

## Późnokarbońska aktywność przesuwczą strefy granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego

Jerzy Żaba\*

### Late Carboniferous strike slip activity at the boundary zone of Upper Silesia and Małopolska Blocks

**S u m m a r y.** The edge (boundary) zone of the Małopolska Block (MB) and of the Upper Silesia Block (USB) is cut by two major, transcontinental fault zones: the Hamburg–Kraków and the Szczecin–Kraków–Prešov lineaments (Fig. 1). A long-lasting tectonic activity of both these fault zones had an important impact on polyphase structural evolution of the edge zone area. Of particular intensity was their Late Carboniferous strike-slip motions, closely related to granitoid intrusions as well as to the accompanying ore mineralisations. The Late Carboniferous deformation comprised three stages during which a progressive rotation of horizontal compression axis took place. During the pre-intrusive stage, dated as posterior to Namurian A, under dextral transpressive regime conditions (NNE–SSW directed compression) the NE margin of the Upper Silesia Block was uplifted and overthrust along a high-angle reverse faults upon the edge of the Małopolska Block (Fig. 2). This produced fold and thrust structures (Figs 3 and 4) as well as Riedel shears and normal faults (Fig. 2) in the Palaeozoic strata. During the syn-intrusive stage, postdating the Westphalian B, in conditions of dextral transtension (NNW–SSE directed compression) granitoid bodies were emplaced in active, extensional shear zones (Figs 5–7), into voids produced in — beetwen en — echelon trains of penetrative P shears. The plutons intruded as well into pull-apart zones. These processes were accompanied by formation of R' and X shears. During the post-intrusive stage, which occurred at the turn of Westphalian and Stephanian and, most probably, also in the early Stephanian, under conditions of dextral simple shearing regime followed by dextral transpression (with horizontal compression axis direction oriented at first submeridianally, next replaced by NNE–SSW direction), the granitoids and their matle rocks were deformed (Figs 8–11). At that time several tectonic events produced folds, reverse faults and thrusts, parallel to analogous structures that had formed earlier during the pre-intrusive stage. A significant proportion of then generated faults were reactivated and rejuvenated older discontinuities. A saturated fault network developed at that stage. The main part was played at that time by the Szczecin–Kraków–Prešov fault zone. The displacements on the Hamburg–Kraków fault zone in the vicinities of Lubliniec were of the transpressive type, with initially sinistral strike-slip sense (at the pre-intrusive stage), being then replaced by dextral (at syn-intrusive stage) and, eventually, again by sinistral sense of motion (at the post-intrusive stage). At the syn-intrusive stage, at the same time when along the NE boundary of the Upper Silesia Block granitoid plutons intruded under extensional regime, the western edge of this block was overridden, under compressional regime, by Early Carboniferous sediments of the Moravo–Silesian zone. The recently suggested Early Carboniferous large-scale strike-slip faulting in the Sudetes (Aleksandrowski 1990, 1994) along crustal discontinuities of the same direction (NW–SE to WNW–

ESE) as those in the area under discussion, seems, therefore, to have migrated northwards in the Late Carboniferous and concentrated on the Odra fault zone and its continuation into the boundary faults between the Małopolska and Upper Silesia Blocks.

Znaczący postęp w badaniach podmezozoicznego podłoża NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, jaki dokonał się w kilku ostatnich latach, pozwolił na sformułowanie nowych interpretacji budowy geologicznej tego regionu, jak też — rozwiązanie niektórych problemów, głównie litologicznych i stratygraficznych.

Przełomowe pod tym względem okazało się wyznaczenie przez Bułę (1994) dokładnego przebiegu strefy uskokowej Kraków–Lubliniec (KLFZ), stanowiącej granicę między blokami górnośląskim (USB) i małopolskim (MB). Linia tego uskoku wykazuje liczne nieregularności w postaci wyraźnych wygięć i łuków (ryc. 1). Jej bieg określany był dotąd jako prostoliniowy (obszerny przegląd literatury o tej tematyce — p. Żaba, 1995); tą cechą charakteryzuje się — przecinająca omawiany obszar — druga walna dyslokacja — Szczecin–Kraków–Prešov (SKPFZ) (Żaba, 1995), biegnąca w głębokim podłożu pod paleozoiczną pokrywą NE brzegu bloku górnośląskiego. Długotrwała tektoniczna aktywność powyższych uskokuw (ryc. 1) miała decydujący wpływ na wieloetapową ewolucję strukturalną występujących w tym regionie utworów (Żaba, 1994a, c).

Autor pracy na podstawie szczegółowej analizy mezo- i mikro-strukturalnej rdzeni wiertniczych, pochodzących ze strefy granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego, wyodrębnił (dzięki całościowemu zestawieniu wyników badań prowadzonych na poszczególnych fragmentach rdzeni) kilkadziesiąt epizodów, stanowiących sekwencję geometryczno-wiekową różnej rangi wydarzeń geologicznych (m.in.: Żaba, 1990, 1994b; Żaba & Perski, 1994). Na ich podstawie wyróżniono kilkanaście etapów strukturalno-kinematycznej ewolucji tego regionu. Kilka spośród nich wiąże się najprawdopodobniej z górnokarbońską aktywnością przesuwczą wielkich stref dyslokacyjnych. W tym okresie, w aktywnych, ekstensyjnych strefach ścinania, tworzyły się tektoniczne przestrzenie wypełniane przez granitoidowe intruzje, którym często towarzyszyła mineralizacja kruszcowa.

Obecność form intruzyjnych pozwoliła na wyodrębnienie trzech etapów ewolucyjnych:

- 1 — bezpośrednio poprzedzającego wdarcie się intruzji (etap przedintruzyjny),
- 2 — zachodzącego w warunkach sprzyjających intrudowaniu i umiejscawianiu się ciał magmowych (etap intruzyjny) oraz
- 3 — następującego zaraz po ich zakrzepnięciu (etap pointruzyjny).

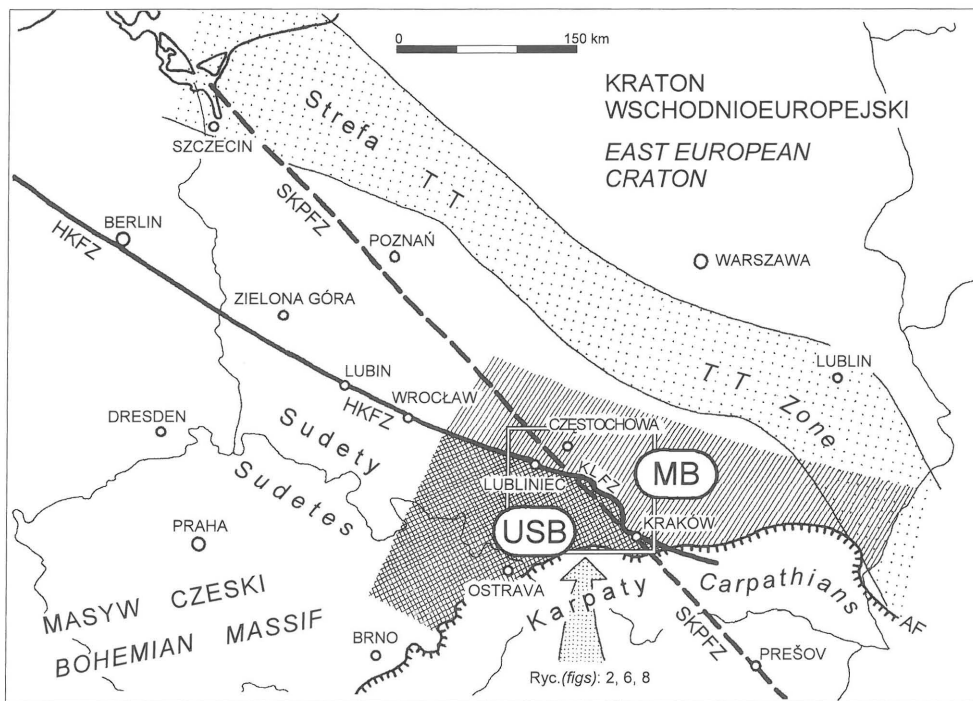
Charakterystyczną dla każdego z tych etapów sytuację geometryczno-kinematyczną, starano się przedstawić na odpowiednich szkicach strukturalnych (ryc. 2A, 6A i 8A).

Skonstruowano też modele strukturalne (głównie na podstawie wyników badań Sandersona i Marchiniego, 1984, a częściowo też McCossa, 1986; Van Mounta i Suppe, 1987), ukazujące — tworzące się w danych warunkach — formy tektoniczne oraz ich wzajemne relacje kątowe (ryc. 2B, 6B i 8B).

### Etap przedintruzyjny

W stadium początkowym etapu przedintruzyjnego — wskutek skracania odbywającego się wzdłuż osi o kierunku SSW–NNE — doszło do względnych przemieszczeń podłoża bloków małopol-

\*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec



**Ryc. 1.** Przebieg transkontynentalnych stref uskokowych Hamburg–Kraków (HKFZ) oraz Szczecin–Kraków–Prešov (SKPFZ); MB — blok małopolski, USB — blok górnośląski, AF — front nasunięć alpejskich, KLFZ — graniczna strefa uskokowa Kraków–Lubliniec (wg Buła, 1994), OFZ — strefa uskokowa Odra

**Fig. 1.** Transcontinental fault zone of Hamburg–Kraków (HKFZ) and Szczecin–Kraków–Prešov (SKPFZ); MB — Małopolska block, USB — Upper Silesia block, AF — Alpine frontal thrust, KLFZ — boundary fault zone Kraków–Lubliniec (after Buła, 1994), OFZ — Odra fault zone

skiego i górnośląskiego (ryc. 2A). Zachodziły one w warunkach transpresji (por. Harding, 1974; Harland, 1971; Sanderson & Marchini, 1984; Sylvester, 1988), wywołującej ruch przesuwczo-zbieżny (ryc. 2B), powodujący — oprócz przesuwczych — również inwersyjno-zrutowe, wzajemne przemieszczanie się bloków krystalicznego podłoża. Naciski wzdłuż osi SSW–NNE prowadziły do wgniatania NE krawędzi podłoża bloku górnośląskiego w brzezną strefę bloku małopolskiego, przy jednoczesnym niewielkim, prawoskrętnym ruchu przesuwczym. W efekcie intensywnego skracania (zgodnie z wymienionym kierunkiem) doszło do podniesienia NE brzegu bloku górnośląskiego i jego stromego nasunięcia na krawędź bloku małopolskiego. Jak się wydaje, maksymalna amplituda nasunięcia nie przekraczała 10 km. Kąt zawarty pomiędzy osią kompresji, a powierzchnią głównych przemieszczeń uskokowych  $D$ , wynosił w omawianym okresie w przybliżeniu  $\alpha = 65^\circ$  (ryc. 2B). Powodowało to intensywne deformacje paleozoicznej pokrywy obu bloków, wyrażające się powstawaniem fałdów, a w skutek dalszego skracania — nasunięć. Uskoki odwrócone i nasunięcia tworzyły się głównie w północno-wschodnim — dużo silniej deformowanym — skrzydle dyslokacji (ryc. 3 i 4). Odnaczały się one najczęściej NE zwrotem ruchu skrzydła wiszącego (ryc. 4). Jednak w pewnych rejonach zwrot ten był odwrotny (ryc. 2). Takie przypadki niemal równoczesnego powstawania nasunięć o przeciwnych zwrotach przemieszczeń, są znane z literatury i występują dość powszechnie (m.in.: Banks & Warburton, 1986; Cooper & Trayner, 1986; Crane, 1987; Doglioni, 1987; Eisenstadt & de Paor, 1987; Morley, 1987). Zarówno osie powstałych w ten sposób fałdów, jak też kierunki biegu uskoków odwróconych i nasunięć, których rekonstrukcję oparto przede wszystkim na pracach: Bukowego (1964, 1984, 1994), Ekierta (1971) i Piekarskiego (1982, 1985), są zorientowane pod niewielkimi kątami (w planie) w stosunku do płaszczyzny głównych przemieszczeń uskokowych. Kąty te wynoszą zazwyczaj ok.  $25^\circ$  (ryc. 2), co dobrze odpowiada warunkom transpresji (w tym przypadku prawoskrętnej).

Najwcześniejsze powstałe struktury fałdowo-nasunięciowe, zostały pocięte i poprzemieszczane przez niskokątowe, prawoskrętne ściecia

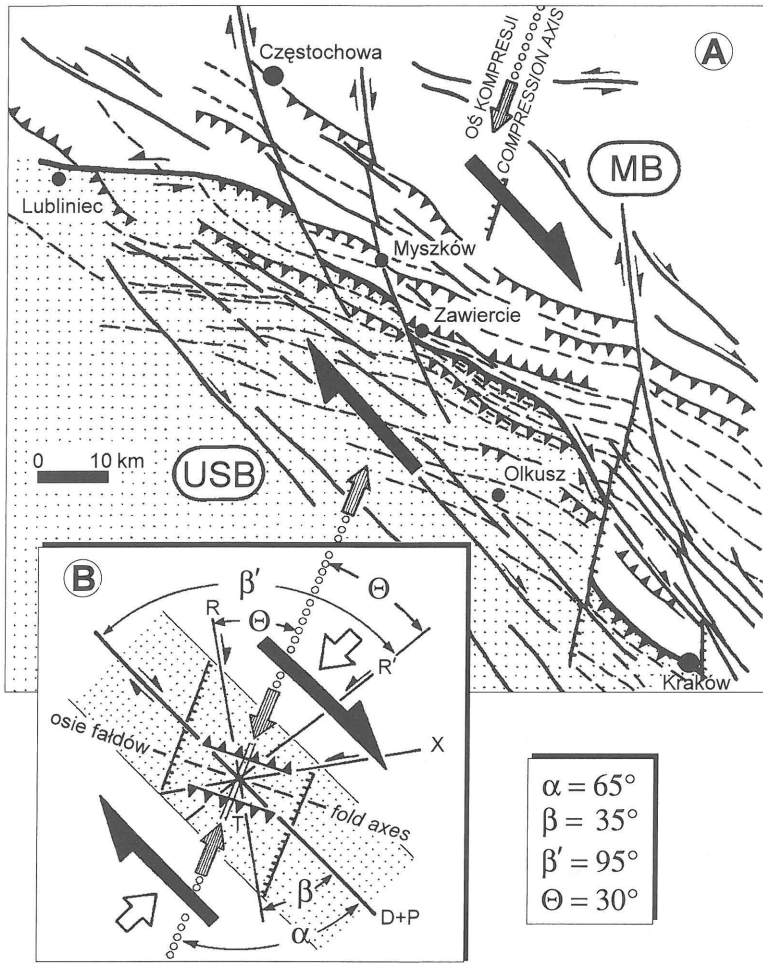
$R$ , tworzące tu z główną dyslokacją kąt zbliżony do  $35^\circ$  (ryc. 2), czyli o  $15\text{--}20^\circ$  większy niż w warunkach prostego ścinania (por. m.in.: Jaroszewski, 1972; Sylvester, 1988). Uskoki o charakterze ścieć  $R$  przemieściły też w kilku miejscach główną, rozciągającą oba bloki, strefę dyslokacyjną. W okolicach Doliny Będkowskiej i Krakowa strefę tę przecięły ponadto uskoki normalne (ryc. 2). W rejonie Lublińca natomiast, wzdłuż granicznego uskoku o kierunku WNW–ESE, zachodziły w tym czasie transpresyjne przemieszczenia lewoskrętne. W ich rezultacie powstały tam brachyfałdy i nasunięcia, tworzące z główną dyslokacją kąt zbliżony do  $45^\circ$  (ryc. 2A). Opisywane formy tektoniczne powstawały w paleozoicznej pokrywie obu bloków ponad przebiegającą w krystalicznym podłożu wielką strefą uskokową. Mają one zatem charakter struktur naduskokowych.

Kąt ścinania  $\Theta$ , we wszystkich prezentowanych przekładach, wynosi w przybliżeniu  $30^\circ$ . Wokół tej wartości oscyluje on bowiem (podobnie jak kąt tarcia wewnętrznego  $\phi$ ) w przeciętnych, litych skałach (por. Jaroszewski, 1974). Jak się okazuje, nie zmieniają go też zasadniczo warunki transtensyjne, transpresyjne, bądź — prostego ścinania (np. Sanderson & Marchini, 1984; Wilcox i in., 1973).

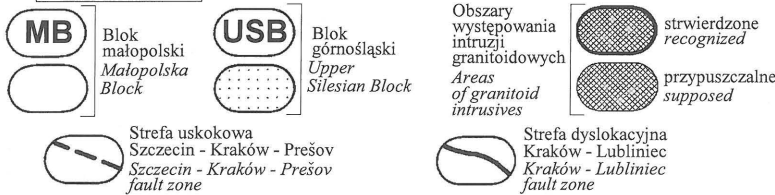
Podczas trwania omawianego etapu, oś kompresji ulegała stopniowej, lewoskrętnej rotacji, przyjmując w jego stadium końcowym, orientację zbliżoną do południkowej. Wskutek tego ruchy przesuwcze na NE odcinku granicznej dyslokacji — nie zmieniając swego prawoskrętnego zwrotu — zachodziły wówczas w warunkach prostego ścinania, powodując utworzenie się w paleozoicznej pokrywie, nadprzesuwczych struktur fałdowych i uskoków inwersyjnych o generalnym przebiegu W–E. W okolicach Lublińca zmiany te doprowadziły do całkowitego zaniku ruchów przesuwczych, na rzecz przemieszczeń o charakterze odwróconym. W strefie granicznej obu bloków pojawiły się — w obrębie paleozoicznego piętra pokrywowego — podrzędne uskoki przesuwcze, równoległe do generalnej powierzchni poślizgu  $D$  (ryc. 2).

### Etap intruzyjny

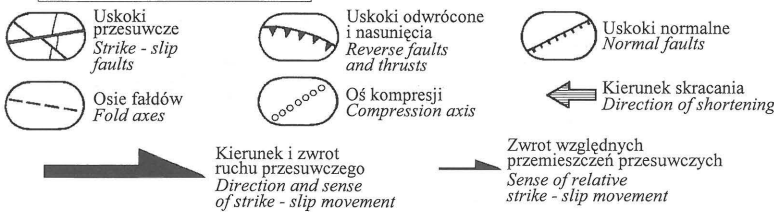
W etapie intruzyjnym oś kompresji ulegała nadal stopniowej lewoskrętnej rotacji, kontynuując tym samym kierunek zaznaczający się już w okresie poprzednim. Zmieniający się stopniowo układ naprężeń, w dalszym ciągu wywoływał prawoskrętne przemieszczenia, zachodzące obecnie w warunkach coraz wyraźniejszej transtensji (ryc. 5 i 6). W końcowym stadium tego etapu oś kompresji przyjęła orientację NNW–SSE (ryc. 6), a w pewnych rejonach tej strefy — być może nawet NW–SE. W związku z tym przerotowaniu uległ cały układ — tworzących się teraz w nowych warunkach — struktur (ryc. 6B). Część z nich wykorzystywała powierzchnie oraz kierunki już istniejących form tektonicznych (ryc. 6A), zmieniając tylko charakter zachodzących zgodnie z nimi przemieszczeń. Jako nowe — utworzyły się penetratywne dla całej strefy, zespoły uskoków o charakterze niskokątowych, syntetycznych, prawoskrętnych ścieć  $P$  oraz wysokokątowych, antytetycznych, lewoskrętnych ścieć  $R$  i  $X$ . Ściecia  $R$  przyjęły w tych



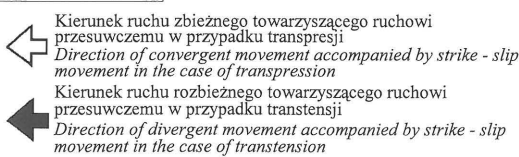
Ryc. A Fig. A



Ryc. A i B Figs. A and B



Ryc. B Fig. B



Ryc. 2. Prawoskrętna, transpresyjna strefa ścinania na granicy bloków małopolskiego i górnośląskiego — etap przedintruzyjny (pozostałe objaśnienia — patrz ryc. 8)  
 Fig. 2. Dextral transpressive shear zone at the boundary of Małopolska and Upper Silesia blocks — pre-intrusive stage (see fig. 8 for more explanations)

w warunkach położenie równoległe do głównej powierzchni uskokowej *D*. Lokalnie powstały też struktury fałdowe i uskoki odwrócone

ny charakteru

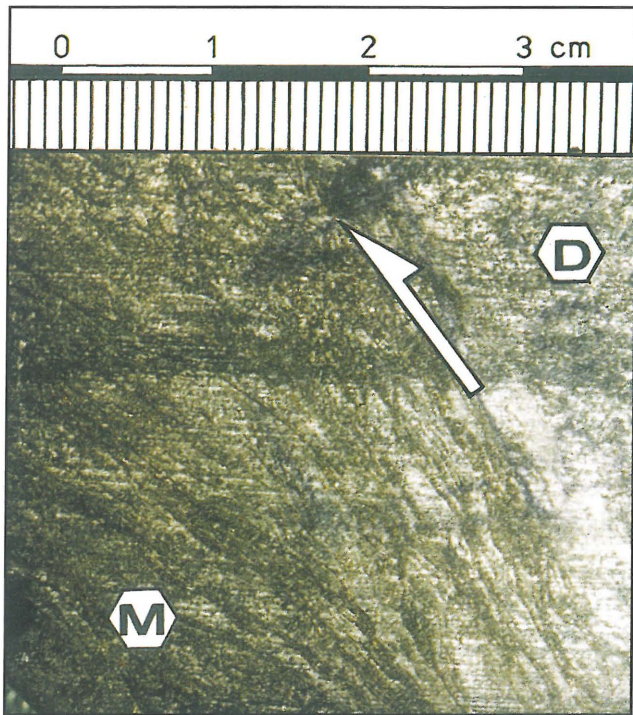
o przebiegu WSW–ENE (ryc. 6). Zgodnie z powierzchniami uskoków typu *D* dochodziło w tym okresie do prawoskrętnych przemieszczeń normalno-przesuwczych. Dzięki temu wzdłuż NE granicy bloku górnośląskiego utworzyło się — w jego brzeżnej części — obniżenie o kierunku NW–SE, mające charakter złożonego rowu tektonicznego (ryc. 6A). Natomiast w rejonie Doliny Będkowskiej powstało zapadlisko typu *pull-apart*, stwarzające korzystne warunki dla umiejscowienia się w nim granodiorytowej intruzji (ryc. 6A). Zgodnie z osią kompresji zorientowaną — w stosunku do głównej powierzchni uskokowej *D* — pod kątem  $\alpha = 30^\circ$  (w niektórych rejonach był on mniejszy), utworzyły się uskoki normalne o przebiegu NNW–SSE (ryc. 6), wykorzystujące miejscami starsze ścieżki *R'* (por. ryc. 2). Prawoskrętne przemieszczenia zachodziły wzdłuż całej, wyznaczonej przez Bułę (1994), strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. W okolicach Lublińca — w porównaniu z etapem poprzednim — doszło do inwersji zwrotu ruchu przesuwczego (z lewego na prawoskrętny — por. ryc. 2A i 6A), co spowodowało, iż na N skrzydle tej dyslokacji rozwinęło się tektoniczne zapadlisko o rozciągłości NW–SE. Ekstensyjne warunki sprzyjały ulokowaniu się w nim intruzji magmowych (ryc. 6A). W rejonie Myszkowa, Zawiercia i Pilicy dominującą rolę odegrały penetratywne na tym obszarze ścieżki *P*, charakteryzujące się przebiegiem o kierunku WNW–ESE oraz prawoprusuwczym zwrotem przemieszczeń. Na pewnych odcinkach wykorzystywały one fragmenty granicznej, wyznaczonej przez Bułę (1994), strefy dyslokacyjnej Kraków–Lubliniec (ryc. 6A). Pomędzy szeregami aktywnych ścieżek *P* tworzyły się — w reżimie ekstensyjnym — tektoniczne przestrzenie, stopniowo zajmowane przez granitoidowe intruzje (ryc. 6A i 7).

Być może podczas omawianego etapu powstała (lub uaktywniła się) wielka prawoskrętne dyslokacja Szczecin–Kraków–Prešov. Nie jest jednak pewne, czy jej wpływ nie zaznaczył się już pod koniec etapu poprzedniego. Na badanym obszarze powyższa transkontynentalna strefa uskokowa (Żaba, 1995) przebiega pod paleozoiczną pokrywą NE brzegu bloku górnośląskiego (ryc. 6 i 8). W okolicach Zawiercia, jej bieg niemal pokrywa się z wyznaczoną przez Bułę (1994), graniczną strefą Kraków–Lubliniec. Prawoskrętne ruchy zachodzące w głębokim podłożu wzdłuż dyslokacji Szczecin–Kraków–Prešov, spowodowały, iż w obrębie paleozoicznego piętra pokrywowego bloku górnośląskiego, ulegały wygięciu osie niektórych — wcześniej powstałych — form fałdowych oraz linie nasunięć (por. Żaba, 1995).

### Etap pointruzyjny

W początkowym stadium etapu pointruzyjnego oś kompresji — wskutek prawoskrętnej rotacji kierunków głównych naprężeń — ponownie uzyskała południkową orientację (ryc. 8). W strefie kontaktowej obu bloków, prawoskrętne przemieszczenia głębokiego podłoża odbywały się w warunkach zbliżonych do prostego ścinania ( $\alpha = 50^\circ$ ). Prowadziły do tworzenia się nowych zespołów struktur naduskokowych, jak też powodowały zmianę kierunku zachodzącego wzdłuż powierzchni

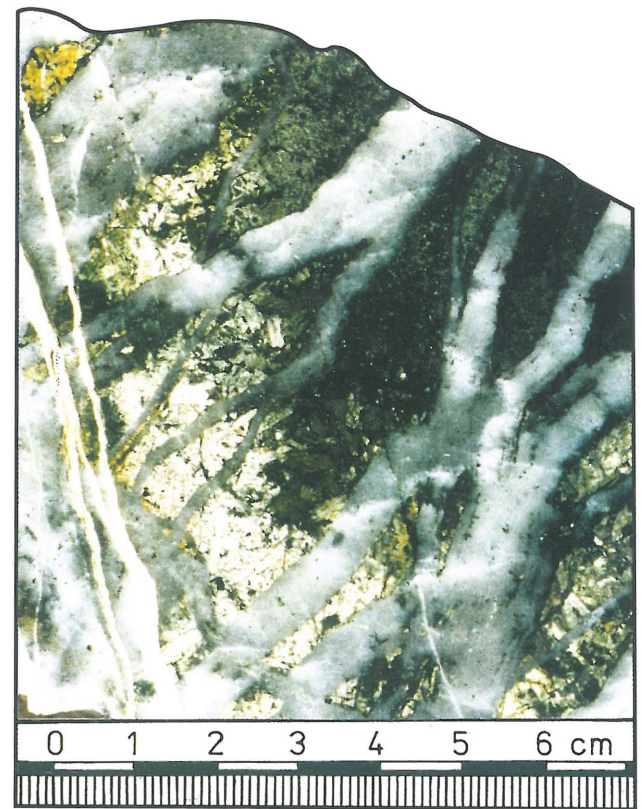




← **Ryc. 3.** Etap przedintruzyjny — strefa podatnego ścinania (mylonityzacji — M) o charakterze odwróconym w paleozoicznym diabazie (D) z rejonu Myszkowa; otw. wiert. Pz-10, głęb. 225,7 m; por. z ryc. 4 i 5 w (Żaba, 1994 b), wszystkie fot. J. Żaba  
**Fig. 3.** Pre-intrusive stage — ductile reverse shear zone (mylonitization — M) in the Palaeozoic diabase (D) in the Myszków area; borehole Pz-10, depth 225.7 m; cf. figs 4 and 5 in (Żaba, 1994 b), all photos by J. Żaba

wielu istniejących już uskoków (ryc. 8). Deformacjami zostały objęte również granitoidy i otaczające je aureole metamorficzne oraz towarzyszące intruzjom — skały żyłowe (ryc. 9–11).

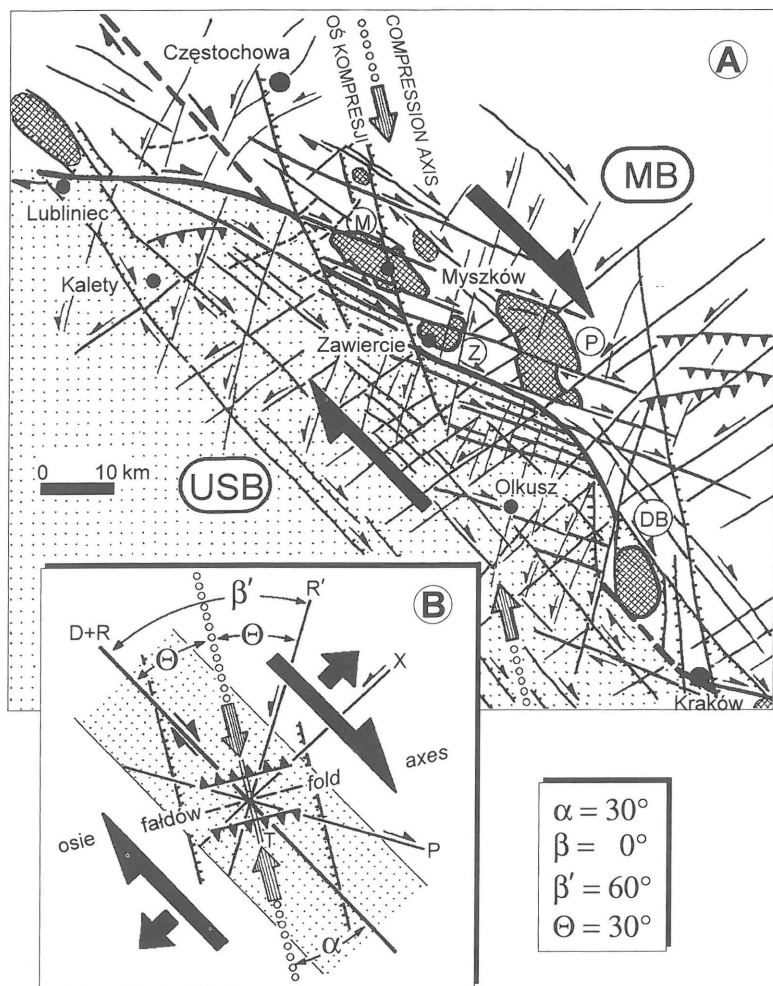
Wyraźne, subhoryzontalne skracanie zachodziło podczas kilku wydarzeń geologicznych (epizodów — ryc. 9, 11), ściśle związanych z dalszą, prawoskrętną rotacją osi kompresji. Prowadziło to do stopniowego powrotu warunków transpresyjnych. W rejonie Lublińca zwrot ruchów — zachodzących



↑ **Ryc. 5.** Etap intruzyjny (stadium początkowe) — sieć żył kwarcowych o charakterze sztokwerku w zbrekcjowanym i skataklazowanym paleozoicznym diabazie w rejonie Myszkowa; otw. wiert. Pz-10, głęb. 295,4 m; por. z ryc. 6 w (Żaba, 1994 b)  
**Fig. 5.** Syn-intrusive stage (initial phase) — a stockwork-like network of quartz veins within Palaeozoic, brecciated and cataclastic diabase in the Myszków area; borehole Pz-10, depth 295.4 m; cf. fig. 6 in (Żaba, 1994 b)

← **Ryc. 4.** Etap przedintruzyjny — strefa ścinania o charakterze odwróconym w utworach sylurskich (iłowce z wkładkami mułowców) z rejonu Żarek; otw. wiert. Ż-78, głęb. 438,0 m; por. z ryc. 13 w (Żaba & Perski, 1994)  
**Fig. 4.** Pre-intrusive stage — reverse shear zone in Silurian sediments (claystones with intercalations of mudstones) in the Żarki area; borehole Ż-78, depth 438.0 m; cf. fig. 12 in (Żaba & Perski, 1994)





← **Ryc. 6.** Prawoskrętna, transtensyjna strefa ścinania na granicy bloków małopolskiego i górnośląskiego — etap intruzyjny (objaśnienia — patrz ryc. 2 i 8)

**Fig. 6.** Dextral transpressive shear zone at the boundary of Małopolska and Upper Silesia blocks — syn-intrusive stage (see figs 2 and 8 for explanations)

zgodnie ze strefą dyslokacyjną Hamburg–Kraków — zmienił się ponownie na lewoskrętny. Na całym omawianym obszarze tworzyły się też (lecz na mniejszą skalę) fałdy i uskoki odwrócone oraz nasunięcia, koksjalne z analogicznymi strukturami powstałymi w etapie przedintruzyjnym. W okresie tym dużą rolę odgrywała dyslokacja Szczecin–Kraków–Prešov.

### Implikacje tektoniczne

Omówione trzy etapy ewolucji strukturalnej piętra waryscyjskiego, są ściśle związane z przesuwczą aktywnością wielkich dyslokacji: Kraków–Lubliniec (Buła, 1994) i Szczecin–Kraków–Prešov (Żaba, 1995). Zaznaczające się w poszczególnych etapach wyraźne zmiany charakteru deformacji, zostały wywołane rotacją osi głównych naprężeń  $\sigma_1$ . Lewoskrętna rotacja tej osi — zapoczątkowana w okresie bezpośrednio poprzedzającym wdarcie się intruzji — spowodowała zmianę kierunków głównych nacisków z NNE–SSW (etap przedintruzyjny — ryc. 2), na NNW–SSE (etap intruzyjny — ryc. 6). Z

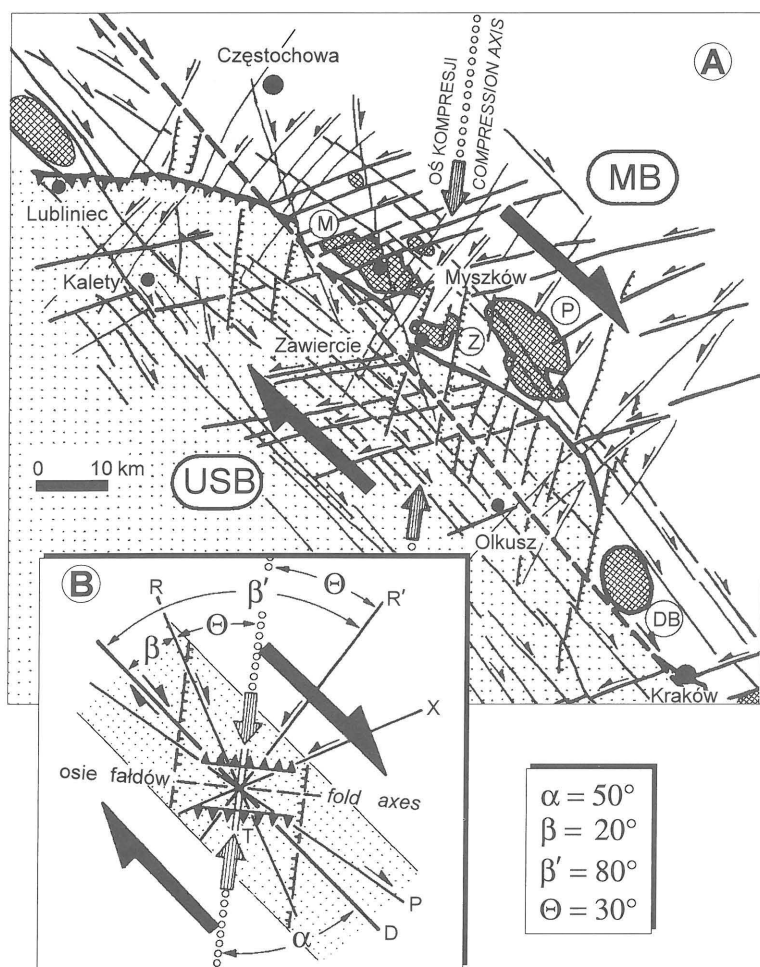
kolei w etapie pointruzyjnym oś kompresji uległa prawoskrętnej rotacji, przyjmując początkowo położenie zbliżone do południkowego (ryc. 8), a następnie ponownie — NNE–SSW. Te z pozoru niewielkie rotacje pola naprężeń wywoływały, brzemienne w skutkach, zmiany warunków deformacji, jak też charakteru przemieszczeń zachodzących w strefie krawędziowej (granicznej) obu bloków. Na odcinku między Myszkowem, a Krakowem były to ruchy prawoskrętne, odbywające się początkowo w warunkach transpresji (etap przedintruzyjny — ryc. 2), następnie transpresji (etap intruzyjny — ryc. 6), a potem prostego ścinania (ryc. 8), zmieniającego się stopniowo ponownie w transpresję (etap pointruzyjny). W rejonie Lublińca natomiast, przemieszczenia zachodzące wzdłuż dyslokacji Hamburg–Kraków, miały w całym omawianym okresie charakter transpresyjny, z tym że ich początkowo lewoskrętny zwrot (etap przedintruzyjny), wskutek inwersji ruchu zmienił się w prawoskrętny (etap intruzyjny), by następnie ponownie przejść w — lewoprzesuwczy (etap pointruzyjny). W etapie intruzyjnym tworzywo granitoidowe wypełniało tektoniczne przestrzenie, tworzące się w aktywnych, ekstensyjnych strefach ścinania. Magmatyzm granitoidowy miał tu więc ścisły związek z wielkimi dyslokacjami przesuwczymi;

←

**Ryc. 7.** Etap intruzyjny (stadium końcowe) — niezgodny kontakt intruzji granodiorytu (G) z hornfelsem (H) w rejonie Myszkowa; otw. wiertn. Pz-10, głęb. 518,5 m

**Fig. 7.** Syn-intrusive stage (terminal phase) — discordant contact of granodiorite (G) with hornfelse (H) in the Myszków area; borehole Pz-10, depth 518,5 m





**Ryc. 8.** Prawoskrętna strefa o charakterze prostego ścinania na granicy bloków małopolskiego i górnośląskiego — etap pointruzyjny (stadium początkowe); oznaczenia literowe typowych struktur (zespołów spekań lub uskoków) występujących w strefie ścinania: *D* — główna powierzchnia przemieszczenia uskoku, *R* — syntetyczna, niskokątowa powierzchnia ścinania Riedla, *R'* — antyetyczna, wysokokątowa powierzchnia ścinania Riedla, *P* — syntetyczna, niskokątowa powierzchnia ścinania *P* (Skempton), *X* — antyetyczna, wysokokątowa powierzchnia ścinania *X*, *T* — spekanie (szczelina) tensyjne *T*,  $\alpha$  — kąt pomiędzy główną powierzchnią uskoku, a osią kompresji (osią głównego naprężenia  $\sigma_1$ ),  $\beta$  — kąt pomiędzy główną powierzchnią uskoku, a spekaniem *R*,  $\beta'$  — kąt pomiędzy główną powierzchnią uskoku, a spekaniem *R'*,  $\Theta$  — kąt ścinania; obszary występowania intruzji granitoidowych (wg Hefilk *et al.*, 1992; Karwowski, 1988; Piekarski, 1985), *M* — Myszków, *Z* — Zawiercie, *P* — Pilica, *DB* — Dolina Będkowska; przebieg strefy dyslokacyjnej Kraków–Lubliniec wg Buły (1994) (pozostałe objaśnienia patrz ryc. 2)

**Fig. 8.** Dextral shear zone at the boundary of Małopolska and Upper Silesia blocks — post-intrusive stage (initial phase); *D* — main displacement zone (principal strike-slip fault), *R* — synthetic, low angle Riedel shear fracture, *R'* — antithetic, high angle Riedel shear fracture, *P* — synthetic, low angle *P* shear fracture (Skempton fracture), *X* — antithetic, high angle *X* shear fracture, *T* — synthetic extension *T* fracture,  $\alpha$  — angle between principal displacement zone (*D*) and compression axis (axis of principal stress  $\sigma_1$ ),  $\beta$  — angle between principal displacement zone (*D*) and synthetic Riedel shear (*R*),  $\beta'$  — angle between principal displacement zone (*D*) and antithetic Riedel shear (*R'*),  $\Theta$  — shear angle; areas of granitoid magmatism (after Hefilk *et al.*, 1992; Karwowski, 1988; Piekarski, 1985) as revealed by drilling: *M* — Myszków, *Z* — Zawiercie, *P* — Pilica, *DB* — Dolina Będkowska; location of Cracow–Lubliniec fault zone after Buły (1994) (see fig. 2 for more explanations)

odgrywał on przez długi czas również ważną rolę metalogeniczną. Wspomniane dyslokacje odznaczały się zapewne głębokim zasięgiem (por. Utkin, 1989). Powstawały (lub uaktywniały się) w sprzyjających warunkach na pograniczu fałdowania–nasuwania i inwersji, czyli w okresach tektonicznego skracania zachodzącego pod znacznym nakładem, przy współdziałaniu pionowych ruchów dźwigających.

W końcowej fazie omawianych procesów (pod koniec cyklu waryscyjskiego), sieć uskoków stała się już tak bardzo wielokierunkowa i skomplikowana, iż podczas późniejszych nacisków, zdolna była niemal wyłącznie do odmładzania i naśladowania różnych starszych kierunków. Uzyskała więc typowe cechy sieci uskokowej nasyconej (*sensu* Burtman, 1980); (por. też Żaba, 1995; — ryc. 2). Najbardziej intensywne deformacje utworów paleozoicznych (i starszych) zachodziły w etapie przedintruzyjnym, w warunkach prawoskrętnej transpresji.

Podniesienie i strome nasunięcie NE brzegu bloku górnośląskiego na krawędź bloku małopolskiego, spowodowało utworzenie się licznych fałdów oraz uskoków odwróconych i pomniejszych nasunięć (ryc. 2). Linie waryscyjskich nasunięć, powstałych najprawdopodobniej właśnie w tym etapie, zostały dokładnie zaznaczone w pracach Bukowego (np. 1984, 1994). Natomiast według Harańczyka (np. 1988) struktury te należy wiązać głównie z deformacjami kaledońskimi.

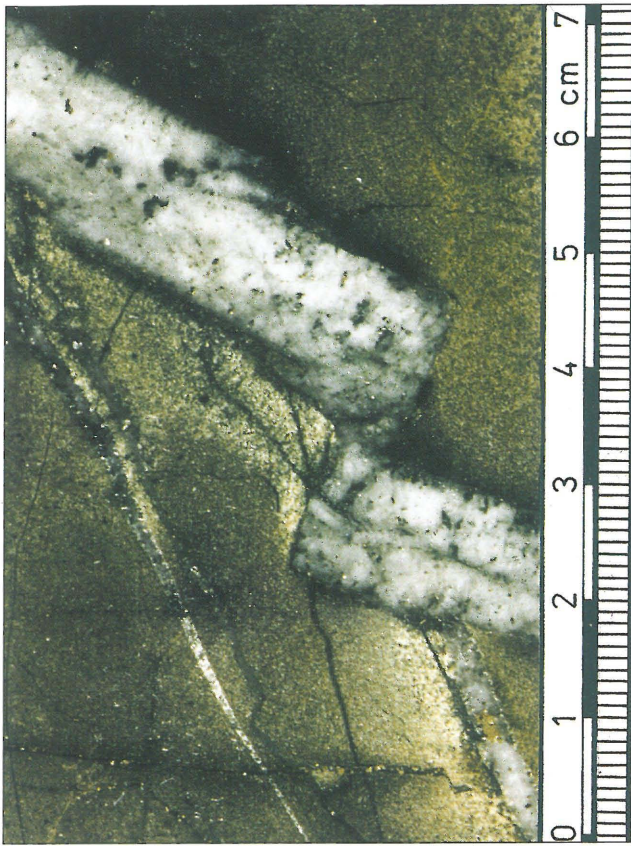
Bardzo podobne w swej geometrii, transpresyjne deformacje podłoża, zostały stwierdzone i szczegółowo opisane z rejonu uskoku San Andreas w Kalifornii (Sylvester, 1988; Sylvester & Smith, 1976).

### Wiek deformacji

Możliwość określenia wieku, omawianych w tej pracy trzech etapów deformacji, wiąże się ściśle z wiekiem intruzji granitoidowych. Występujące w strefie kontaktowej obu bloków granitoidy, większość badaczy łączy z magmatyzmem waryscyjskim, umiejscawiając go zazwyczaj w górnym karbonie (Bukowy, 1984, 1994; Jarmołowicz-Szulc, 1985; Karwowski, 1988; Kośnik & Muszyński, 1990; Żaba, 1994b). Waryscyjski wiek tego plutonizmu przyjmowany jest też w wielu ponadregionalnych pracach tektonicznych (np. Ober, 1988; Pozaryski *i in.*, 1992). Przemawiają za nim ponadto wyniki badań geochronologicznych K–Ar (Jarmołowicz-Szulc, 1985). Odmienne poglądy wyraża Harańczyk (1982, 1985), uznając omawiane intruzje za kaledońskie.

Zdarzenia geologiczne związane najprawdopodobniej z przesuwczą aktywnością wielkich stref uskokowych, zaznaczyły się też — z różną intensywnością — w osadach karbońskich. Porównanie wyodrębnionych tu (w wyniku analizy strukturalno-kinematycznej) trzech etapów ewolucyjnych, z profilami litostratigraficznymi utworów górnego karbonu (Bukowy, 1984, 1994; Gradziński *i in.*, 1961; Kotas, 1982, 1985; Unrug & Dembowski, 1971; Znosko, 1965) oraz z mapami strukturalnymi tego regionu (Buły, 1993), wskazuje, że omawiany w tej pracy etap przedintruzyjny miał miejsce najprawdopodobniej po namurze A (faza kruszcogórska), etap intruzyjny — po westfalu B (faza leońska), etap pointruzyjny natomiast — na pograniczu westfalu i stefanu oraz być może też we wczesnym stefanie (faza asturyjska). Jest wielce prawdopodobne, iż kiedy w górnym westfalu (faza leońska) wzdłuż NE granicy bloku górnośląskiego wdzierają się (w reżimie

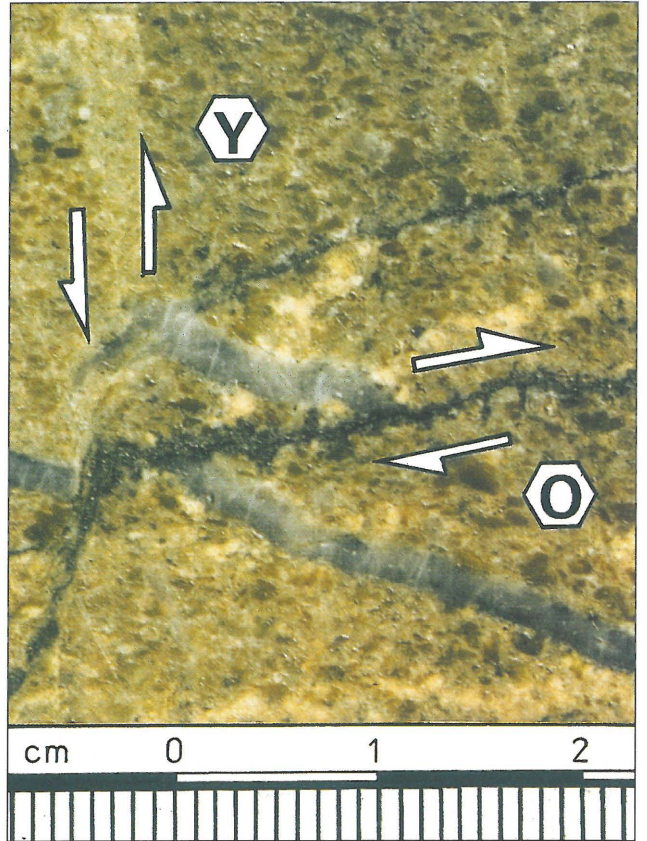




←

**Ryc. 9.** Etap pointruzyjny — żyła kwarcu w metasedymencie zdeformowana w warunkach subhoryzontalnej kompresji; rejon Myszkowa, otw. wiert. Ż-55, głęb. 293,5 m

**Fig. 9.** Post-intrusive stage — quartz vein in the metasediment deformed during subhorizontal compression; Myszków area, borehole Ż-55, depth 293,5 m



↑

**Ryc. 11.** Etap pointruzyjny — żyłka kwarcu w zmienionym granitoidzie (strefa endokontaktowa intruzji) objęta dwoma epizodami deformacji: O — starszym, Y — młodszym; rejon Myszkowa, otw. wiert. Pz-10, głęb. 414,0 m; por. z ryc. 7B w (Żaba, 1994b)

**Fig. 11.** Post-intrusive stage — quartz vein in altered granitoid (endocontact zone of intrusion) affected by older (O) and younger (Y) deformation episodes; Myszków area, borehole Pz-10, depth 414,0 m; cf. fig. 7B in (Żaba, 1994b)

←

**Ryc. 10.** Etap pointruzyjny — silnie zdeformowana żyła kwarcu w skataklazowanym granodiorycie (strefa endokontaktowa intruzji); rejon Myszkowa, otw. wiert. Pz-10, głęb. 423,1 m

**Fig. 10.** Post-intrusive stage — strongly deformed quartz vein in cataclastic granodiorite (endocontact zone of intrusion); Myszków area, borehole Pz-10, depth 423,1 m

ekstensyjnym) granitoidowe intruzje, to — synchronicznie z tym procesem — na zachodnią krawędź tego bloku (w warunkach kompresji) nasuwały się twory dolnokarboń-

skie strefy śląsko-morawskiej. Północne zakończenia, powstałych wtedy fałdów gliwickich, uległy w następnym etapie (faza asturyjska) wygięciu ku NW. Spowodowały to lewoskrętno-przesuwowe przemieszczenia, odbywające się wzdłuż północnej granicy bloku górnośląskiego (wyróżniony tu etap pointruzyjny). Wyginanie ku NW najbardziej północ-



nych części tych fałdów szczegółowo opisuje Kuzak (1994). Lewoskrętny zwrot ruchu, zachodzącego w fazie asturyjskiej zgodnie z uskokiem śląsko-lubuskim (Hamburg–Kraków), przyjmuje też Oberc (1993).

W ujęciu niektórych autorów (Aleksandrowski, 1990, 1994; Brochwicz-Lewiński i in. 1983) przemieszczenia przesuwcze odgrywały decydującą rolę w rozwoju waryscydów południowej Polski, a nawet Centralnej Europy. Prezentowane tu późnkarbońskie, prawoskrętno-przesuwcze uskokiwanie, dominowało w tym okresie powszechnie na rozległych obszarach pomiędzy Ameryką Północną i Uralem (Arthaud & Matte, 1975, 1977; Blés i in., 1989; Matte, 1986; Ziegler, 1984). Powodowało je transkontynentalne, prawoskrętne ścinanie, zainicjowane kolizją płyty afrykańskiej i europejskiej. Zgodnie z tymi samymi, co na omawianym terenie, kierunkami (NW–SE, WNW–ESE) zachodziła też — sugerowana ostatnio (Aleksandrowski, 1990, 1994) — dolnkarbońska aktywność przesuwcza Sudetów. W górnym karbonie przeniosła się ona najprawdopodobniej na strefę uskokuwą Odry (Hamburg–Kraków), a tym samym — na strefę krawędziową bloków małopolskiego i górnośląskiego.

Przedstawione w niniejszej pracy trzy etapy ewolucji strukturalnej utworów paleozoicznych, stanowią zaledwie niewielki — choć bardzo istotny — wycinek wielofazowego rozwoju strefy krawędziowej bloków małopolskiego i górnośląskiego (Żaba, 1994a, c).

Pracę wykonano w ramach realizacji projektu badawczego KBN nr 6 P04D 011 08.

Składam serdeczne podziękowania Dyrekcji Państwowego Instytutu Geologicznego za udostępnienie materiałów wiertniczych, jak też za wydatną pomoc podczas prowadzenia badań. Za inspirowane dyskusje dotyczące poruszanej tematyki dziękuję profesorom S. Bukowemu i Cz. Harańczykowi oraz doc. A. Żelazniewiczowi i mgr Z. Bule. Za pomoc w czasie prowadzenia prac terenowych i kameralnych gorąco dziękuję doc. B. Szymańskiemu, mgr Z. Perkiemu, mgr W. Dymowskiemu i mgr K. Szatkowskiemu. Szczególnie serdeczne podziękowania i wyrazy wdzięczności składam prof. W. Ryce i dr P. Aleksandrowskiemu za wnikliwe przeczytanie maszynopisu tej pracy oraz za cenne uwagi i wzbogacającą dyskusję.

## L i t e r a t u r a

ALEKSANDROWSKI P. 1990 — [W:] Inter. Conf.— Paleozoic orogens in Central Europe, IGCP – Project 233, Göttingen.  
 ALEKSANDROWSKI P. 1994 — [W:] Inter. Conf.—Sudetes 94 — Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area, Wrocław: 15–20.  
 ARTHAUD F. & MATTE P. 1975 — Tectonophysics, 25: 139–171.  
 ARTHAUD F. & MATTE P. 1977 — Geol. Soc. Am. Bull., 88: 1305–1320.  
 BANKS C. J. & WARBURTON J. 1986 — J. Struct. Geol., 8: 229–237.  
 BLÉS J. L., BONIJOLY D., CASTAING C., GROS Y. 1989 — Tectonophysics, 169: 79–111.  
 BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W., TOMCZYK H. 1983 — Prz. Geol., 31: 651–658.  
 BUKOWY S. 1964 — Biul. Inst. Geol., 184: 5–19.  
 BUKOWY S. 1984 — Pr. Nauk. Uniw. Śl., 691: 1–75.  
 BUKOWY S. 1994 — [W:] Przew. 65 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 14–30.  
 BUŁA Z. 1993 — Mapy ściąg poziomych Regionu Górnośląskiego — 1 : 500 000 i 1 : 200 000. Arch. PIG, Sosnowiec.  
 BUŁA Z. 1994 — [W:] Przew. 65 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 31–57.  
 BURTMAN V. S. 1980 — Am. J. Sci., 280: 725–744.  
 COOPER M. A., TRAYNER P. M. 1986 — J. Struct. Geol., 8: 305–312.

CRANE R. C. 1987 — [W:] Tailleur I., Weimer P. (red.), Alaskan North Slope Geology. Bakersfield, Calif., Soc. Econom. Paleont. Mineral., Pacific Sect., 2: 621–629.  
 DOGLIONI C. 1987 — J. Struct. Geol., 9: 181–193.  
 DUNNE W. M. & FERRILL D. A. 1988 — Geology, 16: 33–36.  
 EISENSTADT G. & DE PAOR D. G. 1987 — Ibidem, 15: 630–633.  
 EKIERT F. 1971 — Pr. Inst. Geol., 66: 5–77.  
 GRADZIŃSKI R., RADOMSKI A. & UNRUG R. 1961 — Kwart. Geol., 5: 15–38.  
 HARAŃCZYK C. 1982 — [W:] Przew. 54 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 90–102.  
 HARAŃCZYK C. 1985 — Ann. Soc. Geol. Pol., 53: 91–126.  
 HARAŃCZYK C. 1988 — Prz. Geol., 36: 379–381.  
 HARDING T. P. 1974 — AAPG Bull., 58: 1290–1304.  
 HARLAND W. B. 1971 — Geol. Mag., 108: 27–42.  
 HEFLIK W., MORYC W. & MUSZYŃSKI M. 1992 — Bull. Pol. Ac.: Earth Sci., 40: 23–29.  
 JARMOŁOWICZ-SZULC K. 1985 — Kwart. Geol., 29: 343–354.  
 JAROSZEWSKI W. 1972 — Stud. Geol. Pol., 38: 1–210.  
 JAROSZEWSKI W. 1974 — Tektonika uskokuw i fałdów. Wyd. Geol., Warszawa.  
 KARWOWSKI Ł. 1988 — Pr. Nauk. Uniw. Śl., 929: 1–89.  
 KOŚNIK I. & MUSZYŃSKI M. 1990 — Z. Nauk. AGH, 1381, Geol., 16: 89–120.  
 KOTAS A. 1982 — [W:] Przew. 54 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 45–72.  
 KOTAS A. 1985 — [W:] Konf. Nauk. — Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, Sosnowiec, Pol. Tow. Geol.: 17–46.  
 KUZAK R. 1994 — Prz. Geol., 42: 629–630.  
 MATTE P. 1986 — Tectonophysics, 126: 329–374.  
 MCCOSS A. M. 1986 — J. Struct. Geol., 8: 715–718.  
 MORLEY C. M. 1987 — Ibidem, 9: 331–343.  
 OBERC J. 1988 — Kwart. Geol., 31: 523–530.  
 OBERC J. 1993 — Geol. Quart., 37: 1–18.  
 PIEKARSKI K. 1982 — [W:] Przew. 54 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 26–38.  
 PIEKARSKI K. 1985 — Ann. Soc. Geol. Pol., 53: 207–234.  
 POŻARYSKI W., GROCHOLSKA A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P. & MORYC W. 1992 — Prz. Geol., 40: 643–651.  
 SANDERSON D. J. & MARCHINI W. R. D. 1984 — J. Struct. Geol., 6: 449–458.  
 SYLVESTER A. G. 1988 — Geol. Soc. Am. Bull., 100: 1666–1703.  
 SYLVESTER A. G. & SMITH R. R. 1976 — AAPG Bull., 60: 2081–2102.  
 UNRUG R. & DEMBOWSKI Z. 1971 — Roczn. Pol. Tow. Geol., 41: 119–168.  
 UTKIN V. P. 1989 — Sdvigovyje dislokacii, magmatizm i rudobrazovanie. Nauka, Moskva.  
 VAN MOUNT S. & SUPPE J. 1987 — Geology, 15: 1143–1146.  
 WILCOX R. E., HARDING T. P. & SEELY D. R. 1973 — AAPG Bull., 57: 74–96.  
 ZIEGLER P. A. 1984 — Geol. Mijnbouw, 63: 93–108.  
 ZNOSKO J. 1965 — Biul. Inst. Geol., 188: 73–120.  
 ŻABA J. 1990 — Tektonika górotworu staropaleozoicznego NE obrzeżenia GZW w rejonie Zawiercia. Arch. PIG, Sosnowiec.  
 ŻABA J. 1994a — Tektonika starszego paleozoiku NE obrzeżenia GZW. Referat 23.09.1994, 65 Zjazd Pol. Tow. Geol. Sosnowiec–Kielniki.  
 ŻABA J. 1994b — [W:] Przew. 65 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 141–154.  
 ŻABA J. 1994c — Tectonism of the Kraków–Lubliniec Zone versus Upper Silesia and Małopolska massifs. Referat — 28.09.1994, Europrobe: Trans-European Suture Zone, Kielce.  
 ŻABA J. 1995 — Prz. Geol., 43: 838–842.  
 ŻABA J. & PERSKI Z. 1994 — [W:] Przew. 65 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 154–163.