

Tektonika uciezkowa i kliny terranowe Masywu Czeskiego

Zbigniew Cymerman*

Model waryscyjskiej tektoniki uciezkowej dla obszaru Masywu Czeskiego został przedstawiony ze szczególnym uwzględnieniem Sudetów. Tektonika uciezkowa w Sudetach mogła być wywołana wciskaniem od NE klinowatego w formie złożonego terranu środkowosudeckiego w strefę kontaktu terranów saksońsko-turyńskiego i łużyckiego — położonych na NW — z terranami moldanubskim i morawsko-śląskim — zlokalizowanymi na SE. Regionalne cechy strukturalne (trajektorie foliacji, orientacje lineacji z rozciągania, lewoskrętna transpresja) i kinematyczne (kierunki i zwroty ścinania) z jednostek geologicznych zachodniej części Sudetów (metamorfiki: kaczawski, izerski, Południowych Karkonoszy), można wytłumaczyć modelem tektoniki uciezkowej. Wewnątrz Masywu Czeskiego podobny wpływ na rozwój struktur tektonicznych w sąsiednich terranach wywołało umiejscowienie (wklinowanie) — również od NE — klinu terranu Teplá-Barrandianu. Obok danych strukturalno-kinematycznych, zachowane relikty rozczłonkowanych tektonicznie fragmentów ofiolitów w regionalnych strefach ścinania na granicy przedstawionych klinów, a także odmienny charakter, wiek i pochodzenie terranów popierają zarysowany tutaj wstępny model tektoniki uciezkowej.

Słowa kluczowe: tektonika uciezki, kliny, kinematyka, kolizja waryscyjska, Sudety, Masyw Czeski

Zbigniew Cymerman — **Escape tectonic and indenters of the Bohemian Massif.** Prz. Geol., 48: 336–344.

S u m m a r y. Escape tectonic model is presented for the Bohemian Massif and especially for the Sudetes. The escape tectonic in the Sudetes may be caused by indentation of so-called the Central-Sudetic indenter (from NE) into contact zone of the Saxothuringian and Lusatian terranes located to NW with the Moldanubian and Moravo-Silesian terranes situated to SE, respectively. Regional structural (foliation trajectories, attitudes of stretching lineation, sinistral transpression) and kinematic features (shear directions and shear senses) from different geological units of a western part of the Sudetes (metamorphic complexes: Kaczawa, Izera, and Southern Karkonosze), may be explained by escape tectonic model. In the internal part of the Bohemian Massif, quite similar influence on development of tectonic structures in neighbouring terranes had been done by emplacement of the Teplá-Barrandian indenter; also from NE. Besides structural-kinematic data, preserved relicts of disrupted tectonically ophiolites in regional shear zones located at boundaries of the indenters, and also different character, ages and genesis of these indenters, additionally support the preliminary model of escape tectonics presented here.

Key words: escape tectonic, indenter, kinematics, Variscan collision, Sudetes, Bohemian Massif

W podręczniku *Tektonika* (Dadlez & Jaroszewski, 1994) znajduje się zaledwie krótki akapit poświęcony zagadnieniu „tektoniki uciezki” (ang. *escape tectonics*; Burke & Sengör, 1986), gdzie przytoczono dwa, regionalne przykłady z alpejskiego pasma orogenicznego. Tektonika tego rodzaju charakteryzuje się „oroklinalnym wygięciem orogenu i rozsuwaniem na boki bloków skorupowych po obu stronach klina”; w wyniku takiego procesu bloki te „niejako uciekają od obszaru najsilniejszej kolizji” (s. 666; Dadlez & Jaroszewski, 1994). Tektonika uciezki jest skrajnym przykładem konwergencji z wciskaniem — w formie szytowego klinu — jednej płyty w drugą. Do zagadnień tych powrócono w innej części *Tektoniki* (s. 566; Dadlez & Jaroszewski, 1994) — przy omawianiu przyczyn deformacji obszarów kratonicznych — gdzie scharakteryzowano model fizyczny Tapponiera i in. (1982). Model ten był prekursorem tektoniki uciezkowej i był potem rozwijany twórczo przez innych badaczy (np. England & Houseman, 1988; Ellis, 1996).

Obecnie w literaturze światowej istnieje wiele regionalnych przykładów struktur interpretowanych jako wynik tektoniki uciezkowej. Taki rodzaj tektoniki opisali m.in. Burke & Sengör (1986) do wyjaśnienia wielkoskalowych ruchów przesuwczych bloków skorupowych, położonych daleko od miejsca głównej kolizji między płytowej. Podobny rodzaj tektoniki uciezkowej rozpoznano także we wschodnich Alpach, który jednak zdefiniowano odmiennym terminem — boczna ekstruzja (ang. *lateral extrusion*) (Ratschbacher i in., 1991). Ten ostatni termin był jednak użyty wcześniej przez Vauchez i in. (1987). Przykłady tektoniki uciezkowej znane są także z Południowych Appala-

chów, gdzie do uciezki płyt litosfery doszło pod wpływem wciskania się tam klinu Reguibat, stanowiącego fragment kratonu zachodnio-afrykańskiego (Vauchez i in., 1987). Do takiego wciskania (rozpychającego umiejscawiania) klinu Reguibat doszło tam w okresie od dewonu do permu. Tektoniką uciezkową tłumaczono — m.in. — wczesne etapy kolizji superterraniu Wrangelli z Ameryką Północną podczas jury (Wernicke & Klepacki, 1988), a także rozwój struktur wzdłuż wschodnich peryferii Gondwany w Australii (Glen i in., 1992).

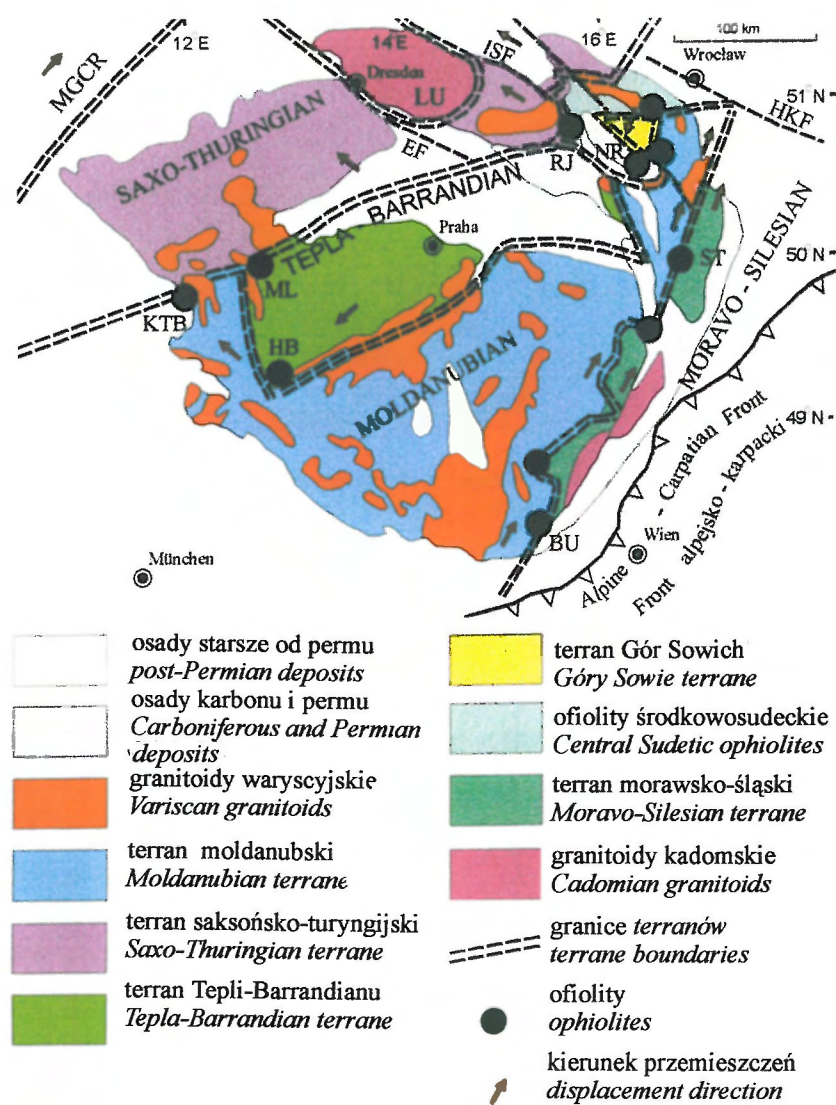
Czy taki typ tektoniki płytowej z procesami uciezki (bocznej ekstruzji) i bezpośrednio wywołującego je rozpychającego umiejscawiania klinu (klinów) skorupowych występował kiedykolwiek na obszarze Polski? Zdaniem autora — tak. Wiele cech strukturalnych i kinematycznych z różnych jednostek geologicznych SW Polski, głównie zachodniej części Sudetów, można próbować wytłumaczyć hipotezą tektoniki uciezkowej. Tektonika ta mogła zostać wywołana wciskaniem klinu złożonego terranu środkowosudeckiego, zbudowanego z sekwencji ofiolitu środkowosudeckiego razem z terranem sowiogórskim, w strefę kontaktu terranów saksońsko-turyńskiego i łużyckiego z terranami moldanubskim i morawsko-śląskim (ryc. 1). Celem niniejszego artykułu jest rozwinięcie i uzasadnienie tej roboczej hipotezy. Rozważania na jej temat koncentrują się wokół trzech kluczowych zagadnień:

- 1) istnienia skorupy oceanicznej i jej subdukcji,
- 2) rozpoznania potencjalnych, sprawczych klinów skorupowych,
- 3) wykazania rozwoju struktur tektonicznych w powiązaniu z procesami tektoniki uciezkowej.

Oceany i strefy subdukcji w Masywie Czeskim

Nadal otwartym pozostaje problem, jakie oceany istniały w paleozoiku w Europie, a zwłaszcza w jej środko-

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



Ryc. 1. Uproszczona mapa geologiczna Masywu Czeskiego z granicami terranów i wystąpieniami ofiolitów. MGCR — krystalinik środkowoniemiecki; LU — terran łużycki; uskoki: ISF — uskoc śródsudecki; HKF — strefa uskokuwa Hamburg–Kraków; ofiolity: B — Braszowic; BU — Buschandwlandu; HB — Hoher Bogen; KTB — metabazalty typu MOR z wiercienia KTB; ML — Mariańskich Łaźni; L — Letovic; NR — Nowej Rudy; RJ — Rudaw Janowickich; R — Raabs; S — Ślęży; ST — Starego Miasta

Fig. 1. Geological sketch-map of the Bohemian Massif with terrane boundaries and ophiolite occurrences. MGCR — Middle German Crystalline Rise; LU — Lusatian terrane; faults: ISF — Intra-Sudetic fault; HKF — Hamburg–Cracow fault zone

wej i południowej części. Pomimo, że zagadnienie to było obszernie przedstawiane w literaturze (np. Franke, 1989; Paris & Robardet, 1990; Pin, 1990; Matte 1991; Oczlon, 1992; Franke i in., 1995), to pozostaje ono nadal przedmiotem licznych sporów i kontrowersji, dotyczących głównie ilości, wieku, rozmiarów, lokalizacji i nazewnictwa paleozoicznych oceanów i mórz, a także miejsca i czasu rozwoju stref subdukcji oraz kierunku subdukcji.

Anderson (1975) i Brause (1975) jako pierwsi, sugerowali istnienie oceanu położonego między Masywem Czeskim a platformą wschodnioeuropejską ze skierowaną ku S subdukcją skorupy oceanicznej. Cwojdziański (1977) pierwszy uznał „wokół sowiogórskie” intruzje ultrazasadowe za serię ofiolitową fragmentu płyty oceanicznej, a paleozoiczne asocjacje skał wulkanicznych — za produkt łuku wyspowego. Do subdukcji płyty oceanicznej w kierunku ku S — pod Masyw Czeski —

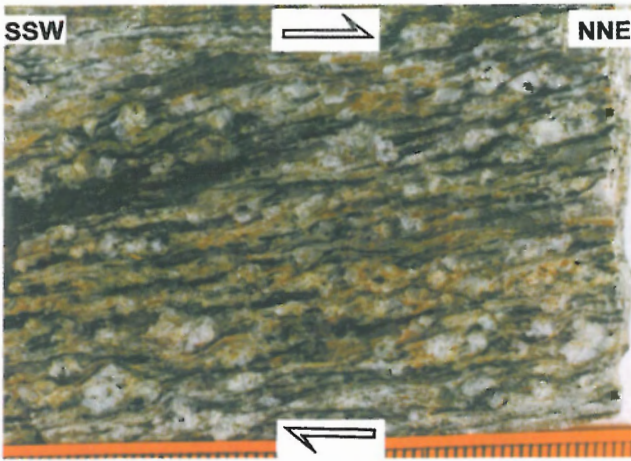
miałoby dojść w dewonie górnym i karbonie (Cwojdziański, 1977). Z kolei Wieser (1978) tłumaczył wysokociśnieniowy metamorfizm w Rudawach Janowickich jako wynik subdukcji skorupy oceanicznej ku W lub NW podczas deformacji starowaryscyjskich. Znosko (1981) pierwszy — w oparciu o dane geofizyczne — wykazał podściclanie kry (płyty) sowiogórskiej przez ofiolity środkowosudeckie. Narebski i in. (1986) uznali serie skał wulkanicznych z Rudaw Janowickich za produkt niedojrzałego łuku wulkanicznego związanego z subdukcją litosfery oceanicznej. Majerowicz & Pin (1986) stwierdzili, że skały metabazytowe Ślęży są bazytami dna oceanicznego (OFB). Jednakże, niektóre stosunki pierwiastków śladowych wskazują na możliwość ich powstania nie w typowym grzbiecie oceanicznym, lecz raczej w pozałukowym basenie marginalnym.

W południowej części Sudetów (Paszkowski i in., 1990) wydzielili tzw. Ocean Bardzki, będący wschodnią częścią Oceanu Masywu Centralnego (Matte i in., 1990). Oczlon (1992) natomiast, wyodrębnił Ocean Rhea, położony na północ od terranu Ligerianu oraz Ocean Ligerianu (odpowiednik Oceanu Masywu Centralnego), zlokalizowany między Gondwaną (na południu) a terranem Ligerianu (na północy). Do subdukcji Oceanu Ligerianu ku N miałyby dojść w sylurze. Z kolei Finger & Steyrer (1995) wydzielili załukowe morze Raabs, będące w ich interpretacji wschodnią kontynuacją Oceanu Saksońsko-turyngijskiego. Przy takiej interpretacji płyta morawsko-śląska powinna reprezentować najbardziej wschodnią część terranu Avalonii, tzw. Renohercynicum (Finger i in., 1998). Natomiast relikty po Oceanie Saksońsko-turyngijskim, zachować by się miały w strefie granicznej terranów saksońsko-turyngijskiego i połączonych terranów Tepla-Barrandianu i moldanubskiego (Finger & Steyrer, 1995; Franke i in.,

1995).

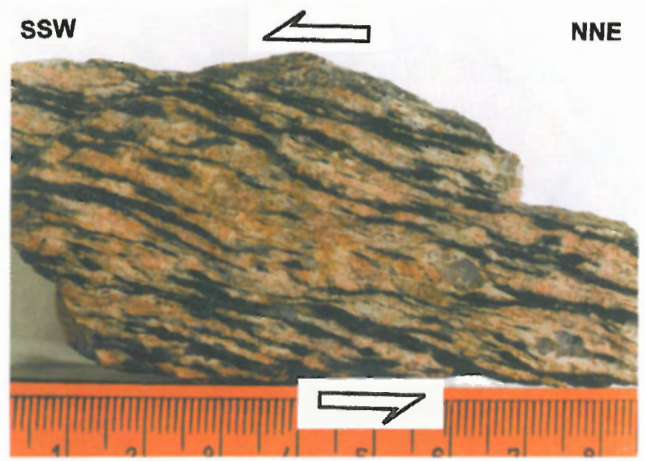
Górnokambryjskie amfibolity ze strefy Hoher Bogen (ryc. 1) z SE, klinowatego zakończenia terranu Tepla-Barrandianu zostały ostatnio uznane za metaofiolity, będące fragmentem skorupy oceanicznej (Propach & Pfeiffer, 1998). Te bazalty dna oceanicznego stanowiąc mogą fragment Oceanu Saksońsko-turyngijskiego (Franke i in. 1995) są one porównywane do metabazytów kompleksu Mariańskich Łaźni. Beard i in. (1992, 1995) sugerowali, że kompleks Mariańskich Łaźni najprawdopodobniej powstał jako kambro-ordowicka asocjacja ofiolitowa w basenie oceanicznym.

Powyższy przegląd literatury wskazuje wyraźnie, że na terenie Masywu Czeskiego i na jego NE peryferiach (Sudety) w wielu miejscach są zachowane relikty paleozoicznej skorupy oceanicznej. Pozostałości po jednym lub dwóch oceanach paleozoicznych, zachowanych obecnie jedynie w



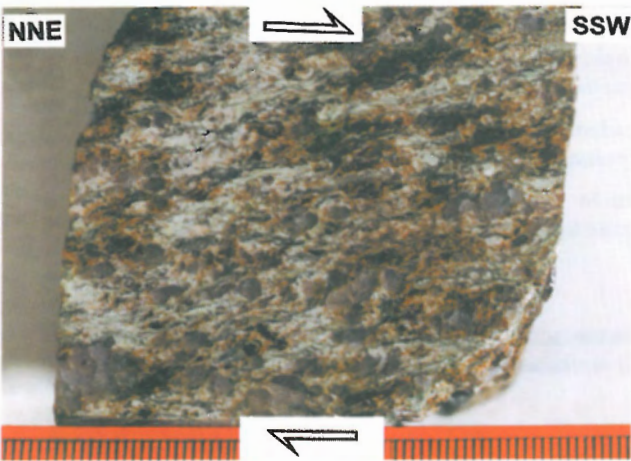
Ryc. 2. Struktura typu S-C i porfiroklasty typu σ oraz rzadkie — typu δ w gnejsach kopuły Desny (Sudety Wschodnie). Prawoskrętny zwrot ścinania — „góra” ku NNE. Przekrój prostopadły do foliacji i równoległy do lineacji z rozciągania. Skala w mm

Fig. 2. S-C structures and σ — and rare δ — type porphyroclasts in the Desna Dome gneisses (Eastern Sudetes). Dextral shear sense — „top-to-the-NNE”. Section perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation. Scale in mm



Ryc. 4. Lewoskrętny zwrot ścinania w ortognejsach sowiogórskich („góra” ku SSW) wyznaczony przez struktury typu S-C i σ porfiroklasty typu . Przekrój prostopadły do foliacji i równoległy do lineacji z rozciągania. Skala w cm

Fig. 4. Sinistral sense of shear in the Góry Sowie orthogneisses with the top-to-the-SSW defined by S-C structures and σ — type porphyroclasts. Section perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation. Scale in cm



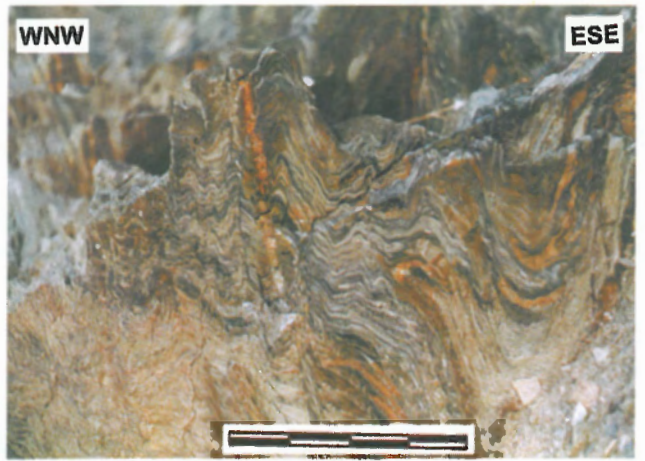
Ryc. 3. Struktura typu S-C i porfiroklasty typu σ w gnejsach pyszczyńskich jednostki Leszczyńca (kompleks metamorficzny Rudaw Janowickich). Prawoskrętny zwrot ścinania — „góra” ku SSW. Przekrój prostopadły do foliacji i równoległy do lineacji z rozciągania. Skala w mm

Fig. 3. S-C structures and σ — type porphyroclasts in the Paczyn gneisses of the Leszczyńiec unit (Rudawy Janowickie metamorphic complex). Dextral shear sense — „top-to-the-SSW”. Section perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation. Scale in mm

formie rozczłonkowanej tektonicznie sekwencji ofiolitowej, występują wyłącznie na granicy płyt (terranych) Masywu Czeskiego. Wystąpienia tych skał wyznaczają paleozoiczne szwy kolizyjne, głównie o przebiegu w kierunku NE-SW, a także granice potencjalnych klinów skorupowych (ryc. 1).

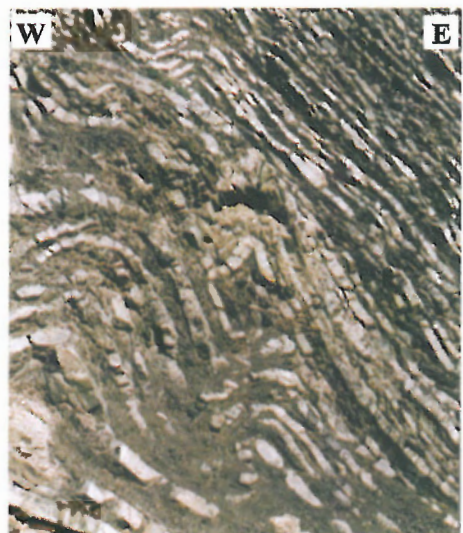
Ryc. 6. Dysharmonijne zafałdowane wapienie i węglanowe łupki najwyższego syluru. Karlštejn; synklina Barrandianu

Fig. 6. Disharmonically folded uppermost Silurian limestones with calcareous shales. Karlštejn; Barrandian syncline



Ryc. 5. Dysharmonijne fałdy stojące zafałdowujące kadomską foliację. Fyllity chlorytowo-sericytowe terranu Tepli-Barrandianu, okolice Holýšov. Skala — 20 cm

Fig. 5. Disharmonic open folds due to folding of the Cadomian foliation. Chlorite-sericite phyllites of the Tepla-Barrandian terrane; Holýšov vicinity. Scale — 20 cm



Potencjalne kliny terranowe Masywu Czeskiego

W ostatnich kilku latach na terenie Masywu Czeskiego, za wyjątkiem obszaru Sudetów, wydzielano dwa potencjalne kliny terranowe. Finger & Steyrer (1995) zakładali, że terran moldanubski jest kinem wciskany ku NNE między terrany saksońsko-turyngijski i morawsko-śląski, podczas orogenezy warwycyjskiej. Hipoteza ta oparta była na rozważaniach regionalnych, a przede wszystkim analizie wystąpień ofiolitów na obszarze Masywu Czeskiego. Z kolei Weger i in. (w druku) uznali terran Tepli-Barrandianu za klin wciskany ku SSW pomiędzy terrany saksońsko-turyngijski i moldanubski. Ten ostatni model jest oparty o wszechstronne badania strukturalne, kinematyczne i analizę odkształceń, ale tylko SW części terranu Tepli-Barrandianu. Według Pitra i in. (1999) do połączenia terranów Tepli-Barrandianu z Moldanubskim doszło podczas końcowych etapów orogenezy warwycyjskiej, wcześniej niż przed późnym stefanem.

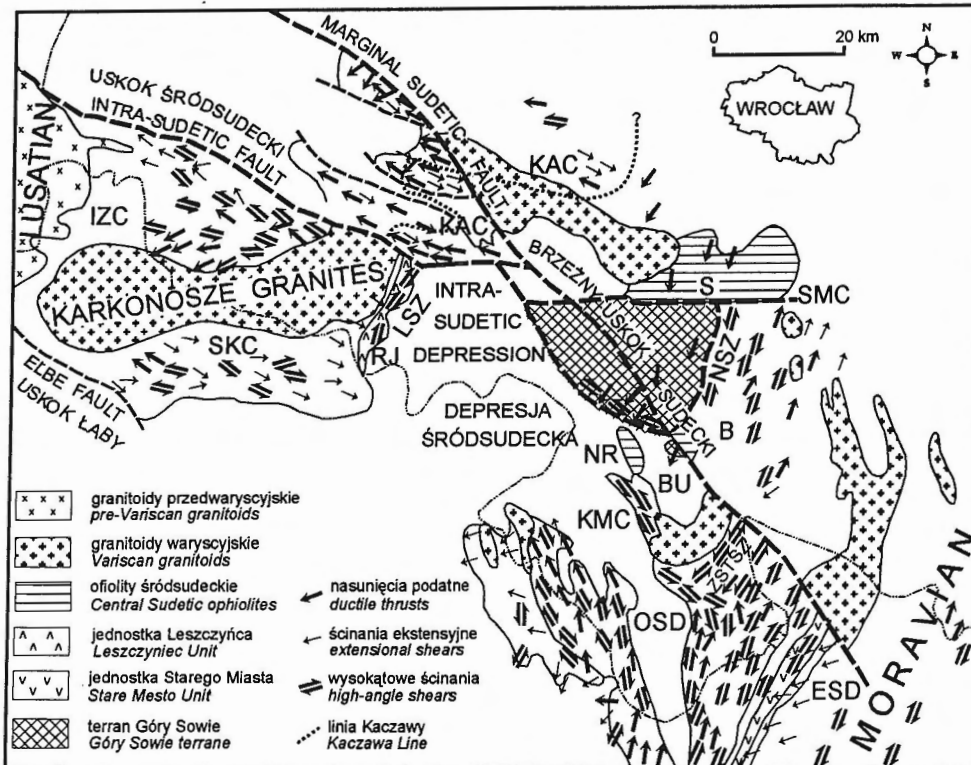
Na NE obrzeżu Masywu Czeskiego, na terenie SW Polski, znajduje się blok (terran) górnośląski. Pierwsze wzmianki o wciskaniu się tej płyty wzdłuż dwóch stref (szwów) kolizyjnych Kraków–Myszków i morawsko-śląskiej pojawiły się już na początku lat 80-tych (Kotas, 1982; Brochwicz-Lewiński i in., 1983). W dolnym karbonie rozpocząć by się miała wędrówka terranu górnośląskiego ku N, a jego „przemiesz-

czenie doprowadziło do rozerwania pasm liguryjskich i bretońskich, a następnie, gdy masyw ten przesuwał się wzdłuż starych rozłamów strefy Kraków–Myszków, do pchania ku NW zachodnich warwycydów” (s. 655; Brochwicz-Lewiński i in., 1983). Ostatnio Unrug i in. (1999) powracają do tej hipotezy, gdzie terran górnośląski ma być sztywnym kinem skorupowym wciskającym się ku N pomiędzy terrany małopolski i Lubliniec–Zawiercie–Wieluń (uznane za fragment terranu E Avalonii), a terran morawski; ten ostatni zinterpretowany tradycyjnie jako najbardziej wschodni fragment terranu renohercyńskiego. W wyniku wizeńskiej deformacji transpresyjnej rozwijając się miała tzw. krakowska strefa mobilna.

Model terranowy Unruga i in. (1999) ma wiele poważnych niedociągnięć. Do najważniejszych z nich należy fakt, że przemieszczanie terranu górnośląskiego ku NNW musiałoby wywołać lewoskrętne przemieszczenia na granicy terranów górnośląskiego i morawskiego. W rzeczywistości jednak, we wschodniej części Sudetów występują dobrze udokumentowane (np. Rajlich, 1990; Cymerman, 1997), prawoskrętne, dolnokarbońskie przemieszczenia o zwrocie „strop ku NNE (ryc. 2). Rozwój prawoskrętnych, regionalnych stref ścinania we wschodniej części Sudetów i bloku przedsudeckiego musiał powodować przemieszczenia terranu górnośląskiego ku SSW, czyli w przeciwną stronę niż to sugeruje model przyjęty przez Unruga i in. (1999).

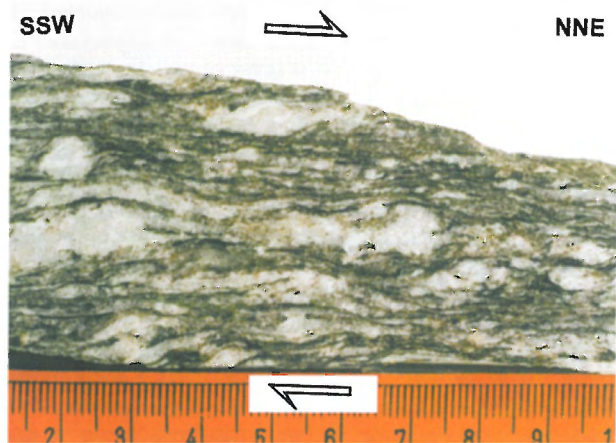
Innym zastrzeżeniem jest czas deformacji w tzw. krakowskiej strefy mobilnej (Unrug i in., 1999), określanej też jako strefa Kraków–Lubliniec (np. Buła i in., 1997), a uznanej za granicę terranów małopolskiego i górnośląskiego. Dla tej strefy deformacyjnej charakterystyczne są dwa etapy przesuwce: lewoskrętny (koniec syluru) i prawoskrętny — górnokarboński (Żaba, 1995, 1996; Buła i in., 1997). Magmatyzm granitoidowy, występujący w tej strefie, był ściśle związany z rozwojem regionalnych dyslokacji przesuwczych (Kraków–Lubliniec i Szczecin–Kraków–Preov) (Żaba 1995, 1996). Magmatyzm ten większość badaczy uznaje za warwycyjski (górnokarboński), natomiast w artykule Unruga i in. (1999) granitoidy strefy Kraków–Lubliniec zinterpretowano jako kaledońskie.

Zdaniem autora, ani terran moldanubski ani też terran górnośląski, chociaż wyrażone geometryczną formą klinu, o ostrzach skierowanych



Ryc. 7. Schematyczna mapa strukturalno-kinematyczna Sudetów. BU — jednostka bardzka; ESD — kopuły metamorficzne Sudetów Wschodnich; IZC — izerski kompleks metamorficzny; KAC — kaczawski kompleks metamorficzny; KMC — kłodzki kompleks metamorficzny; LSZ — prawoskrętna strefa ścinania Leszczyniec; NSZ — lewoskrętna strefa ścinania Niemczy; OSD — kopuła orlicko-śnieżnicka; RJ — kompleks metamorficzny Rudaw Janowickich; SKC — kompleks metamorficzny Południowych Karkonoszy; SMC — strześliński kompleks metamorficzny; ZSTSZ — lewoskrętna strefa ścinania Złoty Stok–Trzebieszowice; ofiolity: B — Braszowice; NR — Nowej Rudy; S — Ślęży

Fig. 7. Schematic structural-kinematic map of the Sudetes. BU — Bardo unit; ESD — Eastern Sudetes metamorphic domes; IZC — Iżera metamorphic complex; KAC — Kaczawa metamorphic complex; KMC — Kłodzko metamorphic complex; LSZ — Leszczyniec dextral shear zone; NSZ — Niemcza sinistral shear zone; OSD — Orlica-Śnieżnik dome; RJ — Rudawy Janowickie metamorphic complex; SKC — South Karkonosze metamorphic complex; SMC — Strzelin metamorphic complex; ZSTSZ — Złoty Stok–Trzebieszowice sinistral shear zone; ophiolites: B — Braszowice; NR — Nowa Ruda; S — Ślęża



Ryc. 8. Prawoskrętny zwrot ścinania ortognejsów („górną” ku NNE) wyznaczony przez porfiroklasty typu σ i δ ekstensyjne pasemka ścinania typu C' oraz wergencję asymetrycznych, wąskopromiennych fałdów. Kopuła orlicko-śnieżnicka; okolice Stronia Śląskiego. Przekrój prostopadły do foliacji i równoległy do lineacji z rozciągania. Skala w cm

Fig. 8. Dextrally sheared orthogneisses (top-to-the-NNE) defined by σ — and δ —type porphyroclasts, C'—type extensional asymmetric shear bands and asymmetry of tight folds. Orlica—Śnieżnik dome; Stronie Śląskie vicinity. Section perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation. Scale in cm

zasadniczo ku N, nie mogą być jednak uznane za „sprawcze” kliny terranowe (skorupowe) wywołujące tektonikę ucieczkową na obszarze Masywu Czeskiego (Finger & Steyrer, 1995; Unrug i in., 1999). Jednakże, do potencjalnych „sprawczych” klinów można zaliczyć jedynie dwa fragmenty skorupy: środkowosudecką i Tepli-Barrandianu (ryc. 1), wydłużone zasadniczo w kierunku NE–SW i położone w osiowej (centralnej) części Masywu Czeskiego. Ich szczególną cechą jest przede wszystkim fakt, że oddzielają one — od NW — zespół terranów saksońsko-turyngijskiego i lużyckiego od zespołu terranów moldanubskiego i morawsko-śląskiego, położonych na SE i E peryferiach Masywu Czeskiego (ryc. 1).

Klin środkowosudecki. Ten pierwszy z omawianych potencjalnych klinów terranowych jest strukturą złożoną, zbudowaną z terranu (bloku) sowiogórskiego i środkowosudeckiej asocjacji ofiolitowej. Na jego SW przedłużeniu występuje znacznie rozleglejszy od niego klin terranowy Tepli-Barrandianu. Klin środkowosudecki jest ograniczony od wschodu lewoskrętną, podatną strefą ścinania Niemczy (np. Cymerman, 1993; Cymerman & Piasecki, 1994; Mazur & Puziewicz, 1995; Aleksandrowski i in., 1997), a od zachodu — prawoskrętną (ryc. 3), transpresyjną strefą ścinania Leszczyńca (Cymerman, 1996; Cymerman & Piasecki, 1994). Północno-zachodnią granicę klinu środkowosudeckiego wyznacza tzw. linia Kaczawy (Cymerman & Piasecki, 1994; Cymerman i in., 1997) o rozpoznanej ostatnio lewoskrętnej tektonice transpresyjnej (kombinacji procesów nasunięciowych w warunkach podatno-kruchych i kruchych, głównie ku W oraz lewoskrętnych przemieszczeń).

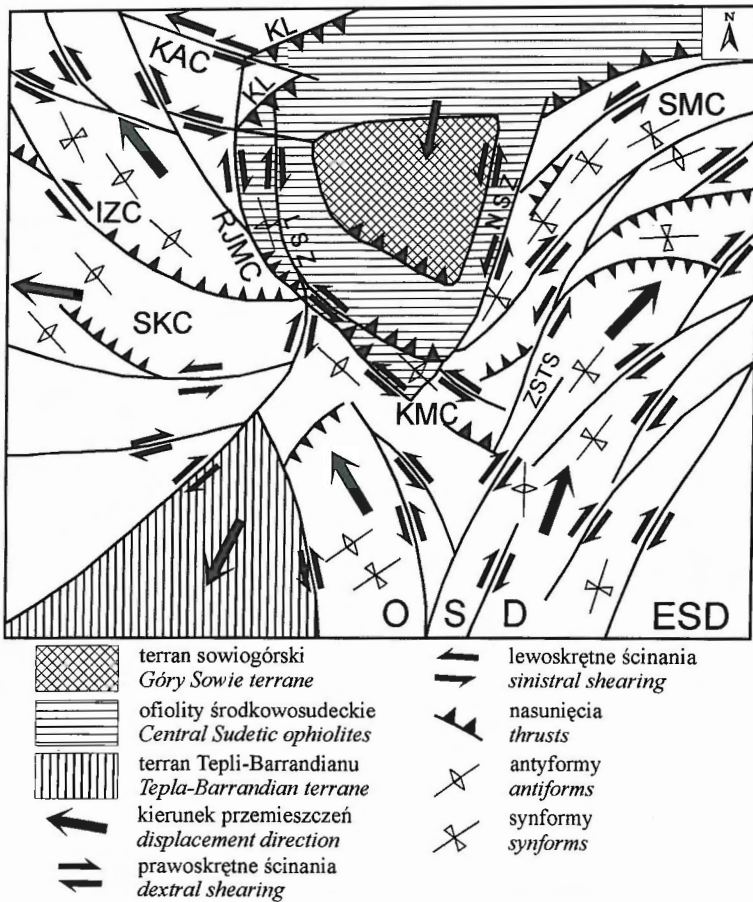
Kluczowa dla wszelkich rozważań regionalnych, pozycja tektoniczna metamorfiku sowiogórskiego była odmiennie interpretowana przez różnych badaczy. Metamorfik ten uważano albo za masyw śródgórski, wokół którego doszło do zmiany kierunków struktur tektonicznych w sąsiednich jednostkach geologicznych (Bederke, 1924), albo za płaszczowinę (krę) fragmentu skorupy typu moldanubskiego, nasuniętą ku N (Kossmat, 1927). Jednak, od czasu wpro-

wadzenia założeń tektoniki płytowej do rozważań o ewolucji Sudetów, metamorfik sowiogórski uznano za mikroplątę (Cwojdzński, 1977) lub terran (np. Cymerman, 1991; Oliver i in., 1993, Cymerman i in., 1997). Cwojdzński (1977) zakładał jego pochodzenie z obszaru Baltiki. Jednak, ostatnio Kröner & Hegner (1998) uznali terran sowiogórski za fragmentem północnej części tarczy gujańskiej, od której został on oderwany w późnym prekambrze i razem z innymi fragmentami wcielony do E części tzw. superterrany Avalonii. Z kolei Cymerman (1998) uważa ten terran za fragment zniszczonego kaledońskiego łuku pery-bałtyckiego, umiejscowionego w strukturach sudeckich podczas orogenezy waryscyjskiej. Południowo-zachodni kierunek transportu tektonicznego terranu sowiogórskiego dokumentują najlepiej rozwinięte podatne strefy ścinania — na jego południowo-zachodnich peryferiach — wśród pasm ortognejsów oczkowych (ryc. 4).

Śródkowosudecka asocjacja ofiolitowa jest zbudowana ze skał zasadowo-ultrazasadowych charakteryzujących się głównie składem geochemicznym o typie N–MORB (Majerowicz & Pin, 1994). Dane izotopowe dla kogenitycznych gabr wahają się od ok. 420 mln lat (metoda U–Pb, cyrkon; Oliver i in., 1993) do prawie 350 Ma (metoda Sm–Nd, cała skała; Pin i in., 1988). Jednak, ten ostatni „wiek” jest w sprzeczności z danymi geologicznymi, ponieważ otoczaki gabrowe występują już w fameńskich wapieniach na Górze Wapnicy w strukturze bardzkiej (np. Haydukiewicz, 1990).

Najnowsze dane radiometryczne z terranu sowiogórskiego wskazują na dolnoordowicki wiek magmowego protolitu gnejsów (Oliver i in., 1993; Kröner & Hegner, 1998). Na obszarze tego terranu nie udokumentowano dotychczas metamorficznych cyrkonów wieku kadamskiego, tak bardzo charakterystycznych dla północnych peryferii Gondwany. Wskazuje to pośrednio, że dominujący obszarowo granitoidowy protolit gnejsów i migmatytów sowiogórskich intrudował w dolnym ordowiku w niezmetamorfizowane jeszcze osady. W przeciwieństwie do metamorfiku sowiogórskiego, na innych obszarach Masywu Czeskiego wieki radiometryczne detrytycznych cyrkonów dokumentują ich pochodzenie z wyniesionych już części orogenu kadamskiego (panafrykańskiego).

Wykonane metodą U–Pb i Rb–Sr oznaczenia radiometryczne z terranu sowiogórskiego (van Breemen i in., 1988) wskazywały na młodsze od 400 mln lat procesy metamorficzne. Jednak, te dane radiometryczne, zarówno wykonane metodą Rb–Sr, jak i metodą ^{40}Ar – ^{39}Ar — mieszczące się w przedziale 330–319 mln lat (Oliver & Kelley, 1993) — odzwierciedlają schyłkowe procesy metamorficzne (termicznej) historii skał z terranu sowiogórskiego podczas orogenezy waryscyjskiej i jej końcowe wyniesienie z głębszych części litosfery. Żelaźniewicz (1990) na podstawie oznaczeń radiometrycznych (van Breemen i in., 1988) umiejscowił w skali czasowej pięć — wydzielonych przez siebie — faz deformacji (D_1 – D_5) i uznał, że ewolucja tektonometamorficzna terranu sowiogórskiego była związana zasadniczo z orogenezą waryscyjską. Jednak nowe datowania radiometryczne podważyły ten sekwencyjny schemat, wskazując na możliwość wcześniejszej, kaledońskiej ewolucji tektonometamorficznej terranu sowiogórskiego (Oliver i in., 1993, Kröner & Hegner, 1998). Jeżeli schemat pięciu odrębnych faz deformacji Żelaźniewicza (np. 1990) jest prawidłowy, to — uwzględniając najnowsze datowania cyrkonów (Kröner & Hegner, 1998) — rozwój strukturalny terranu sowiogórskiego z ostatnią fazą deformacji (D_5) powinien zakończyć się na pograniczu ordowiku i syluru. Jednak, wiele danych wskazuje, że warunki regionalnego metamorfizmu terranu sowiogórskiego, poczynając od facji granulitowej (ok. 400 mln lat),



Ryc. 9. Model skośnej akrecji klinu środkowosudeckiego (terran sowiogórski + ofiolity środkowosudeckie) na północnych peryferiach Masywu Czeskiego (Sudety). Synchroniczny lub prawie synchroniczny rozwój zlokalizowanych podatnych stref ścinania i porozdzielanie deformacyjne na domeny lewoskrętnej i prawoskrętnej transpresji, odpowiednio w zachodniej i wschodniej części Sudetów. ESD — kopuły metamorficzne Sudetów Wschodnich; IZC — izerski kompleks metamorficzny; KAC — kaczawski kompleks metamorficzny; KL — linia Kaczawy; KMC — kłodzki kompleks metamorficzny; LSZ — strefa ścinania Leszczyńca; NSZ — strefa ścinania Niemczy; OSD — kopuła orlicko-śnieżnicka; SKC — kompleks metamorficzny Południowych Karkonoszy; SMC — strzeleński kompleks metamorficzny; ZSTSZ — strefa ścinania Złoty Stok-Trzebieżowice

Fig. 9. Model of the oblique accretion of the Middle Sudetic indenter (Góry Sowie terrane and Central Sudetic ophiolites) into the northernmost part of the Bohemian Massif (Sudetes). Contemporaneous or pene-contemporaneous development of localized ductile shear zones and deformation partitioning into domains of sinistral and dextral transpression in western and eastern parts of the Sudetes, respectively. ESD — Eastern Sudetes metamorphic domes; IZC — Izera metamorphic complex; KAC — Kaczawa metamorphic complex; KL — Kaczawa tectonic line; KMC — Kłodzko metamorphic complex; LSZ — Leszczyńiec shear zone; NSZ — Niemcza shear zone; OSD — Orlica-Śnieżnik dome; SKC — South Karkonosze metamorphic complex; SMC — Strzelin metamorphic complex; ZSTSZ — Złoty Stok-Trzebieżowice shear zone

poprzez amfibolitową (ok. 380–370 mln lat) do zieleńcowej panowały tam jeszcze przez ponad 100 mln lat (do wizenu środkowego). Wizeńskiego wieku (ok. 335–330 mln lat) był także synkinematyczny magmatyzm w strefie ścinania Niemczy (Steltenpohl i in., 1993, Oliver i in., 1993, Kröner & Hegner, 1998). W przeciwieństwie do sylurskiego wysokociśnieniowego metamorfizmu terranu sowiogórskiego (O'Brien i in., 1997; Kröner & Hegner, 1998), na obszarze sąsiedniego terranu moldanubskiego jest znany jedynie dolnokarboński metamorfizm wysokociśnieniowy (351–338 mln lat) interpretowany jako czas

regionalnego metamorfizmu granulitowego (np. Wendt i in., 1994; Kotkova i in., 1995).

Klin Tepli-Barrandianu. Ten potencjalny megaklin terranowy był w ostatnich latach przedmiotem szczególnie intensywnych badań, przede wszystkim geologów niemieckich (np. Zulauf, 1994, 1995; Zulauf & Helferich, 1997; Zulauf i in., 1997; Propach & Pfeiffer, 1998; Ihlenfeld i in., 1998; Dörr i in., 1996, 1998; Weger i in., w druku), a także czeskich (np. Patočka i in., 1993, 1994; Kachlik, 1993; Holubec, 1995; Pitra & Schulmann, 1998; Dallmeyer & Urban, 1998; Pitra i in., 1999). Terran Tepli-Barrandianu ze względu na swoje centralne położenie w Masywie Czeskim jest kluczowy dla wszelkich rekonstrukcji geotektonicznych warwycydów środkowoeuropejskich.

Od dziesięcioleci toczy się rozległa debata na temat wieku metamorfizmu i deformacji obszaru terranu Tepli-Barrandianu. Większość badaczy zakładała, że cała jego historia tektonometamorficzna była związana z orogenezą kadomską. I tak na przykład Pitra i Schulmann (1998) uważali, że kadomska deformacja wyrażona jest zafałdowaniem łupków górnoproterozoicznych w wąskopromienne fałdy stojące o osiach zorientowanych prawie południkowo (ryc. 5). Matte i in. (1990) natomiast, argumentowali za waryscyjską ewolucją tego terranu. Dörr i in. (1996, 1998) udokumentowali (metoda U-Pb, cyrkon) kambryjski wiek magmowego protolitu gnejsów (od ok. 511 do 524 mln lat). Te kambryjskie ortognejsy przecinają wcześniejsze (kadomskie) izogrady metamorfizmu typu Barrovian charakterystyczne dla proterozoicznych rozległych utworów wulkaniczno-osadowych. Kambryjski magmatyzm wykazuje cechy magmatyzmu wapniowo-alkalicznego, związanego z zanikaniem późnokadomskiej subdukcji lub asymilacji skał pochodzących z łuku kadomskiego. Ten głównie wczesnokambryjski magmatyzm jest interpretowany jako odmienne zjawisko od górnokambryjsko-wczesnoordowickiego magmatyzmu znanego z obszaru terranu saksońsko-turyngijskiego, wskazującego na rozpoczęcie procesu dryftu tego terranu — będącego fragmentem superterrany armorykańskiego — od Gondwany.

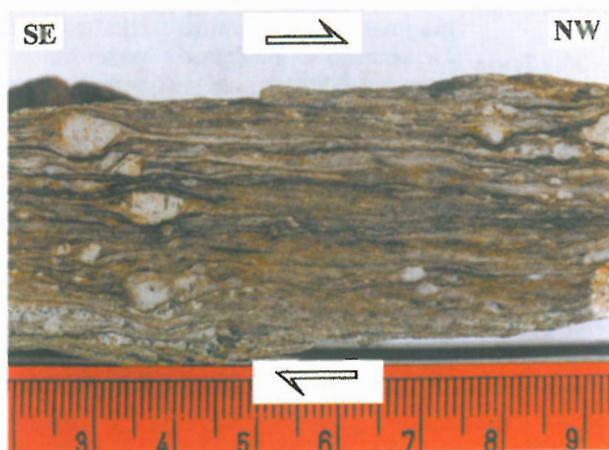
Terran Tepli-Barrandianu charakteryzuje się dużą różnicą w ewolucji tektonicznej i metamorficznej w stosunku do sąsiednich terranów: moldanubskiego i saksońsko-turyngijskiego. Na tej podstawie Pitra i Schulmann (1998) sugerowali, że terran Tepli-Barrandianu — po wczesnowaryscyjskim rozwoju systemu płaszczowin moldanubskich — był transportowany do obecnej pozycji w czasie późnowaryscyjskich deformacji. Spowodować to miało rozerwanie zakładanej ciągłości pomiędzy terranami moldanubskim i saksońsko-turyngijskim (Pitra & Schulmann, 1998). Weger i in. (w druku) sugerują dość podobnie, że terran Tepli-Barrandianu stopniowo wklinał

się ku SW w wyniku rozpoczęcia procesu subdukcji skierowanej zasadniczo ku N przed ok. 420 mln lat temu (von Quadt & Gebauer, 1993; O'Brien 1997). Do kolizji tego terranu z płytą moldanubską doszło najprawdopodobniej prawie 390 mln lat temu, a w jej wyniku — do wyniesienia terranu Tepli-Barrandianu (370–380 mln lat) i klastycznej sedymentacji w basenie Barrandieniu. Podłoże kadomskie terranu Tepli-Barrandianu jest niezgodnie przykryte przez niezmetamorfizowane utwory kambryjsko-środkowodewońskie basenu Barrandianu, które zostały lokalnie intensywnie zdeformowane podczas orogenezy waryscyjskiej (ryc. 6).

Kontakty terranu Tepli-Barrandianu z sąsiednim terranem moldanubskim, charakteryzującym się metamorfizmem niskociśnieniowym i wysokotemperaturowym oraz rozwojem migmatytów (ok. 320 mln lat), są wyraźne licznymi, regionalnymi, przesuwczymi strefami uskoku — podatno-kruchymi i kruchymi (Zulauf, 1994, 1995; Pitra i in., 1999). Obecnie dobrze są udokumentowane lewoskrętne ruchy przesuwcze w środkowoczeskiej strefie ścinania, oddzielającej terran Tepli-Barrandianu od terranu moldanubskiego. Po NW stronie terranu Tepli-Barrandianu jest wykształcona tzw. zachodnioczeska strefa ścinania ze składową prawoskrętną. Obydwe wymienione strefy regionalnego ścinania — o przeciwnych jednak zwrotach — prawdopodobnie rozwijały się synchronicznie w wyniku kompresji zorientowanej w kierunku N–S (Zulauf, 1995; Pitra i in., 1999). I chociaż dostępne obecnie dane geochronologiczne nie dostarczają jeszcze jednoznacznej odpowiedzi na temat czasu ostatecznej akrecji terranu Tepli-Barrandianu do terranów moldanubskiego i saksońsko-turyngijskiego, to najprawdopodobniej do ostatecznej akrecji doszło podczas schyłkowych faz orogenezy waryscyjskiej, jeszcze przed stefanem, czyli przed ok. 300 mln lat temu.

Model tektoniki ucieczkowej w Sudetach

Po skrótowym przedstawieniu dwóch potencjalnych klinów terranowych Masywu Czeskiego (środkowosudeckiego i Tepli-Barrandianu) pozostaje jeszcze do rozpatrzenia wpływ ich umiejscawiania, czy ściślej procesu ich



Ryc. 10. Intensywnie ścinany ortognejs izerski (ultramylonit) z relikami porfiroklastów typu σ . Przemieszczenia „góra” ku NW. Okolice Żłotnik Lubańskich. Przekrój prostopadły do foliacji i równoległy do lineacji z rozciągania. Skala w cm

Fig. 10. Strongly sheared Ižera orthogneiss (ultramylonite) with relicts of σ -type porphyroclasts. Sense of shearing with the top-to-the-NW. Żłotniki Lubańskie vicinity. Section perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation. Scale in cm

„rozpychającego wciskania” na rozwój struktur tektonicznych w sąsiednich jednostkach. Rozwój regionalnych i lokalnych stref ścinania, coraz lepiej udokumentowanych z Masywu Czeskiego, może być rozpatrywany jako potencjalne trajektorie ucieczki domen skalnych „naciskanych” przez umiejscawiany klin. Jednak proces ten odbywał się na różnych poziomach litosfery. Dlatego też, w przeciwieństwie do zakładanego i modelowego silnego „twardziela” (ang. *indenter*) wpychanego w słabszy reologicznie materiał (np. Ratschbacher i in., 1991), w dolnej i środkowej części litosfery właściwości reologiczne skał budujących umiejscawiany klin (twardziela) i jego otoczenia będą raczej zbliżone. Także geometria klinów mogła mieć dość złożone kształty zarówno w profilu, jak i planie (np. Schmid i in., 1997; Stampfli & Marchant, 1997); dodatkowo mogła być ona modyfikowana podczas raczej długotrwałego procesu wklínowywania. Sama aktywność tego procesu mogła także się zmieniać w różnych przedziałach czasowych. Wszystkie z tych wymienionych czynników, a także dodatkowo inne (np. zmiany temperatury i tempa odkształcenia, obecność fluidów) powodują ogromne trudności w jednoznacznym ustaleniu rozwoju struktur tektonicznych wywołanych boczną ucieczką domen skalnych podczas skośnej kolizji płyt.

Obecnie dwa zasadnicze modele mechaniczne mogą — razem lub osobno — tłumaczyć rozwój niektórych regionalnych cech strukturalnych i kinematycznych w całych Sudetach (ryc. 7) jako wynik:

- 1) transpresyjnej deformacji wzdłuż wcześniejszych stref osłabienia (np. wzdłuż granic terranów),
- 2) umiejscowienia klinu środkowosudeckiego od NE i wywołanego nim procesu tektoniki ucieczkowej.

Deformacja transpresyjna w Sudetach zaznaczyła się wyraźnie w górnym dewonie w warunkach lokalnego wysokociśnieniowego metamorfizmu regionalnego i kontynuowała się w dolnym karbonie z rozległymi przemieszczeniami wewnątrz skorupowymi w warunkach facji zieleńcowej i amfibolitowej. Procesy deformacji transpresyjnej zaznaczyły się najwyraźniej we wschodniej części Sudetów. Dobrze udokumentowany proces prawoskrętnej transpresji na obszarze terranu moldanubskiego (m.in. kopuły orlicko-śnieżnickiej) obejmuje jednocześnie skracenie w kierunku W–E i transport tektoniczny skierowany zasadniczo ku N (Cyerman, 1992; 1997). Na obszarze terranu moldanubskiego doszło do prawoskrętnych przemieszczeń wyżejległych domen skalnych w kierunku ku NNE (ryc. 8). Przemieszczenia te tłumaczono efektem skośnej, waryscyjskiej kolizji terranów moldanubskiego i morawskiego (np. Cyerman, 1997). Jedyne w NE części kopuły orlicko-śnieżnickiej, podobnie jak i w strefie ścinania Żłoty Stok–Trzebieszowice, zwrot ścinania był lewoskrętny („góra” ku SSW) (Cyerman, 1996a, 1997). Ta zmiana kinematyki w tej części Sudetów, może być najprościej wytłumaczona wciskaniem SE narożnika klinu środkowosudeckiego w obręb terranu moldanubskiego (ryc. 9), co spowodowało zmianę regionalnego zwrotu ścinania, a tym samym kierunku transportu tektonicznego na obszarze tzw. wirgacji łądeckiej.

Jednak model tektoniki ucieczkowej wydaje się najlepiej odnosić do zachodniej części Sudetów (obszarów metamorfików izerskiego, Południowych Karkonoszy i kaczawskiego). W wyniku bocznego i skośnego umiejscawiania klinu środkowosudeckiego doszło tam do lewoskrętnej transpresji i ucieczki domen skalnych głównie ku W, a także ku SW i NW (ryc. 9). Dla tego obszaru najlepiej też pasuje eksperymentalny model Tapponiera i in. (1982). Na obszarze zachodniej części Sudetów występują licznie, heterogeniczne, zlokalizowane i anastomozujące strefy

ścinań o różnych rozmiarach. Strefy te odznaczają się zmienną pod względem stopnia intensywności deformacją typu ścinania prostego (Cymerman, 1994). Na szczegółowych mapach geologicznych metamorfiku izerskiego są widoczne makrosoczewowe struktury, zbudowane na ogół z kilkusetmetrowej długości soczew niezdeformowanego protolitu granitoidowego, otoczone przez — w różnym jednak stopniu — zmylonityzowane gnejsy (ryc. 10). Lineacje z rozciągania, czyli struktury liniowe zorientowane równolegle do osi X elipsoidy odkształcenia całkowitego, posłużyły do wyznaczenia kierunku transportu tektonicznego (ryc. 7). W tej części Sudetów orientacja lineacji z rozciągania jest zorientowana głównie w kierunku NW–SE, rzadziej — W–E lub SW–NE. Wskaźniki ścinania wskazują na przemieszczanie wyżejległych domen ku NW (ryc. 10), W lub SW.

Podobny model tektoniki ucieczkowej można także odnieść dla innych części terranu saksońsko-turyngijskiego (np. Gór Kruszcowych). Regionalna lineacja z rozciągania jest tam zorientowana przeważnie w kierunku WNW–ESE. Podczas orogenezy waryscyjskiej doszło tam m.in. do nasunięcia ku WNW eklogitów i granulitów wzdłuż słabszych reologicznie horyzontów w środkowej części metamorficznych kompleksów Gór Kruszcowych (np. Pitra & Schulmann, 1998).

Wnioski

Rozwój niektórych, regionalnych cech strukturalnych (np. trajektorie przebiegu mylonitycznej foliacji, orientacje lineacji z rozciągania) i kinematycznych (kierunki i zwroty ścinania podatnego) z różnych jednostek geologicznych SW Polski, głównie jednak z zachodniej części Sudetów, można wytłumaczyć modelem tektoniki ucieczkowej. Ten rodzaj tektoniki w Sudetach mógł zostać wywołany wciskaniem od NE klinu środkowosudeckiego w strefie kontaktu terranów saksońsko-turyngijskiego i łuzycyjskiego z terranami moldanubskim i morawsko-śląskim. Podobny wpływ na rozwój struktur tektonicznych w sąsiednich terranach wywołało umiejscowienie („zadokowanie”), także od NE, większego jednak rozmiarami klinu terranowego Tepli-Barrandianu. Obok danych strukturalno-kinematycznych, także zachowane relikty silnie rozczłonkowanych tektonicznie fragmentów ofiolitów w regionalnych strefach ścinania występujących na granicach tych potencjalnych klinów, a także wyraźnie odrębny charakter, wiek i pochodzenie tych wydzielonych tutaj klinów popierają dodatkowo roboczy model tektoniki ucieczkowej w Masywie Czeskim i jego marginalnej części, jaką są Sudety (*sensu lato*).

Autor serdecznie dziękuje Panu Dr. Jerzemu Żabie za cenne udoskonalenia redakcyjne, a zwłaszcza sugestie terminologiczne oraz Pani Irenie Frątczak za techniczne przygotowanie rycin.

Literatura

- ALEKSANDOROWSKI P., KRYZA R., MAZUR S. & ŻABA J. 1997 — Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 134: 727–739.
- ANDERSON T.A. 1975 — Carboniferous subduction complex in the Harz Mountains, Germany. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86: 77–82.
- BEARD B.L., MEDARIS L.G., JOHNSON C.M., BRUECKNER H.K. & MISAŘ Z. 1992 — Petrogenesis of Variscan high-temperature group A eclogites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contr. Miner. Petrology*, 111: 468–483.
- BEARD B.L., MEDARIS L.G., JOHNSON C.M., JELINEK E., TONIKAJA J. & RICIPUTI L.R. 1995 — Geochronology and geochemistry of eclogites from the Marianske Lazne Complex, Czech Republic: implications for Variscan orogenesis. *Geol. Rdsch.*, 84: 552–567.
- BEDERKE E. 1924 — Das Devonian in schlesien und das Alter der sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. Paläont.*, 7: 1–55.
- BOGACZ W. & KROKOWSKI J. 1981 — Rotation of the basement of the upper Silesian Coal Basin. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51: 361–381.
- BRAUSE H. 1975 — Paläodrift — Tektonik in Mitteleuropa. *Z. Angew. Geol.*, 21: 338–349.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W. & TOMCZYK H. 1983 — Paleozoiczne ruchy przesuwce w południowej Polsce. *Prz. Geol.*, 31: 651–658.
- BUJA Z. 1994 — Problemy stratygrafii i rozwój osadów dolnego paleozoiku na NE krawędzi Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Przew. 65 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 31–57.
- BULAJ Z., JACHOWICZ M. & ŻABA J. 1997 — Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (southern Poland). *Geol. Mag.*, 134: 669–677.
- BURKE K. & SENGÖR A.M.C. 1986 — Tectonic escape in the evolution of the continental crust. [In:] Barazangi M. & Brown L. (eds.) — *The continental crust Geodynamic Series 14*. Am. Geophys. Union, Washington D.C.: 41–53.
- CWOJDZIŃSKI S. 1977 — Główne etapy ewolucji tektogenu waryscyjskiego Polski w świetle teorii tektoniki płyt. *Prz. Geol.*, 25: 579–583.
- CYMERMAN Z. & PIASECKI M. A. 1994 — The terrane concept in the Sudetes. *Geol. Quart.*, 38: 191–210.
- CYMERMAN Z. 1991 — Czy w Sudetach istnieją terrany? *Prz. Geol.*, 39: 450–456.
- CYMERMAN Z. 1992 — Rotational ductile deformations in the Śnieżnik metamorphic complex (Sudetes). *Geol. Quart.*, 36: 393–420.
- CYMERMAN Z. 1993 — Pozycja tektoniczna jednostki siewickiej — uwagi do modelu niezakorzenionych waryscyjskich płaszczowin krystalicznego podłoża na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, 39: 450–457.
- CYMERMAN Z. 1994 — Strefy ścinania w metamorfiku izerskim, Sudety. *Prz. Geol.*, 42: 264–270.
- CYMERMAN Z. 1996a — The Złoty Stok–Trzebieszowice regional shear zone: the boundary of terranes in the Góry Złote Mts. (Sudetes). *Geol. Quart.*, 40: 89–118.
- CYMERMAN Z. 1996b — Transpresja i ekstensja w Rudawach Janowickich (Sudety Zachodnie). *Prz. Geol.*, 44: 1211–1216.
- CYMERMAN Z. 1997 — Structure, kinematics and an evolution of the Orlica–Śnieżnik Dome, Sudetes. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 156: 1–120.
- CYMERMAN Z. 1998 — The Góry Sowie terrane: a key to understanding the Palaeozoic evolution of the Sudetes area and beyond. *Geol. Quart.*, 42: 379–400.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M. A. & SESTON R. 1997 — Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 134: 717–725.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — *Tektonika*. PWN.
- DALLMEYER R.D. & URBAN M. 1998 — Variscan vs Cadomian tectonothermal activity in northwestern sectors of the Teplá-Barrandian zone, Czech Republic: constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages. *Geol. Rdsch.*, 87: 94–106.
- DÖRR W., FIALA J., PHILIPPE S., VEJNAR Z. & ZULAUF G. 1996 — Evidence for a pervasive Cambrian magmatism in the Teplá-Barrandian: continental break up? *Terra Nostra* 96: 39–43.
- DÖRR W., FIALA J., VEJNAR Z. & ZULAUF G. 1998 — U–Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). *Geol. Rdsch.*, 87: 135–149.
- ELLIS S. 1996 — Forces driving continental collision: reconciling indentation and mantle subduction tectonics. *Geology*, 24: 699–702.
- ENGLAND P.C. & HOUSEMAN G.A. 1988 — The mechanics of the Tibetan Plateau. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.*, 326: 301–320.
- FINGER F. & STEYRER H.P. 1995 — A tectonic model for the eastern Variscides: indications from a chemical study of amphibolites in the South-Eastern Bohemian Massif. *Geologica Carpathica*, 46: 137–150.
- FINGER F., VON QUADT A., PIN C. & STEYRER H.P. 1998 — The ophiolite chain along the western Moravo-Silesian plate margin — a trace of the Rhenish suture? *Acta Universit. Carolinae. Geologica*, 42: 244–245.
- FRANKE W. 1989 — Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Central Europe. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 230: 67–90.
- FRANKE W., DALLMEYER R.D. & WEBER K. 1995 — Geodynamic evolution. [In:] Dallmeyer R.D., Franke W. & Weber K. (eds.) — *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Berlin, New York: Springer: 579–593.
- GLEN R.A., SCHEIBNER E. & VANDEN BERG AHM 1992 — Paleozoic intraplate escape tectonics in Gondwanaland and major strike-slip duplication in the Lachlan orogen of southeastern Australia. *Geology*, 20: 795–798.
- HARAŃCZYK C. 1982 — Nowe dane do poznania kaledońskiego górotworu krakowidów. *Przew. 54 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Sosnowiec*: 90–101.

- HARAŃCZYK C. 1994 — Kaledońskie Krakowidy jako górotwór transpresyjny. *Prz. Geol.*, 42: 893–901.
- HAYDUKIEWICZ J. 1990 — Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Góry Bardzkie and some remarks on their sedimentation (Poland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 179: 275–284.
- HOLUBEC J. 1995 — Structure of the Teplá-Barrandian zone. [In:] *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe* (Dallmeyer R.D., Franke W. & Weber K., eds.). Berlin, New York, Springer: 392–397.
- IHLENFELD C., ROHRMÜLLER J. & KÖHLER H. 1998 — The Tepla-Barrandian-Moldanubian boundary: isotopic investigations on rocks and minerals from the Rittsteig drilling (NE-Bavaria, Germany). [In:] *Challenges to chemical geology, refereed papers from MAEGS 10* (Novak M. & Rosenbaum J., eds.). Czech Geol. Survey, Prague: 69–92.
- KACHLIK V. 1993 — The evidence for Late Variscan nappe thrusting of the Mariánské Lázně Complex over the Saxothuringian terrane (West Bohemia). *J. Czech Geol. Soc.*, 38: 43–58.
- KOSSMAT F. 1927 — *Gliederung des varistischen Gebirgsbaues*. Abh. schs. geol. Landesamtes, 1: 1–39. Leipzig.
- KOTAS A. 1982 — *Zarys budowy geologicznej Górnoląskiego Zagłębia Węglowego*. Przew. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Sosnowiec: 45–72.
- KOTKOVA J., KRÖNER A., TODT W. & FIALA J. 1995 — Zircon dating of North Bohemian granulites, Czech Republic: further evidence for the Lower Carboniferous high-pressure event in the Bohemian Massif. *Geol. Rdsch.*, 85: 154–161.
- KRÖNER A. & HEGNER E. 1997 — 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. *J. Geol. Soc.*, London, 155: 711–724.
- MAJEROWICZ A. & PIN C. 1992 — The main petrological problems of the Mt. Ślęza ophiolite complex, Sudetes, Poland. *Zbl. geol. Paläont.*, 1: 989–1018.
- MATTE P. 1991 — Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe. *Tectonophysics.*, 196: 309–337.
- MATTE P., MALUSKI H., RAJLICH P., & FRANKE W. 1990 — Terrane boundaries in the Moldanubian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, 177: 151–170.
- MAZUR S. & PUZIEWICZ J. 1995 — Mylonity strefy Niemczy. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 64: 23–52.
- NARĘBSKI W., DOSTAL J. & DUPUY C. 1986 — Geochemical characteristics of Lower Paleozoic spilite-keratophyre series in the Western Sudetes (Poland): petrogenetic and tectonic implications. *N. Jb. Miner. Abh.*, 155: 243–258.
- O'BRIEN P.J. 1997 — Garnet zoning and reaction textures in overprinted eclogites, Bohemian Massif, European Variscides: a record of their thermal history during exhumation. *Lithos*, 41: 119–133.
- O'BRIEN P.J., KRÖNER A., JACKEL P., HEGNER E., ŻELAŻNIEWICZ A. & KRYZA R. 1997 — Petrological and isotopic studies on Palaeozoic high-pressure granulites. Góry Sowie Mts., Polish Sudetes. *J. Petrol.*, 38: 433–456.
- OCZLON M.S. 1992 — Gondwana and Laurussia before and during the Variscan orogeny in Europe and related areas. *Heidelberger Geowiss. Abh.*, 53: 1–56.
- OLIVER G.J. & KELLEY S. 1993 — ⁴⁰Ar–³⁹Ar fusion ages from the Polish Sudetes: Variscan tectonothermal reworking of Caledonian protoliths. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 21: 321–334.
- OLIVER G.J., 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.
- PARIS F. & ROBARDET M. 1990 — Early Palaeozoic paleobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics*, 177: 193–213.
- PASZKOWSKI M., NARĘBSKI W. & WAJSPRYCH B. 1990 — Paleozoic evolution of terranes — basins system of Lugosudeticum. [In:] *Abstracts. IGCP 233 Intern. Conf. Paleozoic Orogens in Central Europe*. Göttingen–Giessen.
- PATOČKA F., GALLE A., VAVROVÁ M. & VLAŠIMSKÝ P. K. 1994 — Early Paleozoic evolution of the Barrandian terrane, Bohemian Massif, Czech Republic: paleotectonic implications of sedimentary, fossil and volcanic record. *J. Czech Geol. Soc.*, 39: 82–83.
- PATOČKA F., VLAŠIMSKÝ P. & BLECHOVÁ K. 1993 — Geochemistry of Early Paleozoic volcanics of the Barrandian basin (Bohemian Massif, Czech Republic): implications for paleotectonic reconstructions. *Jahrb. Geol. Bundesanstalt*, 136: 871–894.
- PIN C. 1990 — Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, 177: 215–227.
- PIN C., MAJEROWICZ A. & WOJCIECHOWSKA I. 1988 — Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd–Sr isotope and trace element evidence. *Lithos*, 21: 195–209.
- PITRA P. & SCHULMANN K. 1998 — Controversies of the position of the Barrandian terrane within the Bohemian Massif. *Tectonics*, 18: 501–519.
- PITRA P., BURG J.–P. & GUIRAUD M. 1999 — Late-Variscan strike-slip tectonics between the Teplá-Barrandian and Moldanubian terranes (Czech Bohemian Massif): petrostructural evidence. *J. Geol. Soc.*, London, 156: 1003–1020.
- PROPACH G. & PFEIFFER T. 1998 — Ocean floor basalt, not continental gabbro: a reinterpretation of the Hoher Bogen amphibolites, Teplá-Barrandian, Bohemian Massif. *Geol. Rundsch.*, 87: 303–313.
- RAJLICH P. 1990 — Strain and tectonic styles related to Variscan transpression and transtension in the Moravo-Silesian Culmian basin, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Tectonophysics*, 174: 351–367.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H.G. & MERLE O. 1991 — Lateral extrusion in the eastern Alps, part 2: structural analysis. *Tectonics*, 10: 257–271.
- SCHMID S.M., PFIFFNER O.A. & SCHREURS G. 1997 — Geological structure and evolution of the Alps 14: rifting and collision in the Penninic zone of Eastern Switzerland. [In:] *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20* (Piffner O.A., Lehner P., Heitzmann P., Mueller S. & Steck A., eds.). Birkhäuser Verlag, Basel: 160–185.
- STAMPFLI G.M. & MARCHANT R.H. 1997 — Geological structure and evolution of the Alps 17: Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. [In:] *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20* (Piffner O.A., Lehner P., Heitzmann P., Mueller S. & Steck A., eds.). Birkhäuser Verlag, Basel: 223–239.
- STELTENPOHL M.G., CYMERMAN Z., KROGH E. & KUNK M.J. 1993 — Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland. *Geology*, 21: 1111–1114.
- TAPPONNIER P., PELTZER G., LE DAIN A.Y., ARMIJO R., & COBOLD P.R. 1982 — Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10: 611–616.
- UNRUG R., HARAŃCZYK C. & CHOCYK-JAMIŃSKA M. 1999 — Easternmost Avalonian and Armorican-Cadomian terranes of central Europe and Caledonian-Variscan evolution of the polydeformed Kraków mobile belt: geological constraints. *Tectonophysics*, 302: 133–157.
- VAN BREEMEN O., BOWES D.R., AFTALION M. & ŻELAŻNIEWICZ A. 1988 — Devonian tectonothermal activity in the Sowie Góry gneissic block, Sudetes, Southwestern Poland: evidence from Rb–Sr and U–Pb isotopic studies. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 3–19.
- VAUCHEZ A., KESSLER S.F., LÉCORCHÉ J.-P. & VILLENEUVE M. 1987 — Southward extrusion tectonics during the Carboniferous Africa — North America collision. *Tectonophysics*, 142: 317–322.
- VON QUADT A. & GEBAUER D. 1993 — Sm–Nd and U–Pb dating of eclogites and granulites from the Oberpfalz, NE-Bavaria, Germany. *Chemical Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*, 109: 317–339.
- WEGER M., MASCH L. & WILLEKE T. (w druku) — Ductile deformation of an indenter in the lower continental crust — the Hoher Bogen shear zone (Western Bohemian Massif, NE Bavaria). *Tectonophysics*.
- WENDT J.L., KRÖNER A., FIALA J. & TODT W. 1994 — U–Pb and Sm–Nd dating of Moldanubian HP/HT granulites from south Bohemia, Czech Republic. *J. Geol. Soc.*, London, 151: 83–90.
- WERNICKE B. & KLEPACKI D.W. 1988 — Escape hypothesis for the Stikine block. *Geology*, 16: 461–464.
- WIESER T. 1978 — Glaucophane schists and associated rocks of Kopina Mt. (Lasocki Range, Sudeten). *Miner. Pol.*, 9: 17–39.
- ZNOSKO J. 1981 — The problem of the oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes. *Bull. Polish Acad. Sci., Earth Sci.*, 29: 185–197.
- ZULAUF G. & HELFERICH S. 1997 — Strain and strain rate in a synkinematic trondhjemitic dike: evidence for melt-induced strain softening during shearing (Bohemian Massif, Czech Republic). *J. Str. Geol.*, 19: 639–652.
- ZULAUF G. 1994 — Ductile normal faulting along the West Bohemian shear zones (Moldanubian/Teplá-Barrandian boundary): evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan internides. *Geol. Rdsch.*, 83: 276–292.
- ZULAUF G. 1995 — Cadomian and Variscan tectonothermal events in the SW part of the Tepla — Barrandian Unit (Bohemian Massif, Czech Republic). *Zbl. Geol. Paläont.*, 1, 1993: 1515–1528.
- ZULAUF G., DÖRR W., FIALA J. & VEJNAR Z. 1997 — Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). *Geol. Rundsch.*, 86: 571–584.
- ŻABA J. 1995 — Uskoki przesuwcze strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prz. Geol.*, 43: 838–842.
- ŻABA J. 1996 — Późnokarbońska aktywność przesuwcza strefy granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prz. Geol.*, 44: 173–180.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1990 — Deformation and metamorphism in the Góry Sowie gneiss complex, Sudetes, SW Poland. *N. Jb. Geol., Paläont. Abh.*, 179: 129–157.