Stok-Trzebieszowice (Cymerman, 1996). Podobieństwa te mogą prowadzić do wniosku o wspólnym pochodzeniu i ewolucji skał metawulkanicznych jednostki kłodzkiej i strefy ścinania Złoty Stok-Trzebieszowice (Cymerman & Piasecki, 1994; Cymerman, 1996).

Północną kontynuacją strefy ścinania Złoty Stok-Trzebieszowice (Cymerman, 1996) przebiegającej w kierunku NNE-SSW jest prawie południkowa, również lewoskrętna strefa ścinania Niemczy (Cymerman, 1987, 1993; Cymerman & Krzyż, 1994; Cymerman & Piasecki, 1994; Mazur & Puziewicz, 1995). Znaczenie tektoniczne tej strefy, położonej na NE od struktury bardzkiej (ryc. 1), już na terenie bloku przesudeckiego, nadal budzi wiele kontrowersji. Część badaczy ograniczało znaczenie tektoniczne tej strefy (np. Bederke, 1924; Dziedzicowa, 1985, 1989; Franke i in., 1993; Jamrozik, 1981; Żelazniwicz, 1987, 1994, 1995) a inni uważali strefę Niemczy za jedną z najważniejszych stref tektonicznych w Sudetach (np. Cymerman, 1991a, 1993; Steltenpohl i in., 1993; Cymerman & Piasecki, 1994; Mazur & Puziewicz, 1995). Strefa Niemczy (*sensu lato*) występuje najprawdopodobniej także pod strukturą bardzką, chociaż nie zostało to dotychczas udowodnione. W strefie ścinania Niemczy występują tektonicznie rozczłonkowane fragmenty sekwencji ofiolitowej (np. Pin i in., 1988; Bakun-Czubarow i in., 1982; Cymerman, 1987, 1991a, 1993). Procesy ścinania podatnego w strefie Niemczy rozwijały się jeszcze podczas dolnego karbonu (Cymerman, 1991, 1993; Steltenpohl i in., 1993; Cymerman & Piasecki, 1994; Mazur & Puziewicz, 1995), „maskując” młodokaledońskostarowaryscyjską granicę terranów moldanubskiego i środkowosudeckiego (Cymerman & Piasecki, 1994). Zakładając poprawność takiej interpretacji struktura bardzka znajduje się obecnie w całości na obszarze terranu środkowosudeckiego.

Różnorodne wskaźniki ścinania ze strefy Niemczy (Cymerman, 1991a, b, 1993; Mazur & Puziewicz, 1995) wskazują na dominację lewoskrętnego zwrotu przemieszczeń tektonicznych; oznacza to transport tektoniczny wyżejleżących domen strukturalnych ku N i NNE (ryc. 2). Taki zwrot ścinania wskazuje na przesuwanie — w głębszych poziomach litosfery — jednostki sowiogórskiej ku S i SSW (np. Cymerman & Piasecki, 1994), także jeszcze podczas karbonu dolnego, czyli w czasie rozwoju platformowej jednostki autochtonicznej struktury bardzkiej (Wajsprych, 1986; Chorowska & Wajsprych, 1995). Różnice właściwości reologi-



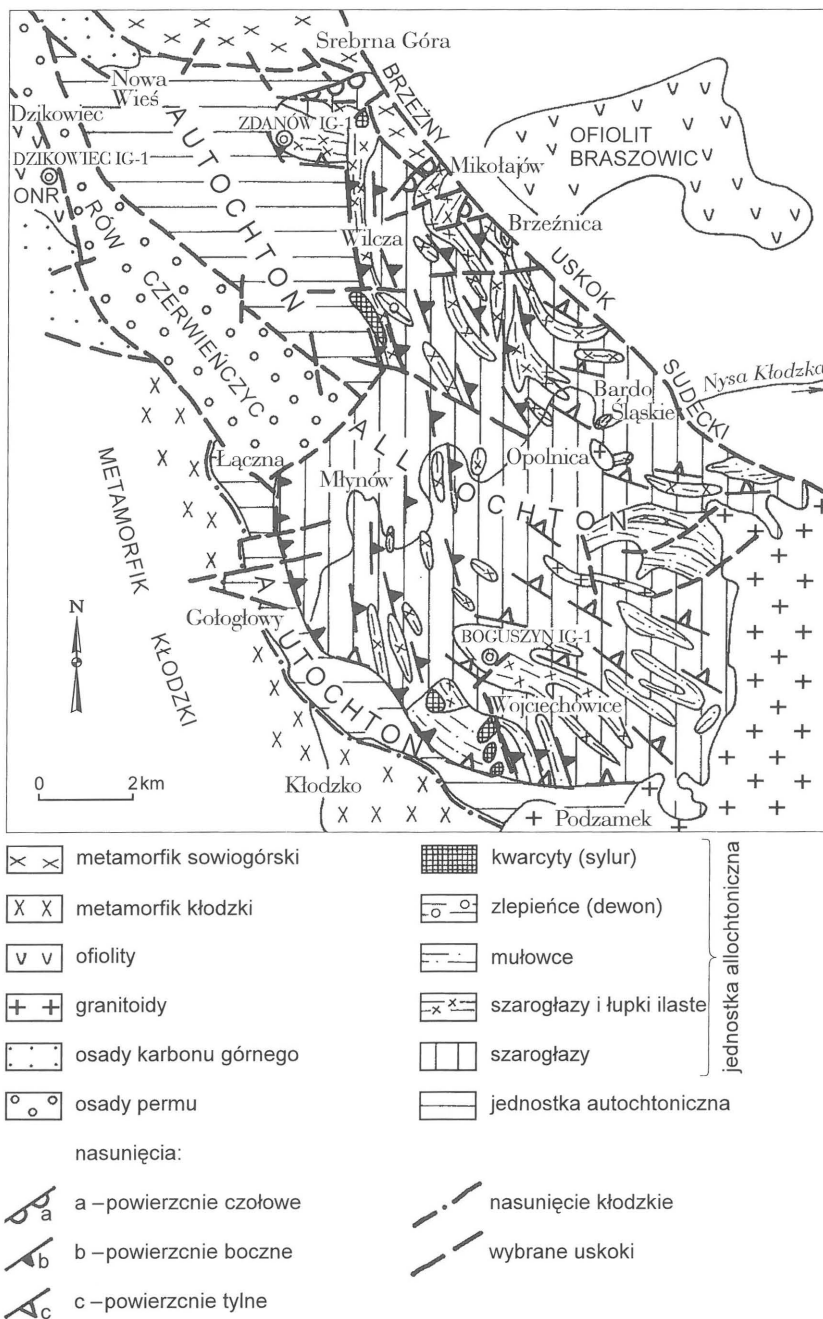
Ryc. 2. Struktura bardzka na tle szkicu strukturalno-kinematycznego sąsiednich jednostek geologicznych, GKZS — granitoidy kłodzko-złotostockie, KOŚ — kopalnia orlicko-śnieżnicka, MK — metamorfik kłodzki, OB — ofiolit Braszowic, ONR — ofiolit Nowej Rudy

cznych skał strefy Niemczy oraz heterogeniczność deformacji z przejawami porozdzielania deformacji — w szerokim zakresie skał — spowodowały rozwój licznych, anastomozujących, często sprzężonych, zlokalizowanych stref ścinających o różnym stopniu intensywności ścinania prostego. W strefie Niemczy (*sensu lato*) granica pomiędzy obszarami o odmiennej kinematyce (lewoskrętnej w części zachodniej i prawoskrętnej we wschodniej) pokrywa się z osią tzw. synkliny Niemczy (Oberc, 1972). Na granicy tych odmiennych pod względem kinematyki domen strukturalnych doszło do intruzji górnowiązelskich, synkinematycznych granitoidów niemczańskich (Oliver i in., 1993; Steltenpohl i in., 1993; Mazur & Puziewicz, 1995).

Don (1984, 1995) zaliczał **jednostkę sowiogórską** razem ze strukturą bardzką do waryscydów sudeckich, położonych na północ od uskoku śródsudeckiego, oddzielającego — według tego badacza — pasma waryscydów i kaledonidów w Sudetach. Inni badacze lokalizowali wzdłuż tego uskoku m.in. kaledoński szew kolizyjny terranów sowiogórskiego i kłodzkiego (Oliver i in., 1993; Johnston i in., 1994). Dane kinematyczne z pasma oczkowych ortognejsów S części jednostki sowiogórskiej wskazują na dominację lewoskrętnych przemieszczeń przesuwczych, które odbywały się na ogół wzdłuż stromych powierzchni foliacji mylonitycznych o biegach w kierunku NW–SE (Cyerman, 1993; Johnston i in., 1994). W kataklazytach i brekacjach gnejsowych tej jednostki rozpoznano także późniejsze, kruche normalne usko-

kowanie z przemieszczaniem skrzydeł stropowych generalnie ku SW i S (Pacholska, 1978; Cyerman, 1993). Rozwój lewoskrętnej tektoniki typu przesuwczego w oczkowych ortognejsach był starszym procesem w stosunku do normalnego, podatnego i kruchego uskoku, znanego z najbardziej S części jednostki sowiogórskiej. Żelaźniewicz (1987) zakładał w jednostce sowiogórskiej jedynie przemieszczenia typu prawoprzesuwczego, związane według niego z etapem deformacji D_4 , a następnie zmienił ten pogląd pisząc o starszym prawoprzesuwczym i młodszym lewoprzesuwczym (D_5 ?) reżimie deformacji (Franke i in., 1993). Niestety, autorowi artykułu, podobnie jak i innym badaczom (Johnston i in., 1994) nie udało się znaleźć wskaźników kinematycznych dokumentujących prawoprzesuwcze, podatne przemieszczenia tektoniczne w S części Gór Sowich, sugerowane wielokrotnie przez Żelaźniewicza.

Datowania radiometryczne jednostki sowiogórskiej, wykonane różnymi metodami, wskazują na ordowicki magmatyzm i dewoński metamorfizm regionalny (van Breemen i in., 1988; Oliver i in., 1993; Kröner i in., 1994), a także na wizeński magmatyzm granitoidowy (334 ± 6 Ma i 329 ± 9 Ma) (Kröner i in., 1994). Wizeński magmatyzm mógł spowodować dalsze wynoszenie bloku sowiogórskiego i rozwój utworów fliszowych z olistostromą w okolicy Srebrnej Góry (Wajsprych, 1986; Chorowska & Wajsprych, 1995). Wizeńskie „piaskowce gnejsowe” formacji Nowej Wsi (Wajsprych, 1986) z jednostki autochtonicznej struktury



Ryc. 3. Schematyczna mapa geologiczno-strukturalna struktury bardzkiej; ONR — ofiolit Nowej Rudy

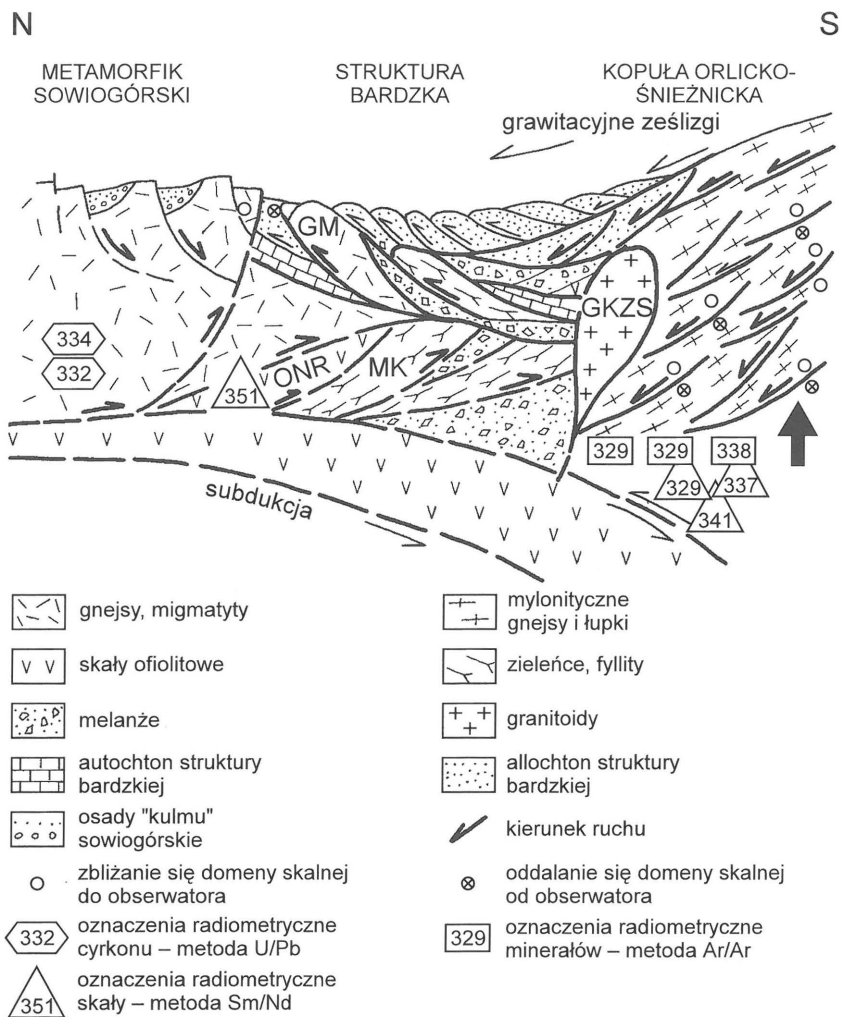
bardzkiej są zbudowane z materiału dostarczanego z metamorfiku sowigórskiego (Pacholska, 1978; Wajsprych, 1978, 1986).

Zwolennicy poglądów o autochtonicznym pochodzeniu masywów skał zasadowych i ultrazasadowych znanych z otoczenia struktury bardzkiej przyjmują, że są to późnokadomskie intruze głębokich rozłamów skorupowych, zdeformowane podczas orogenezy młodokaledońskiej (np. Oberc, 1972) lub wczesnopaleozoiczne protruzje diapirowe, powstałe w warunkach tensji (np. Jamrozik, 1981; Franke, 1989; Franke i in., 1993). Jednak obecnie powszechnie przyjmuje się, że masywy te stanowią fragmenty asocjacji ofiolitowej (np. Cwojdziański, 1980; Cymerman, 1987, 1991a; Grocholski, 1987; Pin i in., 1988; Dziedzicowa, 1989). Za pomocą metody Sm/Nd otrzymano dla gabr z ofiolitów środkowosudeckich

wiek izochronowy 357 ± 12 Ma, który zinterpretowano jako czas ich magmowej krystalizacji (Pin i in., 1988). Jednak, ten „wiek” radiometryczny trudno jest pogodzić z faktem przykrywania sekwencji ofiolitowej przez fajeńskie wapienie struktury bardzkiej. Dlatego bardziej wiarygodnym wiekiem powstania ofiolitów środkowosudeckich są oznaczenia cyrkonów wskazujące „wiek” $420 \pm 20/-2$ Ma, wykonane za pomocą metody U/Pb (Oliver i in., 1993). Oznaczenia wiekowe z perydotytu sowigórskiego (Bystrzyca Górna) metodą Sm/Nd wyznaczające „wiek” tych skał na 402 ± 3 Ma (Brueckner i in., 1996) wskazują na bardzo szybki wzrost granatów oraz szybką dekompresję i ochłodzenie tych ultrazasadowych skał. Oznaczenia te zinterpretowano jako dane wskazujące na zjawiska riftingu, podczas których gorące perydotyty były ochłodzone izobarycznie w wyniku ich przemieszczeń tektonicznych. Należy zaznaczyć, że skały sekwencji ofiolitowej podścielają w znacznej części także blok sowigórski (np. Królikowski & Grobelny, 1991). W gabrach ofiolitu Braszowic występują zlokalizowane strefy ścinania podatnych, na ogół o przebiegach od kierunku NE-SW do NNE-SSW i o lewoskrętnej kinematyce, podobnej do zachodniej części strefy Niemczy (Dziedzicowa, 1989; Cymerman, 1991b, 1993). W ofiolicie Nowej Rudy występuje stromo ustawiona, kilkudziesięciometrowej miąższości, lewoskrętna strefa ścinania o przebiegu NNE-SSW (Cymerman, 1991b). Strefy ścinania z ofiolitów środkowosudeckich mogą odpowiadać systemowi syntetycznych, lewoskrętnych ścinania typu P lub R, przy założeniu prawie południkowej orientacji osi σ_1 największego naprężenia głównego (Cymerman & Krzyż, 1994).

Granitoidowy masyw kłodzko-złotostocki, położony na S od struktury bardzkiej (ryc. 1) powstał w wyniku dopływu magmy do prawie południkowej strefy ekstensji, związanej z rozwojem systemu makrospękań typu T, przy założeniu południkowej orientacji osi σ_1 maksymalnego naprężenia głównego podczas karbonu dolnego. Zbliżoną orientację osi σ_1 otrzymano dla niektórych domen struktury bardzkiej na podstawie dynamicznej analizy mezoskoków (Cymerman & Krzyż, 1993, 1994).

O podłożu struktury bardzkiej można obecnie wnioskować jedynie na podstawie interpretacji geofizycznych oraz dwóch wierceń strukturalnych (ryc. 3). W wiercieniu Zdanów IG 1 w podłożu N części struktury bardzkiej występują gnejsy sowigórskie. Na obszarze struktury bardzkiej, metamorfiku kłodzkiego i w S części depresji śródsudeckiej, zaznacza się rozległa, dodatnia anomalia grawimetryczna, co może oznaczać występowanie tego samego typu skał podłoża (ciężkie skały sekwencji ofiolitowej) w tych sąsiednich jednostkach geologicznych. Spadek wartości anomalii grawimetrycznej wzdłuż linii Kłodzko-Złoty Stok wskazu-



Ryc. 4. Uproszczony przekrój geologiczny przez strukturę bardzką i sąsiednie jednostki geologiczne z danymi kinematyczno-strukturalnymi oraz uwzględniający procesy orogeniczne; GKZS — granitoidy kłodzko-złotostockie; GM — gnejsy Mikołajowa, MK — metamorfik kłodzki, ONR — ofiolit Nowej Rudy

je pośrednio na wzrost miąższości granitoidów masywu kłodzko-złotostockiego (Królikowski & Grobelny). Skomplikowany obraz rozkładu siły ciężkości z obszaru struktury bardzkiej jest wynikiem wzajemnego nakładania się lokalnych, czasami intensywnych anomalii grawimetrycznych, spowodowanych głównie silnym zróżnicowaniem litologicznym skał podłoża, a także późniejszą tektoniką nasunięciową. Reasumując, można obecnie zakładać, że w części N struktury bardzkiej występują w podłożu skały metamorfik sowiogórskiego, w SW — skały epimetamorfik kłodzkiego, a w części SE — granitoidy kłodzko-złotostockie. Natomiast, nic pewnego nie można powiedzieć o podłożu środkowej części struktury bardzkiej. Podłoże to znajduje się tam najgłębiej (5 km?) i może być zbudowane ze skał podobnych do strefy Niemczy (mylonity gnejsowe z fragmentami sekwencji ofiolitowej).

Wajsprych (1978, 1986; Chorowska & Wajsprych, 1995; Franke i in., 1993) w strukturze bardzkiej wydzielił dwie jednostki tektono-litostatygraficzne: autochtoniczną i allochtoniczną. **Autochtoniczna jednostka** fameńsko-dolnokarbońska, określana jako sukcesja „Kłodzka–Wapnicy–Srebrnej Góry” obejmuje zarówno utwory platformy węglanowej, jak i osady przedgórz. Utwory tej jednostki budują N i NW oraz najprawdopodobniej także SW część struktury bardzkiej (ryc. 2). Utwory autochtoniczne występują przypuszczalnie także w podłożu jednostki allochtonicznej w S części struktury bardzkiej, na co mogą wskazywać wapienie z Podzamka, uznawane — bez dokumentacji biostratygraficz-

nej — za dolnokarbońskie. Wajsprych (*op. cit.*) wyodrębnił **jednostkę allochtoniczną** jako zespół skalny Barda–Młynowa, w skład którego wchodzi co najmniej 4 różne sekwencje skalne, złożone w dolnej części ze skał pelitycznych, a w górnej — z piaskowców i zlepieńców fliszowych lub fliszopodobnych. Każda z tych sekwencji skalnych, o miąższości powyżej 1000 m, stanowi prawdopodobnie odrębną jednostkę tektonostratygraficzną. Jednak te jednostki nie zostały dotychczas przedstawione na szczegółowej mapie geologicznej, podobnie zresztą, jak i poszczególne formacje jednostki autochtonicznej. Brak granic tych jednostek w obrazie kartograficznym, uniemożliwia rozpoznanie tektoniki nasunięciowo-fałdowej wnętrza struktury bardzkiej. Wajsprych (*op. cit.*) stwierdził ponadto, że wewnętrzna struktura sekwencji skalnych jest tak skomplikowana, że w wielu przypadkach trudno ustalić, czy skały okruczowe kontaktujące z łupkami odzwierciedlają następstwo sedimentacyjne, czy też stanowią efekt procesów tektonicznych. Procesy tektoniczne z przejawami kruchego ścinania mogły spowodować powstanie melanży w strukturze bardzkiej. Melanżowy charakter utworów allochtonicznych widoczny jest wyraźnie w profilu otworu Boguszyn IG 1, gdzie do głębokości 2000 m obserwuje się bloki skalne, zbudowane ze skał różnego wieku (Chorowska, 1990). Bloki te rozmiarowo są chaotycznie i charakteryzują się one bardzo zmiennym ustawieniem — często w pozycji odwróconej. Warstwy w obrębie bloków są w różnym stopniu zbrekcjonowane, niekiedy zafałdowane. Obecnie nie można wykluczyć możliwości, że

jednostki tektonostratigraficzne Gór Bardzkich mogą stanowić tektonicznie ograniczone płyty, tworząc stos płaszczowin. Może o tym świadczyć silnie zróżnicowany przebieg orientacji warstwowania (S_0) w strukturze bardzkiej (np. Oberc, 1957, 1972, 1987).

Oberc (1972) na podstawie orientacji powierzchni S_0 wyznaczył 18 makroskopowych fałdów w strukturze bardzkiej. W jądrach struktur antyklinalnych, czasem także w jądrach węzłów tektonicznych pojawiać się miały wyciśnięte i złuskowane skały sylurskie i dewońskie, natomiast na skrzydła fałdów i w synklinach — skały dolnego karbonu. W świetle rewizji wieku skał allochtonicznych struktury bardzkiej (Chorowska, 1990; Chorowska & Radlicz, 1994; Chorowska & Wajsprych, 1995) nie można już dłużej utrzymać tego schematu, a tym samym wyznaczania synklin lub antykin w strukturze bardzkiej. Istotnym elementem obrazu tektonicznego Gór Bardzkich jest różnokierunkowy przebieg fałdów interpretowany jako efekt zmiany kierunków różnowiekowych nacisków tektonicznych w czasie kolejnych faz deformacji: bretońskiej, sudeckiej i asturyjskiej (Oberc, 1957, 1972, 1987; Mazur, 1987; Sroka, 1988). W części NW struktury bardzkiej dominuje wergencja fałdów skierowana ku N (Oberc, 1957, 1972; Mazur, 1987), natomiast w pozostałej części struktury wergencja fałdów jest przeważnie ku SW (Oberc, 1972; Sroka, 1988). W pozostałej wschodniej części omawianej struktury przebieg osi fałdów jest zbliżony do kierunku WNE–ESE, a wergencja fałdów zorientowana zasadniczo ku S (Sroka, 1988).

W SW i W części struktury bardzkiej podczas dewonu górnego doszło do transgresji morskiej i powstania autochtonicznych osadów klastyczno-węglanowych (Wajsprych, 1986; Chorowska & Wajsprych, 1995). W karbonie dolnym nastąpiła syndeformacyjna sedymentacja fliszowa Srebrnej Góry w basenie bardzkim z ich równoczesną resedymentacją na regionalną skalę od kierunku N (Wajsprych, 1978). W utworach tych obserwowano struktury sedymentacyjne, świadczące o splywach podwodnych, działalności prądów zawieszinowych i rozwój turbidytów. W stropie formacji Srebrnej Góry występują olistolity, płyty ześlizgowe i olistopłaszczowiny tworzące allochton Zdanowa. Allochton ten przykryty jest utworami fliszowymi sekwencji Orzecha, podobnymi do fliszu formacji Srebrnej Góry, lecz bogatszych w materiał piroklastyczny (Chorowska & Wajsprych, 1995).

Synorogeniczne, waryscyjskie osady klastyczne były deponowane w basenach sudeckich, których powstanie w większości było związane raczej z reżimem przesuwczym niż z rozwojem basenów typu przedgórze (Franke i in., 1993). Prawdopodobnie pozostałością basenu przedgórskiego są Góry Bardzkie, które jednak są zbyt małe i słabo odsłonięte, aby można ten wniosek jednoznacznie ustalić. Według Wajsprycha (1986) jest wielce prawdopodobne, że flisz Srebrnej Góry był deponowany w basenie typu przedgórskiego, flisz formacji Srebrnej Góry przypomina bawarski „dziki” flisz (Franke i in., 1993). Najprawdopodobniej, flisz tej formacji był zasilany przez płaszczowiny zespołu allochtonicznego, wkraczając stopniowo od S na autochton struktury bardzkiej. Płaszczowiny zespołu allochtonicznego przykrywają w dużej części fliszową formację Srebrnej Góry (ryc. 4). Jednostka allochtoniczna jest złożonym litotektonicznym kompleksem, który obejmuje skały dna i rowu oceanicznego wieku sylursko-górnodewońskiego. Jednostka ta była interpretowana jako wizeńska pryzma akrecyjna, dostarczająca materiału do wizeńskiego fliszu formacji Srebrnej Góry w czasie zamykania basenu bardzkiego (Wajsprych, 1986).

Osadzeniu autochtonicznej formacji Srebrnej Góry przerwały ruchy fałdowe fazy sudeckiej. Jednak, dokładne określenie wieku głównego fałdowania w jednostce allochtonicznej jest dyskusyjne. Po rewizji wieku serii skalnych jednostki allochtonicznej możliwa jest także interpretacja, że główne deformacje fałdowe i nasunięciowe w jednostce allochtonicznej rozpoczęły się już podczas **faz bretońskich**. Rozwój fałdów o osiach zorientowanych w kierunku NW–SE i zbliżonym do południkowego był spowodowany ogólnym skracaniem podczas dolnokarbońskiego zamykania basenu bardzkiego. Deformacja spiętrzonej pryzmy akrecyjnej dostarczała redeponowanego materiału sylursko-górnodewońskiego do wizeńskiego fliszu formacji Srebrnej Góry. Procesy te odbywały się poprzez grawitacyjne ześlizgi i prądy zawieszinowe, aż do przemieszczenia rozległych pakietów ześlizgowych i olistopłaszczowin (Wajsprych, 1978, 1986).

W świetle przedstawionej powyżej analizy **kinematyki dolnokarbońskich stref ścinania podatnego** z sąsiedztwa struktury bardzkiej, można wnioskować, że zbliżanie się spiętrzonej allochtonicznej pryzmy akrecyjnej do palatofornii autochtonicznej struktury bardzkiej odbywało się od kierunku zbliżonego do południowego. W przybliżeniu południkowa granica tektoniczna między jednostkami autochtoniczną i allochtoniczną (ryc. 3) może wyznaczać powierzchnię boczną odkorzonej płaszczowiny (pakietu płaszczowin?) zbudowanej z kompleksu allochtonicznego. Uwzględniając zwroty ścinań z odsłoniętych, głębszych partii skorupy z sąsiednich jednostek geologicznych, można przedstawić interpretację obrazu kinematycznego środkowej części Sudetów. Bezpośrednią przyczyną nasunięcia jednostki allochtonicznej ku N na jednostkę autochtoniczną, była skośna akrecja podsuwającego się terranu środkowsudeckiego z terranem moldanubskim. Przy przyjęciu poprawności takiego modelu, w obecnym poziomie intersekcyjnym struktury bardzkiej nie powinny być zachowane powierzchnie czołowe nasunięć płaszczowin allochtonicznych (być może za wyjątkiem okolic Zdanowa i Srebrnej Góry). Natomiast, w rozleglejszej obszarowo południowej części struktury bardzkiej (między Kłodzkiem a Podzamkiem) — w obecnym poziomie intersekcyjnym — powinny być zachowane powierzchnie spagowe i tylne płaszczowin allochtonicznych (ryc. 3). Wewnętrzna struktura jednostki allochtonicznej nie jest dokładnie rozpoznana, ale najprawdopodobniej zbudowana jest ona z szeregu mniejszych płaszczowin, w części pochodzenia grawitacyjno-sedymentacyjnego. Analiza dostępnych materiałów kartograficznych wskazuje, że w części W tej jednostki (od Kłodzka po Mikołajów) odsłaniają się prawdopodobnie powierzchnie lateralne zespołu mniejszych płaszczowin (ryc. 3); w strefie tej występują także prawie wyłącznie południkowe struktury fałdowe. Natomiast, od okolic Wojciechowic po rejon Brzeźnicy we E części jednostki allochtonicznej występują struktury fałdowe i nasunięciowe z powierzchniami lateralnymi i spagowymi. Obecnie jednak, odtworzenie wewnętrznej budowy struktury bardzkiej jest praktycznie niemożliwe z powodu braku nowych, udokumentowanych pracami ziemnymi i płytkami wierceniami kartograficznymi szczegółowej mapy geologicznej całej struktury bardzkiej. Brak ten był także jednym z głównych powodów próby zastosowania analizy uskoków do ustalenia paleonaprężeń struktury bardzkiej za pomocą metody analizy uskoków (Cymeraman & Krzyż, 1993, 1994). Z wynikami tej wstępnej analizy dynamiki struktury bardzkiej polemizował Żelaźniewicz (1994).

Masyw Czeski razem z Sudetami należy do największych wychodni europejskich waryscydów (np. Franke, 1989; Matte i in., 1990). Ostatnio także na obszarze Sudetów

sugerowano istnienie różnych, egzotycznych terranów (np. Matte i in., 1990; Cymerman, 1991a; Oliver i in., 1993) oddzielonych od siebie regionalnymi liniami tektonicznymi, głównie strefami ścinań. Uwzględniając model terranowej budowy w Sudetach (Cymerman & Piasecki, 1994) można założyć, że podczas fazy sudeckiej doszło do ostatniej, schyłkowej konwergencji i skośnej akrecji terranów moldanubskiego i środkowosudeckiego. Ten ostatni impuls tektoniczny spowodował dodatkowe pogrubienie skorupowe w strefie kolizji i w jego następstwie szybkiego wyniesienia na południu rozległej kopuły orlicko-śnieżnickiej (Seltenpohl i in., 1993), co ułatwiło również grawitacyjne — obok tektonicznego — przemieszczanie jednostki allochtonicznej ku N na autochton struktury bardzkiej i metamorfik kłodzki oraz ofiolity środkowosudeckie (ryc. 4). Rozpoczęte podczas faz bretońskich procesy kopułoworące, nasunięciowe doprowadziły do znacznego ograniczenia obszaru basenu bardzkiego. Późniejsze, kruche deformacje późnowaryscyjskie doprowadziły do powstania stref kataklazytów i brekcji tektonicznych w południowej części bloku sowiogórskiego (Pacholska, 1978). Blokowe ruchy późnowaryscyjskie spowodowały wypiętrzenie struktury bardzkiej i metamorfiku sowiogórskiego z towarzyszącymi mu fragmentami sekwencji ofiolitowej. W tym okresie powstał także ekstensyjny rów Czerwieńczyc z osadami czerwonego spągowca. Struktura bardzka była także deformowana podczas ruchów laramijskich, w czasie których została ona nasunięta na utwory czerwonego spągowca w rowie Czerwieńczyc.

L i t e r a t u r a

- BAKUN-CZUBAROW N., NARĘBSKI W. & WAJSPRYCH B. 1982 — Ofioliti, 7: 2–23.
- BEDERKE E. 1924 — Fortschr. Geol. Paläontol., 7: 1–50.
- BRUECKNER H., BLUNSZTAJN J. & BAKUN-CZUBAROW N. 1996 — J. Metamorphic Geology, 14: 61–73.
- CHOROWSKA M. 1990 — Kwart. Geol., 34: 411–432.
- CHOROWSKA M., OBERC J. 1980 — Ibidem, 24: 193–216.
- CHOROWSKA M., FEDOROWSKI J. & RADLICZ K. 1992 — Geol. Quart., 36: 1–32.
- CHOROWSKA M. & RADLICZ K. 1994 — Ibidem, 38: 249–288.
- CHOROWSKA M. & WAJSPRYCH B. 1995 — Pr. Państw. Inst. Geol., 148: 137–139.
- CWOJDZIŃSKI S. 1980 — Geol. Sudet., 15: 43–66.
- CYMERMAN Z. 1987 — Prz. Geol., 35: 304–312.
- CYMERMAN Z. 1988 — Ibidem, 36: 77–82.
- CYMERMAN Z. 1991a — Ibidem, 39: 450–456.
- CYMERMAN Z. 1991b — Mapy strukturalne Dolnego Śląska w skali 1 : 50 000; arkusze: Kłodzko, Złoty Stok, Nowa Ruda, Ząbkowice Śląskie. Arch. OD PIG Wrocław.
- CYMERMAN Z. 1993 — Prz. Geol., 41: 27–31.
- CYMERMAN Z. 1996 — Geol. Quart., 40: 89–118.
- CYMERMAN Z. & KRZYŻ A. 1993 — Prz. Geol., 41: 776–780.
- CYMERMAN Z. & PIASECKI M. 1994 — Geol. Quart., 38: 191–210.
- CYMERMAN Z. & KRZYŻ A. 1994 — Prz. Geol., 42: 671–674.
- DON J. 1984 — Ibidem, 32: 459–467.
- DON J. 1995 — Ibidem, 43: 738–744.
- DZIEDZICOWA H. 1985 — Krystalinikum, 18: 7–27.
- DZIEDZICOWA H. 1989 — Pr. Geol.-Miner., 17: 57–79.
- EMERLE-TUBIELEWICZ H. 1979 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, ark. Kłodzko z Objasneniami (1981). Wyd. Geol.
- FRANKE W. 1989 — Tectonophysics, 169: 221–228.
- FRANKE W., ŻELAŻNIEWICZ A., POREBSKI S. & WAJSPRYCH B. 1993 — Geol. Rundsch., 8: 583–599.
- GROCHOLSKI A. 1987 — Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 35: 209–214.
- GUNIA T. 1985 — Geol. Sudet., 20: 83–119.
- GUNIA T. & WOJCIECHOWSKA I. 1971 — Ibidem, 5: 137–167.
- HAYDUKIEWICZ J. 1986 — Ibidem, 21: 143–176.
- HAYDUKIEWICZ J. 1990 — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 179: 275–284.
- JAMROZIK L. 1981 — [In:] W. Narębski (ed.), Ophiolites and initialities of northern border of the Bohemian Massif. Zentr. Inst. Erde, Potsdam.
- JOHNSTON J.D.F., TAIT J.A., OLIVER G.J. & MURPHY F.C. 1994 — Trans. Royal Soc., Edinburgh, Earth Sciences, 85.
- KRÖNER A., HEGNER E. & JAECKEL P. 1994 — J. Czech Geol. Soc., 39: 1–60.
- KRÓLIKOWSKI C. & GROBELNY A. 1991 — Kwart. Geol., 35: 449–476.
- MATTE P., MALUSKI H., RAJLICH P. & FRANKE W. 1990 — Tectonophysics, 177: 151–170.
- MAZUR S. 1987 — Prz. Geol., 35: 327–332.
- MAZUR S. & PUZIEWICZ J. 1995 — Ibidem, 43: 786–793.
- NARĘBSKI W. 1993 — Ibidem, 41: 751–756.
- NARĘBSKI W. & WOJCIECHOWSKA I. 1989 — Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sciences, 36: 261–269.
- OBERC J. 1957 — Region Gór Bardzkich — Sudety. Wyd. Geol.
- OBERC J. 1972 — [W:] Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika, cz. 2. Wyd. Geol.
- OBERC J. 1987 — Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 165–180.
- OLIVER G., CORFU F. & KROGH T. 1993 — J. Geol. Soc., London, 150: 355–369.
- OLIVER G. & KELLEY S. 1993 — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., (6): 321–334.
- PACHOLSKA A. 1978 — Geol. Sudet., 13: 41–63.
- PIN C., MAJEROWICZ A. & WOJCIECHOWSKA I. 1988 — Lithos, 21: 195–209.
- SROKA W. 1988 — Pr. Geol.-Miner., 12: 99–116.
- STELTENPOHL M., CYMERMAN Z., KROGH E. & KUNK M. 1993 — Geology, 21: 1111–1114.
- WAJSPRYCH B. 1978 — Roczn. Pol. Tow. Geol., 38: 99–127.
- WAJSPRYCH B. 1986 — Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian — Carboniferous continental margin (Sudetes). IAS 7th European Meeting. Kraków, Poland. Excursion Guide Book: 141–164. Ossolineum. Wrocław.
- WOJCIECHOWSKA I. 1966 — Geol. Sudet., 2: 261–296.
- WOJCIECHOWSKA I. 1990 — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 179: 189–195.
- VAN BREEMEN O., BOWES D., AFTALION M. & ŻELAŻNIEWICZ A. 1988 — Ann. Soc. Geol. Pol., 58: 3–19.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1987 — Ibidem, 57: 203–348.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1994 — Prz. Geol., 42: 669–671.
- ŻELAŻNIEWICZ A. & BANKWITZ P. 1995 — Stud. Geoph. Geod., 39: 302–308. Prague.