

20 lat tektoniki płyt w Sudetach

Zbigniew Cymerman*

Głównym celem artykułu jest przegląd najważniejszych aspektów w dotychczasowym rozwoju tektoniki płyt w Sudetach od 1977 r., kiedy to Cwojdzński opublikował pierwszą pracę geotektoniczną o ewolucji Sudetów opartą na założeniach tektoniki płyt. W artykule uwagę skierowano na najbardziej kluczowe publikacje i syntez regionalne o budowie geologicznej Sudetów, bazujące na modelach tektoniki płyt. Podkreślono zwłaszcza podobieństwa, a także różnice pomiędzy poszczególnymi publikacjami, co prowadzi do wniosku, że nadal pozostaje wiele kontrowersji dotyczących ewolucji geotektonicznej NE części Masywu Czeskiego. W szczególności dotyczy to kierunku, czasu i lokalizacji stref subdukcji. Konieczne są dalsze prace nad rozwojem terranów sudeckich i ich zależności z pozostałą częścią waryscydlów europejskich.

Słowa kluczowe: tektonika płyt, szwy kolizyjne, subdukcja, terrany, paleozoik, Sudety

Zbigniew Cymerman — 20 years of plate tectonics in the Sudetes. *Prz. Geol.*, 47: 666–675.

S u m m a r y. The aim of this paper is to summarize the more important aspects of plate tectonics in the Sudetes, SW Poland. In 1977 Cwojdzński wrote the first geotectonic paper which included plate tectonics to interpretation of the Variscan evolution of the Sudetes (NE part of the Bohemian Massif). Now, it is appropriate time to draw attention to key overviews, or regional syntheses of the Sudetes, which include plate tectonic models. Comparisons and contrasts between related articles will be highlighted and it will become clear to the readers that there is still controversy regarding the geotectonic evolution of the NE part of the Bohemian Massif. In particular there is still disagreement regarding the direction, time and localities of subduction zones. More work is needed on the recently recognized Sudetic terranes and their relationship to the rest of the European Variscides.

Key words: plate tectonics, sutures, subduction, terranes, Palaeozoic, Sudetes

Mija już trzydzieści lat od narodzin teorii płyt. W 1968 r. ukazały się trzy podstawowe prace kończące pierwszy etap (1960–1968) powstania teorii płyt (Isacks i in., 1968; Morgan, 1968; Le Pichon, 1968). Po ich opublikowaniu praktycznie wszyscy amerykańscy i brytyjscy geofizycy i geolodzy badający dna oceaniczne zaakceptowali nowe spojrzenie na rozwój starej planety. Pozostało już wtedy tylko przenieść nowe koncepcje na obszary kontynentalne. Taki moment powstał w grudniu 1969 r. podczas konferencji amerykańskiego towarzystwa geologicznego (Penrose) w Asilomar (Kalifornia), zorganizowanej przez Dickinsona, który stał się wkrótce zwolennikiem teorii płyt. Owocem tej historycznej konferencji były liczne publikacje o powstaniu różnych pasm orogenicznych (np. Dewey & Bird, 1970; Dickinson, 1971; Miyashiro, 1972), w tym także waryscydlów europejskich (np. Nicolas, 1971; Burret, 1972). Kwestią czasu było już tylko oczekiwanie na pojawienie się pierwszych modeli tłumaczących także rozwój Sudetów (*sensu lato*) na podstawie założenia nowo powstałej i szybko rozprzestrzeniającej się wśród geologów teorii płyt. Takim momentem przełomowym w badaniach Sudetów była publikacja Cwojdzńskiego (1977).

Zasadniczym celem niniejszego artykułu jest ukazanie różnych, często przeciwstawnych poglądów i opinii naukowych opartych na założeniach teorii płyt, które powstały w ostatnim dwudziestolecu dla obszaru Sudetów, a także pokazanie trudności hamujących rozwój teorii płyt na tym obszarze. Z perspektywy historycznej dotychczasowy rozwój teorii płyt w Sudetach można podzielić umownie na dwa prawie dziesięcioletnie cykle.

Pierwsze dziesięciolecie teorii płyt w Sudetach

W 1977 r. Cwojdzński wprowadził model tektoniki płyt do rozważań o rozwoju budowy geologicznej Sudetów (*sensu lato*). Opublikowano wtedy na łamach *Przeglądu Geologicznego* dość krótki, ale za to prekursorski i inspirowany artykuł, który zasługuje na ponowną prezentację.

W tym artykule zwrócono uwagę na możliwość nowego, dynamicznego rozpatrywania ewolucji waryscyjskiego pasma orogenicznego nie tylko na obszarze Sudetów, ale i znacznej części naszego kraju. Model ten powstał zasadniczo na podstawie koncepcji tektogenezy, w ramach nowo powstałej tektoniki płyt (np. Dewey & Bird, 1970; Dickinson, 1972). Niektóre wnioski w pracy Cwojdzńskiego (1977) są zbliżone do wcześniejszych konkluzji z artykułów Andersona (1975) i Brausego (1975), gdzie sugerowano istnienie basenu oceanicznego położonego między Masywem Czeskim (MC) a platformą wschodnioeuropejską (Baltiką) i subdukcję skorupy oceanicznej ku S. Jednak te dwa ostatnio wymienione artykuły nie dotyczyły bezpośrednio obszaru Sudetów. Cwojdzński (1977) założył, że w wyniku rozpadu (ok. 900–550 mln lat) kontynentalnej płyty prekambryjskiej doszło do powstania wielu mikrokontynentów typu obecnego MC. W wyniku tego rozpadu utworzył się mały basen oceaniczny położony między platformą wschodnioeuropejską a „mikrokontynentem środkowoeuropejskim”. Jednym z drobniejszych elementów miał być blok Gór Sowich, uznany za odrębny mikrokontynent (tab. 1) na podstawie jego obecnego, trójkątnego kształtu i otoczenia wieńcem intruzji ultrazasadowych. Cwojdzński (1977) intruzje te uznał za wyciśniętą serię ofiolitową będącą fragmentem dawnej płyty oceanicznej. Obszar Sudetów porównano z krawędzią kontynentu typu atlantyckiego z klasycznym następstwem asocjacji szelfu i stoku kontynentalnego. Występujące w Sudetach asocjacje wulkaniczne zasadowe i kwaśne (górnokambryjsko-ordowickie) zostały uznane po raz pierwszy za produkt łuku wyspowego (Cwojdzński, 1977). Powsta-

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

Tab. 1. Charakterystyka elementów skorupy w Sudetach

| Nazwa elementu skorupy lub jego lokalizacja | Typ elementu skorupy | Wiek powstania skorupy | Kierunek przemieszczeń | Czas przemieszczeń | Autor oraz rok publikacji |
|---|--|---|--|--|--|
| 1) Masyw Czeski (MC); 2) blok Sowich Gór; | mikrokontynent; mikrokontynent; | prekambry; prekambry; | ku NE ku NE, a potem ku SW | kambry–perm kambry–karbon | Cwojdzński, 1977, 1979, 1980 |
| 3) element między MC a blokiem sowiogórskim; 4) "MBO" — mały basen oceaniczny" — na NE od bloku sowiogórskiego | skorupa oceaniczna; skorupa oceaniczna | eokambry–karbon górnym–perm; eokambry–dewon | ku NE, a potem ku SW ku SW | kambry–dewon; kambry–perm | |
| 1) Masyw Czeski; 2) kra Sowich Gór; | mikrokontynent; mikrokontynent; | prekambry; prekambry; | ku NE ku NE, a potem ku SW j.w. | kambry–dewon górnym ordowik–dewon górnym dewon | Cymerman, 1987 (model 1) |
| 3) element między MC a krą sowiogórską 4) element na NE od kry sowiogórskiej | skorupa oceaniczna; skorupa oceaniczna | kambry–dewon środkowym kambry–dewon górnym | ku SW | dewon–karbon dolny dewon–karbon dolny | |
| 1) NE część MC (metamorfiki: kamieniecki, niemczański, Imbramowic i sowiogórski); 2) element na NE od kry sowiogórskiej | skorupa kontynentalna skorupa oceaniczna | młodooproterozoiczny–staropaleozoiczny; ordowik–dewon | ku NE (przemieszczenia nasuwające) ku SW | dewon–karbon dolny dewon–karbon dolny | Cymerman, 1987 (model 2) |
| 1) tzw. segment kłodzko-karkonosko–łużycki 2) tzw. segment kaczawsko–bardzki z mikrokontynentem sowiogórskim | łuk wysp skorupa oceaniczna | prekambry; ordowik górnym–karbon dolnym | autochton raczej nie z S | autochton dewon środkowym/górnym | Grocholski, 1987 a, b |
| 1) terran sowiogórski 2) terran ślezański | skorupa kontynentalna; skorupa oceaniczna | prekambry ordowik górnym– dewon środkowym | nasunięty z S nasunięty z S | dewon środkowym/górnym | Quenardel i in., 1988 |
| 1) strefa saksońsko–turyngijska (ST) (Góry Kaczawskie, Izerskie i Karkonosze) 2) strefa Tepla/Barrandian (Rudawy Janowickie i kopuła orlicko–śnieżnicka) 3) strefa moldanubska (Góry Sowie) 4) strefa morawsko–śląska | skorupa kontynentalna; mikropłyta; skorupa kontynentalna; skorupa kontynentalna | prekambry–ordowik; prekambry prekambry–dewon dolnym prekambry i dewon–karbon | ku NW i N ku E ku N ku E | dewon–karbon dolnym dewon–karbon dolnym dewon–karbon dolnym | Franke, 1989 |
| wydzielono 5 terranów: 1) saksońsko–turyngijski; 2) Münchbergu–Tepli; 3) Barrandianu; 4) Gföhl; 5) morawski | skorupa kontynentalna; głównie skorupa oceaniczna; skorupa kontynentalna; j.w. j.w. | proterozoik–karbon dolnym kambry–dewon prekambry–dewon środkowym j.w. prekambry i dewon–karbon | ku NW, N i W j.w. ku NW i SE ku SE autochton | dewon górnym–karbon dolnym j.w. j.w. j.w. | Matte i in., 1990 oraz Matte, 1991 |
| wydzielono 5 terranów: 1) saksońsko–turyngijski; 2) Barrandianu 3) sudecki; 4) moldanubski; 5) morawski | skorupa kontynentalna; brak danych złożony–skorupa oceaniczna i kontynentalna; skorupa kontynentalna; j.w. | prekambry–dewon; nie podano prekambry–karbon; prekambry–karbon dolnym; prekambry, dewon i karbon | ku W i NW, potem ku SE brak danych; ku S i SW ku NNE i NW ku NE | waryscyjskie brak danych; waryscyjskie j.w. j.w. | Cymerman, 1991 |
| 1) strefa ST (Góry Kaczawskie i Bardzkie, strefa Niemczy); 2) terran Ligerian (kopuły karkonosko–izerska i orlicko–śnieżnicka) 3) jednostka Ligerian (Góry Sowie) 4) S Laurussia (kopuły Sudeków Wschodnich, E część bloku przed-sudeckiego) | skorupa kontynentalna (N Gondwana) łuk wulkaniczny; S brzeg oceanu Ligurian (N Gondwana); skorupa kontynentalna | starszy paleozoik prekambry–sylur prekambry–kambry (?) prekambry i dewon–karbon | brak danych: nasuwanie ku S brak danych brak danych | brak danych sylur/dewon brak danych brak danych | Oczlon, 1993 |

| | | | | | |
|--|--|---|--|--|--|
| <p>wydzielono 8 terranów:</p> <p>1) kaczawski;</p> <p>2) izerski</p> <p>3) Rudaw Janowickich</p> <p>4) Gór Sowich</p> <p>5) ofiolitów Ślęży i Nowej Rudy</p> <p>6) kłodzki</p> <p>7) śnieżnicki</p> <p>8) morawski</p> | <p>skorupa oceaniczna + basen marginalny; łuk magmowy (batolit); skorupa oceaniczna + osady; brzeg kontynentalny;</p> <p>skorupa oceaniczna;</p> <p>skorupa oceaniczna + basen marginalny;</p> <p>łuk magmowy (batolit); aktywny brzeg kontynentu i łuk wulkaniczny</p> | <p>kambr–karbon dolny; proterozoik–ordowik dolny; kambr–sylur;</p> <p>proterozoik–ordowik</p> <p>sylur</p> <p>sylur</p> <p>proterozoik–ordowik dolny; dewon środkowy–karbon dolny</p> | <p>brak danych</p> | <p>brak danych</p> <p>(504–488 mln lat);</p> <p>(505 i 494 mln lat);</p> <p>(461 mln lat);</p> <p>(420 mln lat);</p> <p>brak danych</p> <p>(504–481 mln lat)</p> <p>brak danych</p> | <p>Oliver i in., 1993</p> |
| <p>wydzielono 7 terranów:</p> <p>1) łużycki</p> <p>2) saksońsko-turyngijski</p> <p>3) Barrandianu</p> <p>4) środkowosudecki</p> <p>5) sowiogórski</p> <p>6) moldanubski</p> <p>7) morawski</p> | <p>mikrokontynent kadomski lub łuk magmowy (ca. 575 mln lat); aktywny brzeg kontynentu z pryzmą akrecyjną (?); mikrokontynent kadomski i basen marginalny;</p> <p>zobdukowana skorupa oceaniczna Tornquista; fragment łuku wulkanicznego – perybałtyckiego; aktywny brzeg kontynentu z pryzmą akrecyjną (?); mikrokontynent kadomski lub łuk magmowy</p> | <p>proterozoik górny–kambr, magmatyzm ca. 540 mln lat; proterozoik–karbon dolny</p> <p>proterozoik–dewon środkowy</p> <p>kambr (?)-środkowy dewon</p> <p>kambr (?)-ordowik dolny</p> <p>proterozoik–ordowik dolny</p> <p>proterozoik–karbon górny</p> | <p>brak danych</p> <p>ku W, SW i NW</p> <p>ku NW, N i NE</p> <p>ku SW</p> <p>ku SW</p> <p>ku NE, N i NW</p> <p>ku NE i NNE</p> | <p>brak danych</p> <p>sylur (?)-dewon górny (karbon dolny ?); dewon środkowy–karbon dolny;</p> <p>sylur(?) – dewon środkowy</p> <p>ordowik–sylur i dewon górny–karbon; dewon górny–karbon dolny</p> <p>dewon środkowy–karbon dolny</p> | <p>Cymerman i in., 1997; Cymerman (1998)</p> |
| <p>wydzielono 9 terranów:</p> <p>1) łużycki;</p> <p>2) Bruno-vistulicum;</p> <p>3) Gór Sowich</p> <p>4) Gór Kaczawskich;</p> <p>5) zgorzelecki;</p> <p>6) izersko-karkonoski;</p> <p>7) Rudaw Janowickich;</p> <p>8) śnieżnicki;</p> <p>9) morawsko-śląski</p> | <p>nie podano charakterystyki terranów</p> | <p>proterozoik; sylur/dewon; dewon górny–karbon; j.w.</p> <p>j.w.</p> <p>j.w.</p> <p>j.w.</p> <p>j.w.</p> | <p>brak danych</p> | <p>brak danych</p> | <p>Aleksandrowski, 1998</p> |

nie tego łuku miało być związane z (trudną jednak do wyznaczenia) subdukcją płyty oceanicznej. Sylurski rozwój asocjacji wulkanicznych wiązano z zanikającą aktywnością łuku wyspowego i rozwojem stref ryftowych na obszarze saksońsko-turyngijskim i morawsko-śląskim oraz z nadsubdukcyjnym procesem wytapiania magm. Do zasadniczej subdukcji płyty oceanicznej w kierunku ku południowi (tab. 2) — pod MC — doszło jednak dopiero w dewonie górnym i karbonie (Cwojdzński, 1977). Według tego geologa dla Sudetów można zastosować model orogenu typu kolizyjnego z dwoma etapami nasunięć: pierwszy — z wergencją ku południowi i drugi — ku północy (ten ostatni — jako górnokarboński). Zauważalnym niedociągnięciem omawianej pracy jest ryc. 2 (str. 581), gdzie blok Gór Sowich pojawia się tylko na schematycznych przekrojach podczas eokambru–dolnego kambru oraz w karbonie górnym–permie. Otwartym pozostało zatem zagadnienie o rolę i znaczenie tego bloku, uznanego przez Cwojdzńskiego (1977) za mikrokontynent, w tektogenie

Sudetów od kambru środkowego po karbon górny. Kolejna, tym razem obszerna praca Cwojdzńskiego (1980a), chociaż wzbogacona o wiele regionalnych szczegółów i porównująca orogenezy waryscyjską z alpejską w Europie jest w zasadzie powtórzeniem najważniejszych spostrzeżeń z wcześniejszej pracy. Podobna uwaga dotyczy jeszcze jednej pracy tego autora (Cwojdzński, 1979). I tak sialiczne, prekambryjskie fragmenty platformy epibajkalskiej na obszarze MC uznano za masywy śródgórskie o charakterze mikrokontynentów. Na szczytach paleotektonicznych obejmujących okres od górnego proterozoiku po perm, jest zauważalna stała odległość pomiędzy MC, blokiem Gór Sowich i platformą wschodnioeuropejską. Fakt ten pozostaje w sprzeczności z sugerowaną wergencją fałdów na zewnątrz poszczególnych masywów i łuków fałdowych, a także z zakładaną migracją osi geosynkliny na zewnątrz łuku fałdowego w Sudetach. W tej pracy można już zauważyć pewien dystans autora do założeń teorii płyt, wywołany m.in. niepewnością rekonstrukcji stref subduk-

cji. Świadczy o tym dobitnie cytata „Przeciwko procesowi subdukcji przemawia także dominacja zjawisk tensji regionalnej...” (str. 60). Cwojdziański (1980a) wskazuje też na dominującą rolę, tzw. diapirów płaszcza, które wywołują anomalie termiczne i zróżnicowane ruchy pionowe w warunkach regionalnej tensji. Stąd już tylko krok do przyjęcia założeń teorii ekspandującej Ziemi.

Obecnie, patrząc z pewnej perspektywy czasowej, wydaje się, że pod koniec lat 70. w środowisku wrocławskich tektoników potraktowano nową tektonikę globalną jako kolejną „nowinkę”, a nie jako poważną teorię naukową. Kilku, wówczas młodych stażem geologicznym, tektoników wrocławskich zaczęło poszukiwać innych rozwiązań niż te zakładane w teorii płyt. Geolodzy ci wskazywali na trudności powstające w interpretacjach tektoniki płyt. Do tych autorów należy zaliczyć także Cwojdziańskiego, który już w 1984 r. — także na łamach *Przeglądu Geologicznego* — pisał m.in. „... program Ziemi rozszerzającej się w swej wersji znacznej ekspansji wyjaśnia jak dotychczas większość napływających obserwacji, ... usuwa szereg sprzeczności...” i „Wydaje się on obecnie najbardziej perspektywicznym programem geotektonicznym. Powszechna jego akceptacja wymagać jednak będzie prawdziwej rewolucji pojęciowej, przełomu w sposobie myślenia geologów” (str. 510; Cwojdziański, 1984).

Chcąc dokonać tego rewolucyjnego zadania, w początku lat osiemdziesiątych, Cwojdziański razem z kilkoma rówieśnikami z Uniwersytetu Wrocławskiego (Koziań, Jamrozik) utworzyli prężną „grupę wrocławskich ekspansjonistów”, która opublikowała wiele prac (np. Koziań, 1980; Cwojdziański, 1984; Oberc, 1986). Z kolei Don (1985) — na podstawie założeń teorii ekspandującej Ziemi — przedstawił model paleozoicznego rozwoju Sudetów i sąsiednich Łużyc z tensyjnym rozrywaniem głębszych partii litosfery i z równoczesnym ich fałdowaniem w płytszych poziomach. Oberc (1983) w podsumowaniu swojego artykułu o waryscydach i kadomidach Sudetów stwierdził, że „w związku z brakiem dowodów na obecność den oceanicznych, trudno mówić o subdukcji...” (str. 524). Badacz ten opowiada się za diapiryzmem skorupy kontynentalnej i górnego płaszcza powodujących „wyciskanie ku górze intruzji skał ultrazasadowych i zasadowych z blokiem sówiogórskim w stropie” (str. 524). Jednak, nieco poniżej badacz ten pisze o waryscyjskich ruchach, które mają cechy „podsuwania się pod waryscydy w zachodniej części SW Polski reszty Masywu Czeskiego ku północy”, czyli *de facto* o procesie subdukcji.

Jak już wcześniej zaznaczono, Cwojdziański (1980) pierwszy wskazywał na dominującą rolę, tzw. diapirów płaszcza w rozwoju paleozoicznym Sudetów. Znaczenie pionowych przemieszczeń substancji górnego płaszcza jest podstawowym założeniem hipotezy tzw. globalnej tektoniki wertykalnej. Hipoteza ta została sformułowana przez geologów niemieckich (np. Maas, 1974; Krebs & Wachen-dorf, 1974; Frisch, 1976) w połowie lat 70. Koncepcja ta była alternatywna dla — zasadniczo anglosaskiej — tektoniki płyt. We Wrocławiu zwolennikiem tektoniki wertykalnej był wtedy Michniewicz (1981). Autor ten opisał po raz pierwszy rozwój ekspandujących kopuł w Sudetach. Należy zaznaczyć, że kilka lat później ekstensyjna tektonika została rozpoznana w wielu pasmach orogenicznych (np. Platt, 1986, 1987; Dewey, 1988). Wydzielone przez Michniewicza (1981) strefy rozłamów wgłębnych, a zwłaszcza te o prawie południkowych przebiegach, pokrywają się dość dokładnie z granicami sugerowanych później terra-

nów w Sudetach (Cymerman i in., 1997). Do zwolenników tektoniki wertykalnej w Sudetach należy zaliczyć także Mierzejewskiego (np. 1981, 1993). Geolog ten przedstawił model stosu imbrykacyjnego z rotacjami blokowymi odpowiedzialnymi za mozaikowy rozwój Sudetów (Mierzejewski, 1993). Należy tu jeszcze raz podkreślić, że zwłaszcza w Europie Środkowej stworzono wiele modeli konkurencyjnych dla teorii płyt. I tak — oprócz wyżej wymienionych teorii — także w drugiej połowie lat 70. i także przez geologów niemieckich rozwijany był twórczo model subfluencji z subdukcją typu A — Ampferera, czyli subdukcją skorupową (np. Behr, 1978; Weber, 1978). Powyższe, skrótove zasygnalizowanie rozwoju licznych hipotez (tektonika wertykalna, diapiryzm płaszcza, ekspandująca Ziemia, subfluencja) alternatywnych do teorii tektoniki płyt jest dowodem na nieprzyjmowanie bez sprzeciwu „nowej tektoniki globalnej”.

Dalszy wkład w rozwój tektoniki płyt w Sudetach stał się udziałem petrologów, geochemików i sedimentologów. Należy tutaj przede wszystkim podkreślić ogromne zasługi Narębskiego, który pierwszy przedstawiał wnioski paleotektoniczne na podstawie szczegółowych badań geochemicznych skał wulkanicznych Sudetów (np.: Narębski, 1980a, b; Narębski i in., 1982, 1986, 1988). Badacz ten pierwszy uznał dolnopaleozoiczne serie spilitowo-keratofirove Gór Kaczawskich za produkt ryftingu i ścieniania skorupy kontynentalnej. Podobne serie skał wulkanicznych z Rudaw Janowickich zostały rozpoznane jako produkt niedojrzałego łuku wulkanicznego, związaneego z subdukcją litosfery oceanicznej (Narębski i in., 1986). Nieco później badacz ten wskazywał na możliwość istnienia w Sudetach dwóch etapów ryftingu: starszego, dolnopaleozoicznego w metamorfiku kaczawskim i młodszego, środkowopaleozoicznego (po ludlowie) w jednostce kłodzkiej (Narębski i in., 1988). Te dwa etapy ryftingu oddzielać miałyby sylurski etap kompresji, wywołany subdukcją i związanym z nią magmatyzmem łuku magmowego i wysokociśnieniowego metamorfizmu w Rudawach Janowickich i Południowych Karkonoszach.

Wieser (1978) był pierwszym badaczem, który opisując szczegółowo łupki glaukofanowe i związany z ich powstaniem wysokociśnieniowy metamorfizm z południowej części Rudaw Janowickich, sugerował istnienie pierwszej, dokładnie zlokalizowanej geograficznie strefy subdukcji w Sudetach (tab. 2), a także pierwszy opisał metamorfizm dna oceanicznego (kaledoński). Późniejsza subdukcja skorupy oceanicznej w Rudawach Janowickich odbywać się miała ku zachodowi lub NW, podczas starowaryscyjskiej deformacji (Wieser, 1978).

Ważnym faktem w rozwoju tektoniki płyt w Sudetach było rozpoznanie przez Znoskę faktu podścielania przez ofiolity środkowosudeckie kry sówiogórskiej (Znosko, 1981a, b). Do tego czasu powszechnie uważano, że kra sówiogórska jest tylko „wieńcowato” otoczona przez intruzje skał zasadowych i ultrazasadowych. Skały te już na przełomie lat 70. i 80. zostały uznane za sekwencje ofiolitowe (Majerowicz, 1979, 1981; Narębski, 1980a, b). Od tego czasu powstały już dziesiątki specjalistycznych prac dotyczących różnych zagadnień tych sekwencji ofiolitowych, których nie sposób tu omówić. Zainteresowanych Czytelników odsyłam do bogatej literatury przedmiotu i podsumowującej publikacji Majerowicza & Pina (1992).

Podkreślenia wymagają jednak niektóre wnioski z badań petrologicznych ofiolitów sudeckich. Majerowicz & Pin (1986) stwierdzili, że skały metabazytowe Ślęży są

Tab. 2. Charakterystyka zakładanych stref subdukcji i (lub) obdukcji(*) skorupy oceanicznej w Sudetach (zestawiono głównie na podstawie opublikowanych przekrojów geologicznych)

| Autor, rok publikacji | Charakterystyka stref subdukcji i (lub) obdukcji (*) | | | | Uwagi |
|---------------------------|---|---|---|---|---|
| | Nazwa i (lub) lokalizacja danej strefy | Wiek skorupy oceanicznej | Kierunek subdukcji lub obdukcji (*) | Czas subdukcji lub obdukcji (*) | |
| Cwojdzński, 1977 | SW brzeg „MBO”—małego basenu oceanicznego | eokambr–karbon | ku SW | górnym kambr–karbon górnym perm | przekroje bez orientacji geograficznej |
| Wieser, 1978 | Rudawy Janowickie | ordowik–sylur | ku W i NW | sylur (?) – dewon | brak przekroju |
| Cymerman, 1987 | 1. model — dwa oceany — na SW i NE od kry Gór Sowich; 2. model — jeden ocean między MC a krą sowiogórską | kambr–sylur j.w. | ku SW i ku SW* j.w. | dewon; dewon dolny —środkowy* j.w. | dwa modele ewolucji; każdy z przekrojami w kierunku SW–NE |
| Grocholski, 1987b | tzw. strefa uskoku śródsudeckiego | górnym ordowik–karbon dolny | skośny przesuw | dewon środkowy/górnym | brak przekroju |
| Quenardel i in., 1988 | N peryferie terranu sowiogórskiego | starszy paleozoik | ku S pod terran sowiogórski | dewon środkowy/górnym | przekrój N–S |
| Oberc-Dziedzic, 1989 | od Imbramowic po okolice Kłodzka i Kudowy Zdroju | przedwaryscyjski | nie podano | waryscyjska orogeneza | brak przekroju |
| Franke, 1989 | granica płyty środkowoeuropejskiej z oceanem saksońsko-turyngijskim | starszy paleozoik | ku S pod płytę Tepli–Barrandianu | ordowik górnym–dewon środkowy | brak przekroju przez Sudety; |
| Matte, i in., 1990 | na granicy terranów: 1. saksońsko-turyngijskiego (S Karkonosze, Rudawy Janowickie, Góry Kaczawskie); 2. Barrandianu i Gföhl (kopuła orlicko–śnieżnicka) | | ku NW i N ku E i SE | progresywnie od ordowiku do dewonu j.w. | brak przekroju przez Sudety; model biwergentnej dwukierunkowej subdukcji |
| Borkowska, i in., 1990 | wewnątrz kopuły orlicko–śnieżnickiej | przedwaryscyjska | ku W | dewon | przekroje W–E |
| Oliver i in., 1993 | tzw. strefa szwu Tornquista — uskok śródsudecki; N brzeg oceanu Rhea (?) | kambr–ordowik; sylur–dewon dolny | ku SSW nie podano | ordowik dolny; dewon środkowy | 3 szkice paleogeograficzne |
| Oczlon, 1993 | granica terranu Ligerian i Oceanu Ligerian (strefa Elby) | kambr–dewon | ku N | dewon górnym —środkowy dewon | schematyczny przekrój N–S |
| Cymerman & Piasecki, 1994 | 1. S brzeg oceanu Tornquista; 2. S brzeg oceanu Rhea | kambr–dewon kambr–sylur | ku S ku N (?); ku S (*) | ordowik–dewon dewon | 2 przekroje w kierunku N–S |
| Mierzejewski, 1994 | 1. N granica metamorfiku środkowej Odry; 2. metamorfik strzebiński (E część) | starszy paleozoik–dewon j.w. | ku SSW; ku W | dewon; dewon | brak przekroju; schematyczny szkic |
| Wojciechowska, 1995 | metamorfik kłodzki | sylur górnym–dewon dolny | tylko przebieg W–E | dewon środkowy | brak przekroju |
| Cymerman, 1997 | strefa Starego Miasta; metamorfik kłodzki, strefa Złoty Stok–Trzebiezowice | przed waryscyjski kambr–dewon środkowy (terrany śródsudecki) | ku W, pod terran moldanubski; ku S, pod terran moldanubski | dewon górnym —karbon dolny; dewon górnym —karbon dolny | przekrój W–E przekroje N–S |
| Kozdrój, 1998 | metamorfik Rudaw Janowickich | prekambr–kambr | ku W | kadomska (500–490 mln lat) | przekrój W–E |
| Mazur, 1998 | S Karkonosze i Rudawy Janowickie (seria Leszczyńca) | starszy paleozoik (ok. 500 mln lat) | ku SE (pod strefę Tepli–Barrandianu) | waryscyjska (od 380–360 do 340 mln lat) | przekrój NW–SE |
| Kröner i in., (w druku) | załukowy ryfting SM i subdukcja pod łuk magmowy (Lusatia + Izera–Karkonosze + Orlica–Śnieżnik) | prekambr(?)–kambr–ordowik | ku E (pod blok karkonosko–izerski) | kambr–ordowik | 2 przekroje W–E |
| Cymerman (1998) | 1. obszar Polski Środkowej i SW; 2. Sudety Środkowe (metamorfik kłodzki, strefa Złoty Stok–Trzebiezowice) | (?) prekambr – kambr; kambr–dewon środkowy | ku NE (pod terran sowiogórski — łuk wulkaniczny); ku SW (pod Sudety Środkowe) i ku SW* (na terran moldanubski) | ordowik; dewon środkowy i górnym | 2 przekroje SW–NE |

bazytami dna oceanicznego (OFB). Jednak niektóre stosunki pierwiastków śladowych wskazują na możliwość powstania metabazytów Ślęży nie w typowym środowisku grzbietu oceanicznego, lecz raczej, w pozałukowym base-

nie marginalnym. Z kolei Gunia (1988) wydzielił w ultrabazytach Braszowic dwuetapowe, wysokotemperaturowe deformacje. Pierwsza deformacja miałaby być związana z dekompresyjną rekrystalizacją w trakcie diapirowego pod-

noszenia ultrabazytów, a druga — z płynięciem plastycznym podczas ścinania, bezpośrednio związanego z obdukcją litosfery oceanicznej. Prawie w tym samym czasie Dziedzicowa (1989) uznając gabra Braszowic za skorupę oceaniczną, będącą fragmentem kompleksu ofiolitowego, przyjmuje ich powstanie za wynik diapiryzmu płaszcza.

Pierwsza dekada tektoniki płyt w Sudetach to okres niezwykle intensywnych badań sedimentologicznych. Badania te doprowadziły do rozpoznania w Sudetach olistolitów, melanży i prawdopodobnych utworów przyzmy akrecyjnej (np. Wajsprych, 1978, 1986; Baranowski, 1975; 1988; Baranowski & Haydukiewicz, 1977; Baranowski i in., 1977, 1987). Prace te dostarczyły dalszych dowodów zapisanych w skałach osadowych, a wskazujących na procesy tektoniczne związane z tektoniką płyt. Narębski podejmował także próby tektoniczno-płytowej interpretacji ewolucji Sudetów współpracując z sedimentologami (Narębski i in., 1982; Paszkowski i in., 1990).

Reasumując, pierwsze dziesięciolecie teorii płyt w Sudetach (1977–1986), pomimo mniej lub bardziej skrywanej niechęci do tej teorii, przyniosło jednak:

- rozpoznanie sekwencji ofiolitowej (Majerowicz, 1979, 1981; Narębski 1980a, b);

- stwierdzenie podścielania kry sowiogórskiej przez ofiolity (Znosko, 1981a, b);

- uznanie kry sowiogórskiej za mikrokontynent (Cwojdziański, 1977, 1980);

- uznanie możliwości istnienia łuku wyspowego (Narębski, 1980a, b, i in., 1982, 1986; Cwojdziański, 1980);

- rozpoznanie melanży, olistolitów i dzikiego fliszu (Wajsprych 1978, 1986; Baranowski, 1975, i in., 1977);

- próby lokalizacji paleoceanu, kierunków subdukcji i stref ryftowych (Cwojdziański, 1977, 1980a, b);

- powiązanie metamorfizmu wysokociśnieniowego Rudaw Janowickich z procesami subdukcji (Wieser, 1978).

Należy wreszcie wspomnieć o międzynarodowym kongresie, który odbył się w Oviedo (Hiszpania) pod koniec 1986 r. Na tym kongresie poświęconemu terranom w paleozoicznych orogenezach wokółatlantyckich (projekt IGCP nr 233), Sudety zostały, po raz pierwszy, przedstawione za pomocą modeli terranowych i to przez geologów zachodnioeuropejskich (Quenardel i in., 1986; Oliver, 1986). Kongres ten rozpoczął okres przedstawiania rozwoju Sudetów za pomocą modeli terranowych, które zdominowały rozważania na temat tektoniki płyt w Sudetach w następnym dziesięcioleciu.

II dziesięciolecie teorii płyt w Sudetach

W 1987 r. odbywał się w Sudetach 58 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego. W specjalnym, „zjazdowym” numerze *Przeglądu Geologicznego* znalazł się wtedy, po dziesięciu latach przerwy, drugi — na łamach tego czasopisma — artykuł z modelem tektoniki płytowej w Sudetach (Cymerman, 1987). Na podstawie danych strukturalnych z metamorfiku sowiogórskiego dokonano pierwszej próby przedstawienia modelu jego ewolucji tektonicznej w tej konwencji. Podkreślano znaczenie licznych, bo zajmujących nawet około 1/3 obszaru, soczewowatych ciał skał zasadowych, głównie amfibolitów, podrzędnie serpentynitów. Ciała te zostały uznane za porozrywane tektonicznie fragmenty paleozoicznej skorupy oceanicznej Cymerman (1987). Przedstawiono dwa modele tektoniki płyt tłumaczące ewolucję kry sowiogórskiej (tab. 1). W modelu „biernego” zachowania mikrokon-

tynentu sowiogórskiego, podczas dewonu, miałyby dojść do obdukcji skorupy oceanicznej razem z krą sowiogórską na NE peryferiach MC. Model ten był nieznacznie modyfikacją schematu Cwojdziańskiego (1977). W tym modelu zarówno obdukowana skorupa oceaniczna, jak i kra sowiogórską byłyby przemieszczane ku SW. W drugim, bardziej dynamicznym modelu, określonym jako „obdukcyjno-nasunięciowy”, kierunki przemieszczeń ofiolitu i kry sowiogórskiej byłyby względem siebie przeciwstawne. Najpierw miałyby dojść do obdukcji skorupy oceanicznej na NE peryferie MC, a następnie do nasunięcia od SW kry sowiogórskiej na — w dalszym ciągu progresywnie obdukowany ku SW — fragment oceanu staropaleozoicznego. Modele te były przedmiotem dyskusji na łamach *Przeglądu Geologicznego* (Jamrozik, 1988; Cymerman, 1988).

W 1987 r. ukazały się też dwa artykuły Grocholskiego pośrednio odnoszące się do teorii płyt w Sudetach. Grocholski (1987a, b) wprowadził termin „zadokowanie” różnych bloków do MC. Do takiego zadokowania miałyby dojść podczas dewonu środkowego i górnego. Grocholski (1987a, b) zakładał, że utwory Barrandieniu są osadami płytkiego morza marginalnego, oddzielonego — w czasie od ordowiku do dewonu środkowego — od otwartego oceanu łukiem wysp, ciągnących się od bloku karkonosko-izerskiego po obszar tzw. metamorfików kłodzkich. Fragmenty paleozoicznej skorupy oceanicznej zachowały się jedynie w Górach Kaczawskich i Bardzkich oraz na bloku przedsudeckim. Jako hipotezę roboczą przyjęto, że podczas dewonu środkowego i być może także dewonu górnego doszło do zadokowania kompleksu serpentynitowego razem z przykrywającym go blokiem gnejsowym Gór Sowich oraz kompleksów zieleńcowych Gór Kaczawskich do MC. Do takiego skośnego zadokowania miało dojść wzdłuż uskoku śródsudeckiego (Grocholski, 1987a, b).

Przygotowywane do druku wymienione prace Grocholskiego wywarły dość znaczący wpływ na model terranowy przedstawiony przez geologów francuskich pod koniec 1986 r. w Oviedo. Opublikowany abstrakt Quenardela i in. (1988), m.in. z udziałem Grocholskiego, sugerował nasuwanie terranu sowiogórskiego i ślężańskiego ku N na drodze wielkoskalowych przemieszczeń nasuwczych podczas fazy akadyjskiej. O możliwości istnienia terranów wśród mozaikowej budowy Sudetów pisał także Dadlez (1988).

W drugiej połowie lat osiemdziesiątych wielokrotnie na obszarze MC i kilka razy w Sudetach przebywał Matte, wtedy już uznany badacz waryscydów zachodnioeuropejskich. Badacz ten opublikował dwa pierwsze artykuły o terranach z obszaru całego MC (Matte i in., 1990; Matte, 1991). I chociaż pierwszy z tych artykułów powstał przy współudziale Rajlicha i Frankego, to w sumie jest tam przedstawiony model Matte'a, rozwinięty przez niego w następnej publikacji (Matte, 1991). Już wcześniej Rajlich (1990), podczas międzynarodowej konferencji projektu IGCP nr 233 na temat paleozoicznych orogenez Europy Środkowej, przedstawił zupełnie odmienny od Matte'a model terranowy MC. Model ten był zgodny z dotychczasowym, tradycyjnym podziałem MC na jednostki tektonostratygraficzne (np. Chaloupsky, 1989). Z kolei model terranowy Matte'a i in. (1990) został w zasadniczej części całkowicie zmieniony na obszarze Sudetów przez Cymermana (1991). Zmiany te dotyczyły głównie zaproponowanego podziału na terrany i ich granic. Modele Matte'a i in. (1990) i Cymermana (1991) zostały skrytykowane przez Narębskiego (1993).

Otwartym pozostaje nadal problem, jakie oceany istniały w paleozoiku w Europie, zwłaszcza w jej obecnej środkowej i południowej części. Zagadnienie to było obszernie poruszane w literaturze (np. Paris & Robardet, 1990; Pin, 1990; Oczlon, 1992). Szczegółowe nazewnictwo staropaleozoicznych oceanów w Europie zaproponował Franke (1989), który wydzielił następujące oceany: Północno-Niemiecko/Polski (odpowiadający oceanowi/morzu Tornquista), saksońsko-turyngijski i basen południowych Wogezów/Czarnego Lasu. Pin (1990) sugerował istnienie w waryscydach europejskich dwóch etapów zamykania oceanów — sylurskiego i dolnokarbońskiego. Na konferencji w Getyndze Narębski i in. (1990) wydziliili w południowej części Sudetów, tzw. Ocean Bardzki, będący najbardziej wschodnią częścią Oceanu Masywu Centralnego (Matte i in., 1990). Według Matte'a (1991) w starszym paleozoiku istniały w Europie cztery oceany: Iapetus, Rhea, Galicji-Masywu Centralnego i Mauretański. Po każdym z tych oceanów pozostały strefy szwów kolizyjnych. Jeszcze inne nazewnictwo wprowadził Oczlon (1993) wyodrębniając Ocean Rhea, położony na północ od terranu Ligerian oraz Ocean Ligerian (odpowiednik Oceanu Masywu Centralnego) zlokalizowany pomiędzy Gondwaną a terranem Ligerian. Terran ten ma charakteryzować się górnosylurskim wulkanizmem, związanym z subdukcją Oceanu Ligurian ku północy. Jak wynika z powyższego przeglądu istniejące kontrowersje na temat paleozoicznych oceanów Europy dotyczą ich ilości, rozmieszczenia, ewolucji i nazewnictwa.

W drugim dziesięcioleciu tektoniki płyt w Sudetach zostały wykonane liczne datowania radiometryczne skał i minerałów. Pierwsze datowanie radiometryczne ofiolitów środkowosudeckich wykonano za pomocą metody Nd/Sr na całej skale (Pin i in., 1988) i otrzymano następujące wieki izochronowe: 353 ± 21 mln lat (amfibolity, gabra i pegmatyt — ofiolit Ślęży) oraz 351 ± 16 mln lat (gabra, diabazy i lawy poduszkowe z ofiolitu Nowej Rudy). Dane te zinterpretowano jako czas magmowej krystalizacji gabr i członów bazaltowych ofiolitów (Pin i in., 1988). Jednak, możliwa jest także taka interpretacja, że wieki izochronowe są związane z postmagmowymi transformacjami skały, związanymi na przykład z ich obdukcją w warunkach wysokotemperaturowego metamorfizmu. Taki metamorfizm opisał w tym samym roku Gunia (1988). O oceanicznym pochodzeniu tych skał świadczą wysokie wartości ϵ_{Nd} powyżej +8,4 (Pin i in., 1988). Choć autorzy ci nie wykluczyli środowiska basenu marginalnego, to opowiedzieli się za powiązaniem ofiolitów środkowosudeckich ze skorupą oceaniczną typu MORB. Wystąpienia tych ofiolitów w Sudetach uznali oni za pozostałość po skorupie oceanicznej w strefie szwu położonego między obszarem saksońsko-turyngijskim i moldanubskim. Podobna interpretacja była przedstawiana potem w licznych pracach (np. Majerowicz & Pin, 1992; Narębski, 1993). Z kolei Wojciechowska (1995) przedłużyła ciąg metabazytów metamorfiku kłodzkiego dalej ku wschodowi aż po okolice Trzebieszowic w Krowiarkach. Ta prawie równoleżnikowa strefa została uznana za szew kolizyjny pomiędzy strefami moldanubską i saksońsko-turyngijską. Podobny przebieg szwu kolizyjnego wyznaczał także Cymerman (np. 1991, 1997), jednak pomiędzy — przez niego wydzielonymi na tym obszarze — terranami moldanubskim i środkowosudeckim.

Oberc-Dziedzic (1989) pierwsza podkreślała znaczenie geotektoniczne dwóch, regionalnych strefy metamorfizmu w Sudetach. Strefa zachodnia charakteryzuje się

wysoko- i średniociśnieniowym metamorfizmem, natomiast wschodnia — średnio- i niskociśnieniowym metamorfizmem. I chociaż autorka ta zaznaczyła, że „nie jest zwolenniczką stosowania pojęć zaczerpniętych z tektoniki globalnej...” (str. 133), to jednak przedstawiła dowody na model parzystych pasów metamorfizmu, tak charakterystycznych dla tektoniki płyt. Te regionalne, parzyste pasy metamorficzne w Sudetach rozdzielać ma szew kolizyjny, określony przez tę autorkę jako „kopalna strefa Benioffa”. Po zachodniej, oceanicznej stronie tego szwu występuje pas metamorfizmu wysokociśnieniowego razem ze zmetamorfizowanymi — lub też nie — osadami rowu oceanicznego (np. Góry Bardzkie, depresja Świebodziec). Po wschodniej jego stronie natomiast, określonego jako typ skorupy kontynentalnej — luku wysp, metamorfizm jest niskociśnieniowy. Tak rozumiana „kopalna strefa Benioffa” przebiegać ma od metamorfiku Imbramowic poprzez ofiolit Ślęży, strefę Niemczy, granitoidy kłodzko-złotostockie i dalej ku zachodowi aż po okolice Kudowy Zdroju.

Także na obszarze wschodniej części kopuły orlicko-śnieżnickiej zakładano powstanie skorupy oceanicznej o wieku ok. 465 mln lat (Borkowska i in., 1990). Proces subdukcji (subfluencji) tej skorupy miałby trwać od ok. 420 mln lat do prawie 335 mln lat, a strefa subdukcji zapadać miałaby ku W (Borkowska i in., 1990). Podobnie ukiętnowana strefa subdukcji jest zakładana na wschodnich peryferiach kopuły orlicko-śnieżnickiej w strefie Starego Miasta przez Skacela (1989), Dona (W: Don i in., 1990) i Cymermana (np. 1997).

Z kolei model imbrykacyjnego rozwoju Sudetów zawiera w sobie także elementy tektoniki płyt (Mierzejewski, 1993). Do tektonicznego skrócenia orogenu sudeckiego doszło w wyniku zamykania wąskiego basenu lub basenów ze skorupą oceaniczną. Proces takiego zamykania miał się odbywać wzdłuż stożkowej powierzchni, powodując jednocześnie zlokalizowane ruchy na dwóch systemach regionalnych uskoków przesuwczych. W ich wyniku miałyby dojść do nasunięcia ku zachodowi kry sowiogórskiej na obdukowany ofiolit środkowosudecki. Procesy subdukcji lub subfluencji miał doprowadzić do podsuwania litosfery oceanicznej pod krystalinik środkowej Odry (ku SSW) i pod metamorfik strzeliński w kierunku ku zachodowi (Mierzejewski, 1993).

Podsumowując, drugie dziesięciolecie teorii płyt w Sudetach przyniosło dalszy rozwój tej teorii, a zwłaszcza jej modyfikacji — koncepcji terranowych. Okres ten charakteryzuje się wzmożoną, stale wzrastającą penetracją Sudetów przez badaczy zachodnioeuropejskich i współpracą geologów sudeckich z ośrodkami zagranicznymi. Kontakty te umożliwiły wykonanie wielu cennych oznaczeń (radiometrycznych, geochemicznych) skał sudeckich. Do najważniejszych osiągnięć tego okresu należy zaliczyć:

— podjęcie prób wytłumaczenia „mozaikowej” budowy Sudetów za pomocą modeli terranowych (np. Oliver, 1986; Quenardel i in., 1986; Matte i in., 1990; Narębski i in., 1990; Cymerman, 1991);

— nowe dane radiometryczne (np. Pin i in., 1988; Borkowska i in., 1990; Oliver i in., 1993; Kröner & Hegner, 1998);

— nowe, szczegółowe wyniki badań geochemicznych (np. Narębski i in., 1988; Pin i in., 1988; Floyd i in., 1996);

— określenie geobarometrów i geotermometrów metamorfizmu wysoko-ciśnieniowego (np. Bakun-Czubarow, 1991; Patočka i in., 1996; Kryza & Pin, 1997b);

— rozpoznanie regionalnych stref ścinania, w części uznane za pozostałości dawnych granic terranów —

szwów kolizyjnych (Cymerman, 1991; Cymerman & Piasecki, 1994).

Początek III tysiąclecia teorii płyt w Sudetach

W 1996 r. odbyła się konferencja EUROPROBE w Książu koło Wałbrzycha. Podczas tej konferencji, a także w specjalnym numerze *Geological Magazine* z publikacjami materiałów z tej konferencji, zarysowały się dwa odmienne podejścia do rozwiązań geotektonicznych obszaru sudeckiego. Obok zwolenników modeli terranowych byli tam też reprezentanci bardziej stabilistycznych rozwiązań, odrzucających możliwość istnienia procesów paleozoicznej subdukcji litosfery oceanicznej w Sudetach.

Z drugiej strony Żelaźniewicz (np. 1997) zakładając, że Sudety w paleozoiku rozwijały się jedynie na kadomskiej skorupie kontynentalnej neguje ewolucję Sudetów jako mozaiki terranów — jest to zatem próba obalenia dotychczasowych interpretacji Sudetów z pozycji tektoniki płyt. Żelaźniewicz (1997) odrzuca: 1) obecność wielkoskalowych, wewnątrzskorupowych stref ścinających podatnych; 2) procesy subdukcji skorupy oceanicznej i jej obdukcji (np. największego reliktu paleozoicznej sekwencji ofiolitowej w całych waryscydach środkowoeuropejskich); 3) nadsubdukcyjny magmatyzm typu łuku wyspowego „kry” sowiogórskiej (Oliver i in., 1993; Kröner & Hegner, 1998); 4) przejawy wysokociśnieniowego metamorfizmu ściśle związanego ze strefami subdukcji (np. Kryza i in., 1996; Maluski & Patočka, 1997).

Wśród publikowanych materiałów z konferencji w Książu jest także praca Cymermana i in. (1997), będąca zmodyfikowaną wersją wcześniejszego artykułu Cymerman & Piaseckiego (1994), wzbogaconą o nowe dane petrologiczne z terranu sowiogórskiego. Kolejna praca Cymermana o terranach sudeckich będzie wkrótce opublikowana (Cymerman, w druku). Terrany sudeckie podzielono na kilka grup genetyczno-wiekowych: prekambryjskie (kadomskie) terrany skorupy kontynentalnej, terrany brzegów kontynentalnych i terrany paleozoicznej litosfery oceanicznej (Cymerman, w druku). Podział ten był prezentowany na ubiegłorocznej konferencji terranowej w Dreźnie. Wśród materiałów z tej konferencji znajduje się także pierwsza praca Aleksandrowskiego o innym podziale na terrany obszaru całych Sudetów (tab. 2), a także znacznej części Polski Środkowej.

Coraz lepsze udokumentowanie rozwoju regionalnych stref ścinania w Sudetach, jak i prawdopodobnych wielkoskalowych przemieszczeń różnych fragmentów litosfery podczas paleozoiku na obszarze pomiędzy Gondwaną, Awalonią i Baltiką, wskazywane w licznych publikacjach paleomagnetyków (np. Nawrocki, 1992; Trench i in., 1992; Tait i in., 1994), wydają się być w sprzeczności z założeniami teorii ekspandującej Ziemi. Nadal otwarta i dyskusyjna pozostaje kwestia środowiska geochemicznego staropaleozoicznych procesów magmowych w Sudetach (np. Oliver i in., 1993; Floyd i in., 1996; Kryza & Pin, 1997a, b; Kröner & Hegner, 1998). Z drugiej zaś strony, intensywne procesy deformacji i metamorfizmu (starszego — wysokociśnieniowego i młodszego — wysokotemperaturowego) w Sudetach były niewątpliwie związane z procesami późnodewońsko-wczesnokarbońskiej konwergencji i tektonicznego pogrubienia skorupy litosfery.

O istniejących nadal rozbieżnościach w interpretacjach tektonicznych różnych części Sudetów niech posłuży przykład regionalny. Podczas ubiegłorocznej VI Sesji Pol-

skiego Towarzystwa Mineralogicznego w Karpaczu przedstawiono dwa, odmienne modele ewolucji Rudaw Janowickich i Południowych Karkonoszy na podstawie założenia teorii płyt (Kozdrój, 1998; Mazur, 1998) (tab. 2). Według pierwszego autora skały metamorfiku Rudaw Janowickich miałyby powstać w jednym zbiorniku podczas ciągłego procesu: od ryftu wewnątrzpłytkowego, przez dojrzały basen ekstensyjny typu załukowego aż po łuk magmowy. Kambro-ordowicki magmatyzm byłby związany z zapadającą ku zachodowi kadomską strefą subdukcji. Po zamknięciu tego niewielkiego basenu załukowego na północnych peryferiach Gondwany, rozpocząć by się miała dopiero właściwa faza ekstensji i ryftingu zakończona orogenezą waryscyjską. W modelu Mazura (1998) natomiast, jest sugerowana młodsza (dewońska) subdukcja skierowana ku wschodowi pod terran Barrandianu. Z kolei Kröner i in. (w druku) zakłada kambro-ordowicką subdukcję skorupy oceanicznej (Ocean Rhea) pod terran łużycki i rozwój marginalnych basenów ze skorupą oceaniczną na terenie Rudaw Janowickich i w paśmie Starego Miasta. Jednak, to ostatnie pasmo było uznane za waryscyjską strefę szwu kolizyjnego terranów moldanubskiego i morawskiego (Cymerman, 1997; Cymerman i in., 1997).

Przed geologią sudecką czekają kolejne, nowe wezwania. Ze względu na swoje położenie geograficzne i mozaikową budowę geologiczną obszar Sudetów (*sensu lato*) jest obecnie obiektem szczególnego międzynarodowego zainteresowania geologów, m.in. w ramach europejskich programów badawczych, takich jak: PACE (*Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*), czy też EUROPROBE. Wyniki tych badań przyniosą nowe dane, które znajdą swoje odbicie w przyszłych modelach geotektonicznych ewolucji Sudetów i całego Masywu Czeskiego.

Autor bardzo dziękuje Panu Profesorowi Ryszardowi Dadlezowi za wnikliwą i udoskonalającą recenzję niniejszej pracy oraz Panu Doktorowi Stefanowi Cwojdzkiemu za twórcze przeczytanie wcześniejszej wersji tego artykułu.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1998 — Pre-Variscan and Variscan terranes in SW Poland. *Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden*, 9: 93–95.
- ANDERSON T.A. 1975 — Carboniferous subduction complex in the Harz Mountains, Germany. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86: 77–82.
- BAKUN-CZUBAROW N. 1992 — Quartz pseudomorphs after coesite and quartz exsolutions in eclogitic omphacites of the Złote mountains in the Sudetes (SW Poland). *Arch. Miner.*, 48: 3–25.
- BARANOWSKI Z. 1975 — Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich. *Geol. Sudet.*, 101: 119–151.
- BARANOWSKI Z. 1988 — Łupki radzimowickie Gór Kaczawskich: charakterystyka litofajalna zmetamorfizowanych osadów rowu oceanicznego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 325–383.
- BARANOWSKI Z. & HAYDUKIEWICZ A. 1977 — Różana. Brekcje sedymentacyjne. [In:] *Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentacji i tektoniki metamorfiku kaczawskiego*. *Mat. Konf. Teren. Wrocław*: 50–54.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A. & URBANEK Z. 1987 — Rozwój struktury wschodniej części Gór Kaczawskich na podstawie dotychczasowego rozpoznania stratygrafii, warunków sedymentacji i dulkanizmu. *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Wałbrzych*: 61–73.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A. & URBANEK Z. 1977 — Struktury sedymentacyjne i fauna w ordowickich utworach fliszowych; utwory olistostromowe dolnego karbonu (?). [In:] *Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentacji i tektoniki metamorfiku kaczawskiego*. *Mat. Konf. Teren., Wrocław*: 41–47.
- BEHR H. 1978 — Subfluenz-Processes im Grundgebirge — Stockwerk Mitteleuropas. *Z. Deutsch. Geol. Ges., Hannover*, 129: 283–313.
- BORKOWSKA M., CHOUKROUNE P., HAMEURT J. & MARTINEAU F. 1990 — A geochemical investigation of the age,

- significance and structural evolution of the Caledonian-Variscan granite-gneisses of the Śnieżnik metamorphic area (Central Sudetes, Poland). *Geol. Sud.*, 25: 1-2.
- BRAUSE H. 1975 — Paläodrift -Tektonik in Mitteleuropa. *Z. Angew. Geol.*, 21: 338-349.
- BURRETT C.F. 1972 — Plate tectonics and the Hercynian orogeny. *Nature*, 239:155-1157.
- CHALOUPSKY J. 1989 — Major tectonostratigraphic units of the Bohemian Massif. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 230: 101-114.
- COLLEMAN R.G. 1971 — Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Res.*, 76: 1212-1222.
- CWOJDZIŃSKI S. 1977 — Główne etapy ewolucji tektonogeny waryscyjskiego Polski w świetle teorii tektoniki płyt. *Prz. Geol.*, 25: 579-583.
- CWOJDZIŃSKI S. 1979 — Simplified mobilistic model of evolution of Polish Variscides. *Bull. Acad.Pol.Sci. Sér. Sc. Terr.*, 27: 1-16.
- CWOJDZIŃSKI S. 1980 — Ewolucja geologiczna Polski Południowo-Zachodniej w interpretacji tektoniki płyt. *Geol. Sud.*, 15: 43-66.
- CWOJDZIŃSKI S. 1984 — Dokąd zmierza współczesna geotektonika? *Prz. Geol.*, 32: 505-513.
- CYMERMAN Z. 1987 — Związek ofiolitu Ślęży z waryscyjską strukturą metamorfiku sowiogórskiego. *Prz. Geol.*, 35: 304-312.
- CYMERMAN Z. 1988 — Związek ofiolitu Ślęży z waryscyjską strukturą metamorfiku sowiogórskiego — odpowiadz. *Prz. Geol.*, 36: 595-597.
- CYMERMAN Z. 1991 — Czy w Sudetach są terrany? *Prz. Geol.*, 39: 450-457.
- CYMERMAN Z. 1997 — Structure, kinematics and an evolution of the Orlica — Śnieżnik Dome, Sudetes. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 156: 120.
- CYMERMAN Z. (1998) — Terran sowiogórski: klucz w zrozumieniu paleozoicznej ewolucji Sudetów i nie tylko. *Geol. Quart.*, 42:379-400.
- CYMERMAN Z. (w druku) — Terranes in the Sudetes: their division, boundaries and accretion. *Acta Universitatis Carolinae — Geologica*, Praga.
- CYMERMAN Z. & PIASECKI M. A. 1994 — The terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif. *Geol. Quart.*, 38: 191-210.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M. A. & SESTON R. 1997 — Terrane and terrane boundaries in the Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 134: 717-725.
- DADLEZ R. 1988 — Terrany tektonostratigraficzne — definicja, geneza, konsekwencje geologiczne. *Prz. Geol.*, 36: 553-560.
- DEWEY J.F. 1988 — Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- DEWEY J.F. & BIRD J.M. 1970 — Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75: 14.
- DICKINSON W.R. 1971 — Plate tectonic models of geosynclines. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10: 165-174.
- DON J. 1985 — Model ekspansyjnego rozwoju Sudetów Zachodnich w paleozoiku (propozycja). *Prz. Geol.*, 33: 109-116.
- DON J., DUMICZ M., WOJCIECHOWSKA I. & ŻELAŹNIEWICZ A., 1990 — Lithology and tectonics of the Orlica-Śnieżnik Dome, Sudetes: Recent state of knowledge. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 179: 159-188.
- DZIEDZIC H. 1989 — Gabra Braszowic jako człon waryscyjskiego kompleksu ofiolitowego. *Pr. Geol.-Miner.*, 17, *Acta Univ. Wratisl.*, 1113: 57-79.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A., CIESIELCZUK J., LEWANDOWSKA A., SZCZEPAŃSKI J. & TURNIAK K. 1996 — Geochemistry of early Palaeozoic amphibolites from the Orlica-Śnieżnik dome, Bohemian massif: petrogenesis and paleotectonic aspects. *Geol. Rdsch.*, 85: 225-238.
- 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:] *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. (Dallmeyer R.D., Franke W. & Weber K., (eds.). Berlin, New York: Springer. 579-593.
- FRISCH W. 1976 — Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. *Geol. Rdsch.*, 65: 375-393.
- GROCHOLSKI A. 1987a — Paleozoik Południowo-Zachodniej Polski. *Geol. Sud.*, 22: 69-90.
- GROCHOLSKI A. 1987b — Facies differentiation of Paleozoic rocks in south-western Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 35: 209-214.
- GUNIA P. 1988 — Deformation-recrystallization structures of olivines in ultrabasites of the Braszowice-Brzeźnica massif (Lower Silesia). *Miner. Pol.*, 19: 71-84.
- ISACKS B., OLIVER J. & SYKES L. R. 1968 — Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 73: 5855-5899.
- JAMROZIK L. 1988 — Problematyczny związek ofiolitu Ślęży z metamorfikiem sowiogórskim. *Prz. Geol.*, 36: 591-594.
- KOZDRÓJ W. 1998 — Ewolucja geotektoniczna Rudaw Janowickich we wczesnym paleozoiku. *Pr. Spec. Pol. Tow. Miner.*, 11: 119 - 121.
- KOZIAR J. 1980 — Ekspansja den oceanicznych i jej związek z hipotezą ekspansji Ziemi. *Spraw. Wr. Tow. Nauk*, 35B: 13-19.
- KREBS W. & WACHENDORF H. 1974 — Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge — Abbilder eines orogen Diapirismus. *N.Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 147: 30-60.
- 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., ŠTIPSKA P., SCHULMANN K. & JAECKEL P. (w druku) — Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. *J. Geol. Soc., London*.
- KRYZA R. & PIN C. 1997a — Cambrian/Ordovician magmatism in the Polish Sudetes: no evidence for subduction-related setting. *Terra Nova*, 7: 144-144.
- KRYZA R. & PIN C. 1997b — Dolnopaleozoiczne ortognejsy w Sudetach: łuk magmowy czy ryft kontynentalny? *Pr. Spec. Pol. Tow. Miner.*, 9: 116-117.
- KRYZA R., PIN C. & VIELZEUF D. 1996 — High-pressure granulites from the Sudetes (south-west Poland): evidence of crustal subduction and collisional thickening in the Variscan Belt. *J. Metamorphic Geol.*, 14: 531-546.
- LE PICHON X. 1968 — Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, 73: 3611-3697.
- MAAS R. 1974 — Zur Tektogenese. *N. Jb. Geol., Paläont., Mh.*, 1: 685-701.
- MAJEROWICZ A. 1979 — Grupa górská Ślęży a współczesne problemy petrologiczne ofiolitów. [In:] *Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego*. *Mat. Konf. Teren.*, 9-35. *Wyd. U.Wr.*
- MAJEROWICZ A. 1981 — Rock series of the Ślęży Mts. group in the light of petrologic studies of ophiolitic complexes. [In:] *Ophiolites and initialites of Northern Border of the Bohemian Massif* *Quide Book of Excursions Volume II Multist Countries Problem Commission IX Subcommission 2. Postdam-Freiberg*.
- MAJEROWICZ A. & PIN C. 1986 — Preliminary trace element evidence for an oceanic depleted mantle origin of the Ślęży ophiolite complex, SW Poland. *Miner. Pol.*, 17: 13-22.
- MAJEROWICZ A. & PIN C. 1992 — The main petrological problems of the Mt. Ślęży ophiolite complex, Sudetes, Poland. *Zbl. geol. Paläont. Teil I*, 1992, 9/10: 989-1018.
- MALUSKI H. & PATOOKA F. 1997 — Geochemistry and 40Ar-39Ar geochronology of the mafic metavolcanic rocks from the Rýchory Mountains complex (West Sudetes, Bohemian Massif): palaeotectonic significance. *Geol. Mag.*, 134: 703-716.
- 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. 1998 — Zarys budowy geologicznej masywu karkonosko-izerskiego i jego pozycja w obrębie waryscyjdów środkowej Europy. *Pr. Spec. Pol. Tow. Miner.*, 11: 31-41.
- MICHNIEWICZ M. 1981 — Próba interpretacji wczesnych etapów tektonogenezy Sudetów w nawiązaniu do teorii diapiryzmu węglębnego oraz koncepcji rozłamów. *Geol. Sud.*, 16: 75-141.
- MIERZEJEWSKI M.P. 1981 — Hypothetical rotative pattern of the Sudetes Mts as a result of an orogenic wave shift and thermal plume action. *Bull. Acad. Sci., Ser. Sci. Terre*, 29: 311- 319.
- MIERZEJEWSKI M.P. 1993 — Przemieszczenia fragmentów litosfery a powstanie i ruchy magm — wybrane przykłady z regionu sudeckiego i przed-sudeckiego. *Geol. Sud.*, 27: 97-180.
- MIYASHIRO A. 1972 — Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Am. J. Sci.*, 272: 629-656.
- MORGAN W.J. 1968 — Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, 73: 1959-1982.
- NARĘBSKI W. 1980 — Paleotectonic setting of the Circum — Karkonosze Lower Paleozoic spilite-keratophyre suites based on geochemistry of iron group elements. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50: 3-25.
- NARĘBSKI W. 1993 — O modelu ewolucji północno-wschodniej części Masywu Czeskiego — uwagi petrologa. *Prz. Geol.*, 41: 751-756.
- 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.
- NARĘBSKI W., WAJSZYCH B. & BAKUN-CZUBAROW N. 1982 — On the nature, origin and geotectonic significance of ophiolites and related rock suites in the Polish part of the Sudetes. *Ophioliti*, 2: 407-428.

- NARĘBSKI W., WOJCIECHOWSKA I. & DOSTAL J. 1988 — Initial rifting volcanics in the Kłodzko metamorphic complex (Polish Middle Sudetes), evidenced by geochemical data. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sc.*, 36: 261–268.
- NAWROCKI J. 1992 — Akrecyjno-rotacyjny model rozwoju waryscydw europejskich. *Prz. Geol.*, 40: 719–721.
- NICOLAS A. 1971 — Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type. *Nature*, 236: 221–223.
- OBERC J. 1983 — Stosunek waryscydw południowo-zachodniej Polski do kadomskiego podłoża. *Prz. Geol.*, 36: 517–526.
- OBERC J. 1986 — Ziemia i ekspansja. *Problemy*, 10: 23–24, 33–36.
- OBERC-DZIEDZIC T. 1989 — Metamorfizm waryscyjski Sudetów i bloku przedsudeckiego. *Pr. Geol.-Miner.* 17, *Acta Univ. Wratisl.*, 1113: 115–138.
- OCZLON M.S. 1992 — Gondwana and Laurussia before and during the Variscan orogeny in Europe and related areas. *Heildelberger Geowiss. Abh.*, 53: 1–56.
- OLIVER G.J.H. 1986 — Evidence for the Tornquist Sea: a connection between the Polish and the British Caledonides. *Intern. Conf. Iberian Terranes and their regional correlation (Oviedo)*. IGCP Proj. 233: 65–65.
- 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.
- PARIS F. & ROBARDET M. 1990 — Early Palaeozoic paleogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics*, 177: 193–213.
- PĄSZKOWSKI M., NARĘBSKI W. & WAJSPRYCH B. 1990 — Palaeozoic evolution of terranes — basins system of Lugosudeticum. [In:] *Abstracts. IGCP 233 Intern. Conf. Paleozoic Orogens in Central Europe*. Göttingen–Giessen.
- PATOČKA F., PIVEC E. & OLIVERIOVA D. 1996 — Mineralogy and petrology of mafic blueschists from the Rýchorý Mts. crystalline complex (Western Sudetes, Bohemian Massif). *N. J. Miner., Abh.*, 170: 313–330.
- 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 Palaeozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd–Sr isotope and trace element evidence. *Lithos*, 21: 195–209.
- QUENARDEL M.J., BROCHWICZ–LEWYJSKI 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 Geologia. Universitas de Oviedo*, 17: 139–144.
- QUENARDEL M.J., PIQUE A., PLOQUIN A. & SANTALLIER D. 1986 — The Silesian Polish Massif in the scope of the European Variscan Belt. [In:] *Intern. Conf. Iberian Terranes and their regional correlation (Oviedo)*. IGCP Proj. 233: 60–60.
- RAJLICH P. 1990 — Variscan shearing kinematics and terranes in the Bohemian Massif. [In:] *Abstracts. IGCP 233 Intern. Conf. Paleozoic Orogens in Central Europe*. Göttingen–Giessen.
- SKACEL J. 1989 — Hranice ługika a silezika (Strednich a vychodnich Sudet). *Acta Univ. Wratisl.*, 1113, *Pr. Geol.-Miner.*, 17: 45–55.
- TAIT J., BACHTADSE V. & SOFFEL H.C. 1994 — Silurian palaeogeography of the Bohemian Massif: implication for Armorica. *J. Geoph. Res.*, 99: 2897–2907.
- TRENCH A., TORSVIK T.H. & MCKERROW W.S. 1992 — The palaeogeographic evolution of southern Britain during early Palaeozoic times: a reconciliation of palaeomagnetic and biogeographic evidence. *Tectonophysics*, 201: 75–82.
- WAJSPRYCH B. 1978 — Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizenskich Gór Bardzkich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48: 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, Ossolineum*: 141–164.
- WEBER K. 1978 — Das Bewegungsbild im Rhenohertzynikum — Abbild einer varistischen subfluenz. *Zeitschrift Dtsch. Geol. Gesel.*, 129: 249–281.
- WIESER T. 1978 — Glaucofan schists and associated rocks of Kopina Mt. (Lasocki Range, Sudeten). *Miner. Pol.*, 9: 17–39.
- WOJCIECHOWSKA I. 1995 — Geotektoniczna pozycja metabazytów metamorfiku kłodzkiego (wschodnia krawędź Bohemicum, Sudety, Polska). *Acta Univ. Wratisl.*, 1739, *Pr. Geol.-Miner.*, 50: 65–76.
- ZIEGLER P.A. 1986 — Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of western and central Europe. *Tectonophysics*, 126: 303–328.
- ZNOSKO J. 1981a — The problem of the oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes. *Bull. Polish Acad. Sci., Earth Sci.*, 29: 185–197.
- ZNOSKO J. 1981b — The problem of oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes. [In:] *Narębski W. (ed.) Ophiolites and Initialites of the northern border of the Bohemian Massif. Zentral Institut der Erde, Potsdam*: 3–28.
- ŻELAZNIEWICZ A. 1997 — The Sudetes as a Palaeozoic orogen in central Europe. *Geol. Mag.*, 134: 691–702.