

обширный материал, которого интерпретацией, а также выяснением условий аккумуляции и разработкой перспектив нахождения месторождений, занимались многие геологи из предприятий нефтяного горного дела. Авторы приводят результаты проведенных геохими-

ческих, изотопных исследований. На основании этих результатов сделана характеристика месторождений природного газа, нефти и рассеянного органического вещества находящихся в миоценовых отложениях предгорья Карпат.



WOJCIECH BROCHWICZ-LEWIŃSKI, WŁADYSŁAW POŻARYSKI, HENRYK TOMCZYK  
Instytut Geologiczny

Contribution  
to IGCP Project no. 27  
The Caledonide Orogen

## RUCHY PRZESUWCZE W POŁUDNIOWEJ POLSCE W PALEOZOIKU

UKD 551.242.11:551.242górnśląski + małopolski:551.73(438-13)

Podłoże i bezpośrednio przedpole Karpat północnych tworzą masywy górnośląski i małopolski. Masywy te różnią się w istotny sposób historią przedpermską rozwoju geologicznego, a ich granicami są systemy potężnych rozłamów wgłębnych. Masyw małopolski ograniczają od NE lwowski odcinek linii Teisseyre'a-Tornquista (LTT), od N – rozłam świętokrzyski, a od SW – rozłamy strefy Kraków–Myszków, co nadaje mu kształt równoległoboku wydłużonego w kierunku WNW–ESE. Rozłamy szwu wewnętrznego Karpat nie dochodzą do LTT, toteż ku SE masyw ten łączy się z blokami podłoża o podobnym charakterze, jakie prześledzić można wzdłuż LTT aż po Morze Czarne (39, 44). Strefa Kraków–Myszków, której przebieg ku NW udokumentowano aż po rejon Częstochowy (26), stanowi jednocześnie granicę między oboma rozważanymi masywami. Kształt masywu górnośląskiego jest nieco bardziej nieregularny, lecz masyw ten jest także ograniczony rozłamami wgłębnymi: oprócz wyżej wspomnianych rozłamów strefy Kraków–Myszków i szwu wewnętrznego Karpat – przez rozłam morawsko-śląski na WNW i lineament Łaby na SW (26, ryc. 6 i s. 70). Kwestią wciąż otwartą pozostaje czy stanowi on samodzielną jednostkę, czy też łączy się w jedną całość z blokami morawskimi (masyw Bruno-Vistulicum – 15).

Masyw małopolski jest tu rozumiany nieco szerzej niż uprzednio (35), jako ograniczony rozłamami blok staropaleozoiczny, obejmujący bloki S części Gór Świętokrzyskich (synklinorium kieleckie i antyklinorium chęcińsko-klimontowskie) i prawdopodobnie strefy Kraków–Myszków. Cechą wspólną całego masywu jest konsolidacja grampiańska, stwierdzenie której zadecydowało o zaliczeniu znacznej części (jeśli nie całego) najmłodszego osadowego prekambru do tego samego piętra strukturalnego co i kambr (39). Ordowik i sylur mają tu charakter pokrywowy (43). Ich miąższości wynoszą kilkaset metrów w w centralnych częściach masywu, wzrastając do dwukrotnie większych w jego częściach brzeżnych. Z kolei zaburzenia tych skał stwierdza się wzdłuż lwowskiego odcinka LTT, rozłamu świętokrzyskiego i strefy Kraków–Myszków. Zaburzenia te wyraźnie zanikają ku centrum masywu małopolskiego, gdzie stwierdza się tylko mniejsze lub większe luki stratygraficzne (31), a ordowik i sylur tworzą niezaburzoną pokrywę na sfałdowanym kambrze lub utworach starszych. Sedymentacja dewonu rozpoczęła się na tym obszarze w emsie. W centralnych częściach masywu dewon spoczywa na sylurze bez niezgodności tektonicznej, co dowodzi, że obszar ten nie został objęty przez młodokaledońskie ruchy orogeniczne (por. także 17). Takie ujęcie jest zgodne z przedstawionym w drugim wydaniu Mapy Tektonicznej Europy (Carte... – 12), w którym ujęcie obszaru Polski firmował J. Znosko.

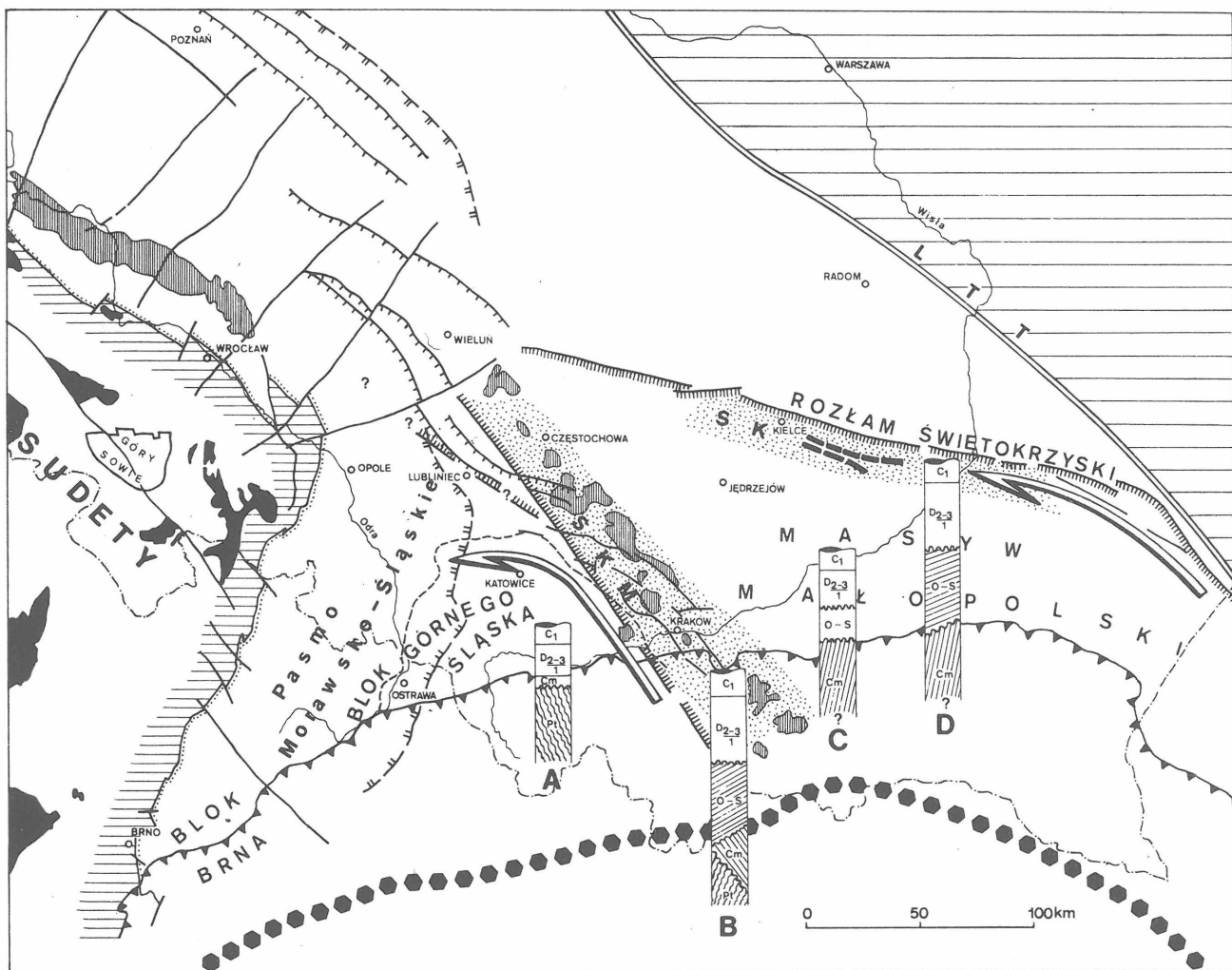
Słaby metamorfizm, jaki objął tu skały kambru, datowany jest na kambr środkowy – wczesny ordowik (ryc. 2), to jest interwał polifazy grampiańskiej.

Strefa Kraków–Myszków jest tematem intensywnych badań od kilkadziesiąt lat. Rozwój poglądów na jej genezę i ewolucję przedstawili ostatnio S. Bukowy (10) i C. Harańczyk (22). Z ostatnich prac (a szczególnie 22) wynika, że na wyraźnie sfałdowanym kambrze spoczywają tu z niezgodnością tektoniczną ponad 30° i zlepnięciem transgresywnym w spągu – stosunkowo niegruby klasyczny-węglanowy ordowik i ilasty sylur. Znaczące i zmienne upady utrudniają oszacowanie miąższości. Miąższość kambru szacuje się na około lub ponad 2000 m (22), a ordowiku – na kilkakrotnie większą niż w centralnych częściach masywu małopolskiego (34).

Niezgodność tektoniczna między kambrem i ordowikiem oraz charakter sedymentacji starszego paleozoiku przemawiają za przynależnością bloków strefy Kraków–Myszków (por. uwagi o stopniowym przejściu między tą strefą a regionem jędrzejowskim) masywu małopolskiego (11). Sprawy te powinny rozstrzygnąć dalsze badania i korelacje, gdyż np. nie jest wykluczone, że horyzont zlepnińców z wiercenia Węgleszyn IG 1, datowany na kambr dolny (39), może okazać się korelatywny ze zlepnińcami z Doliny Będkowskiej, także datowanymi na kambr dolny (22). Granicą między masywami byłyby rozłamy organiczujące tę strefę od SE (11, ryc. 1).

Osobnym zagadnieniem jest wciąż dyskutowany problem metamorfizmu w strefie Kraków–Myszków. Mamy tu metamorfizm kontaktowy i hydrotermalny, ciśnieniowy a chyba także słaby metamorfizm regionalny skał starszego paleozoiku. Niemniej istotna jest tu działalność magmowa oraz mineralizująca oraz jej związki z tektoniką. Jak to podkreślił C. Harańczyk, „te same staropaleozoiczne dyslokacje przesuwcze były wielokrotnie odmładzane, zablizniane, a zatem wielokrotnie służyły jako okresowe drogi ascencji i roztworów mineralizujących przez blisko 300 milionów lat” (20, s. 41).

Sama strefa okazuje się uderzająco podobna do kieleckiej w rozwoju sedymentacji staropaleozoicznej, a w pewnym stopniu i zaangażowaniu tektonicznym i magmatyzmie, na co zwracał już uwagę S. Bukowy (9). Przede wszystkim jest to podobieństwo w budowie strukturalnej a różnice są raczej ilościowe niż jakościowe. Strefę kielecką cechuje znacznie słabszy rozwój magmatyzmu, ale nawet i w tym przypadku można znaleźć cechy wspólne (40–41). Erozja w tej strefie sięgnęła lokalnie znacznie głębiej, zdzierając całą pokrywę permomezozoiku i prawie całą karbońsko-dewońską. W ordowiku i sylurze obie strefy podlegały silniejszej subsydencji niż bardziej centralne części masywu małopolskiego, by w trakcie ruchów późno-



Ryc. 1. Elementy tektoniczne paleozoiku południowej Polski (głównie według Mapy geologicznej Polski i krajów ościennych, bez kenozoiku, mezozoiku i permu, 1:1 000 000, Wyd. Geol., 1983)

1 – silne lokalne anomalie magnetyczne odpowiadające przejawom magmatyzmu, 2 – granitoidy waryscyjskie w internidach sudeckich, 3 – wychodne skał magmowych w strefie kieleckiej, 4 – uskoki przesuwcze wyznaczające granice masywu małopolskiego, 5 – uskoki przesuwcze linii Teisseyre-Tornquista, 6 – czoło orogenu waryscyjskiego, 7 – granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, 8 – kierunek ruchów przesuwczych w karbonie, 9 – czoło orogenu karpackiego, 10 – kreskowanie obrazujące nachylenie zaburzonego paleozoiku (a) i proterozoiku (b), 11 – granica zwartego występowania karbonu, odpowiadająca granicy internidów i eksternidów, 12 – uskoki i nasunięcia, 13 – strefy zaburzeń utworów paleozoiku: SKM – Kraków–Myszków, SK – kielecka, 14 – przebieg szwu wewnętrznego Karpat. Słupki charakteryzują miąższości i zaburzenia paleozoiku w poszczególnych jednostkach tektonicznych: A – na masywie górnośląskim, B – w strefie Kraków–Myszków, C – na masywie małopolskim, D – w strefie kieleckiej

kaledońskich (skandynawskich) i waryscyjskich ulec zuskokowaniu i pewnym deformacjom fałdowym. Jak wspomnieliśmy powyżej, zaburzenia te zanikają ku centrum masywu.

Charakter kontaktu masywów małopolskiego i górnośląskiego jest jednym z najbardziej szeroko dyskutowanych problemów w tym regionie (por. 11, 22, 26). Dostęp-

Fig. 1. Tectonic elements of the Paleozoic in southern Poland (mainly after Geological map of Poland and adjoining countries, without Cenozoic, Mesozoic and Permian formations, 1:1 000 000, Wyd. Geol.).

1 – strong local magnetic anomalies corresponding to magmatic bodies, 2 – Variscan granitoids in Sudetic internides, 3 – outcrops of igneous rocks in Kielce zone, 4 – strike-slip faults delineating Małopolska Massif, 5 – strike-slip faults of Teisseyre-Tornquist Line, 6 – front of Variscan orogen, 7 – boundary of Upper Silesian Coal Basin, 8 – direction of strike-slip movements in Carboniferous, 9 – front of the Carpathians, 10 – dip of disturbed Paleozoic (a) and Proterozoic (b) rocks (as shown in synthetic sections), 11 – boundary of continuous distribution of Carboniferous, corresponding to that of Variscan internides and externides, 12 – faults and overthrusts, 13 – zones of disturbances of Paleozoic rocks: SKM – Cracow–Myszków, SK – Kielce; 14 – course of internal suture of Carpathians. Synthetic sections characterize thickness and disturbances of Paleozoic in individual tectonic units: A – Upper Silesian Massif, B – Cracow–Myszków zone, C – Małopolska Massif, D – Kielce zone

ne dane radiometryczne (15, 39) i geologiczne wskazują, że obszary obu masywów były objęte przez ruchy kadomijskie i etap tych ruchów można uznać za wspólny w ich historii. Z kolei efekty ruchów późniejszych, wczesnokaledońskich są ograniczone do bloków masywu małopolskiego i strefy Kraków–Myszków, a ruchów późnokaledońskich – do tej strefy, nie zaznaczając się na ob-

Ryc. 2. Zestawienie wieków radiometrycznych (w mln. lat) uzyskanych dla skał podłoża masywu małopolskiego i strefy Kraków–Myszków (głównie w oparciu o niepublikowane dane T. Depciucha, J. Lisa i H. Sylwestrzaka). Ko – wyniki datowań granitodiorytów z Kocikowej. Kilka pomiarów wykonanych dla metamorfiku bloku Bielska mieści się w granicach 508–606 mln. lat, a dla profilu Rzeszotar – 469–?930 mln. lat

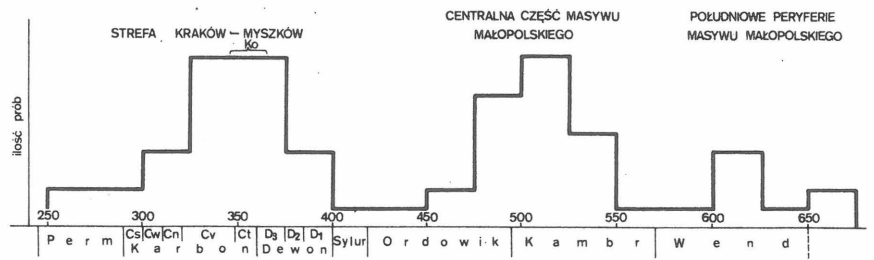
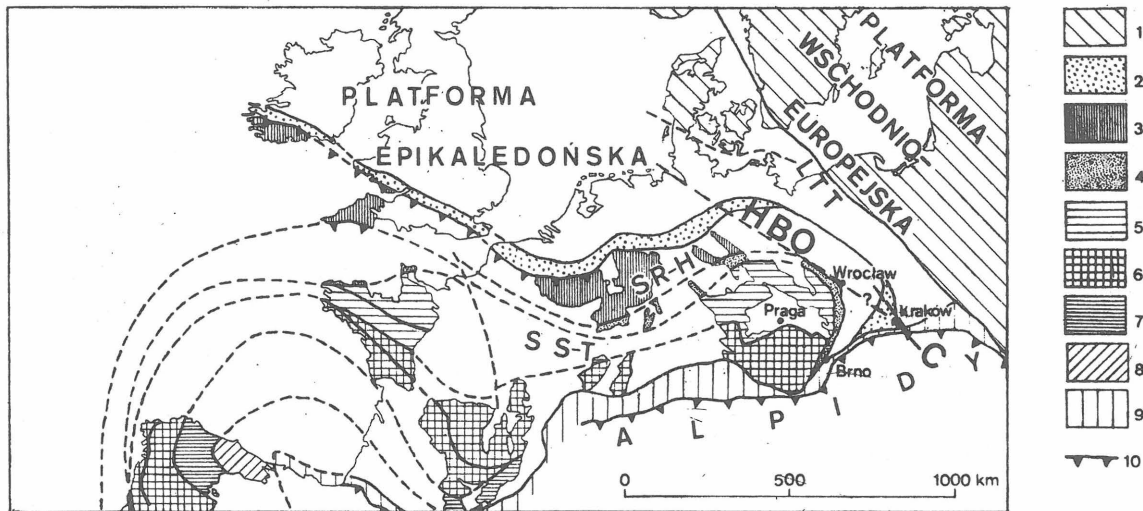


Fig. 2. Comparison of radiometric ages (in m.y.) obtained for basement rocks of the Malopolski Massif and Cracow–Myszków zone (mainly after unpublished reports of T. Depciuch, J. Lis and H. Sylwestrzak). Ko – ages obtained for granitodiorites from

Kocikowa. A few datings made for rocks of the Bielsko metamorphic block range from 508 to 606 m.y., and those made for rocks from the Rzeszotary borehole column – from 469 to ?930 m.y.



Ryc. 3. Linie Hamburg–Berlin–Odra (głównie za M. Sukiem i J. Weisssem, 1981) i Kraków–Myszków na tle rekonstrukcji przebiegu głównych stref waryscydy (za F. Ellenbergiem i A. Tamainem, 1980)

Fig. 3. The Hamburg–Berlin–Odra (mainly after M. Suk and J. Weiss, 1981) and Cracow–Myszków Lines at the background of map showing major zones of the Variscides in Europe (after F. Ellenberger and A.L.G. Tamain, 1980, fig. 1)

LTT – linia Teisseyre'a-Tornquista, HBO – linia Hamburg–Berlin–Odra, C – strefa Kraków–Myszków; 1 – platforma wschodnioeuropejska; strefy waryscydy: 2 – subwaryscyjska, 3 – renohercyńska, 4 – środkowoniemieckie podniesienie krystaliczne, 5 – saksoturyńska, 6 – moldanubska (północno-liguryjska i Vendeo-Ruteno-Limousine oraz galaiko-kastylijska), 7 – zachodnio-asturyjska-leonezyjska i Cevennes, 8 – kantabryjska; 9 – zapadlisko przedgórskie alpidów, 10 – front pasma fałdowego

LTT – Teisseyre-Tornquist Line, HBO – Hamburg–Berlin–Odra Line, C – Cracow–Myszków zone; 1 – East-European Platform; Variscan zones: 2 – Subvariscan, 3 – Rheno-Hercynian, 4 – Central German Crystalline Rise, 5 – Saxo-Thuringian, 6 – Moldanubian (North-Ligerian and Vendeo-Ruteno-Limousine and Galaico-Castilian), 7 – West-Asturian-Leonesian and Cevennes, 8 – Cantabrian; 9 – Alpine foredeep, 10 – front of orogenic belt

szarze masywu górnośląskiego. Ponadto dolny kambr masywu górnośląskiego okazuje się wyraźnie różny (25, 42, 33), a dotychczas brak danych na obecność ordowiku i syluru na tym obszarze. Kluczem do wyjaśnienia tych i innych różnic w historii obu masywów musi być charakter tektoniczny strefy Kraków–Myszków.

#### CHARAKTER TEKTONICZNY STREFY KRAKÓW–MYSZKÓW

Strefę tę interpretowano już jako odnogę geosynkliny kaledońskiej (48, 22 i in.) lub waryscyjskiej (8, por. 10 i lit. cyt.), aulakogen (37), czy też lineament kaledoński o cechach tektoniki fałdowo-intruzywnej, poddany ruchom ścinającym w górnym paleozoiku (4) lub strefę ścienia o założeniach prekambryjskich, aktywną w różnym stopniu przez kilka cykli orogenicznych (26). Coraz więcej dowodów przemawia za interpretacją tej strefy jako strefy ścienia. Jest ona bowiem zbyt wąska (ok. 20–25 km),

a brzeżne części masywu górnośląskiego nie wykazują poważniejszych deformacji, jakim musiałyby ulec, gdyby rzeczywiście doszło do kolizji kaledońskiej, czy też waryscyjskiej. Zaburzenia obserwowane w tej strefie (silne zuskokowanie, znaczne i bardzo zmienne upady warstw, a nawet odwrócenia oraz zafałdowania) można łatwo wyjaśnić jako wynik deformacji przyzuskokowych, związanych z wieloma etapami ruchów ścinających. Za taką interpretacją przemawiają wyniki prac tektonicznych prowadzonych w tej strefie, jak i na obszarze zagłębia (4–5, 28, 26 i lit. cyt.). Także bardzo podobny jest kształt bloków wyróżnianych w tej strefie – wyraźnie wydłużony w kierunku zgodnym z przebiegiem całej strefy (por. 11, ryc. 1), jak i wielofazowość historii magmatyzmu i mineralizacji (20). Tłumaczyłoby to także do tej pory dyskutowaną kwestię tzw. kalifikacji niektórych skał magmowych na tym obszarze (por. 30, s. 51).

Należy też zauważyć, że interpretacja ta nie jest sprzeczna z pozostałymi. Wprowadzony niedawno model orogenu

przesuwczego (3, 14 i lit. cyt.) dopuszcza bowiem interpretację takiej strefy jako specyficznej gałęzi czy strefy orogenu, bez konieczności zakładania w tym regionie subdukcji, jak i równie trudnej do wykazania kolizji. Tu chcielibyśmy zwrócić uwagę na pewne nowe tendencje, jakie zaczynają się zaznaczać w tektonice płyt. Najlepiej ilustruje je nowe podejście w próbach odtworzenia historii rozwoju Wysp Brytyjskich, jakie zaprezentowali B.W. Yardley i in. (46). Według nich, dotychczasowe próby, poczynając od pionierskiej pracy J.F. Deweya z 1969, wiązały się z przyjęciem pewnego konserwatywnego założenia, a stąd z uwzględnieniem dzisiejszych elementów tego obszaru przy konstrukcji modelu ruchu płyt. W rezultacie zakładane ruchy płyt musiałyby być głównie typu: do przodu i do tyłu, a w modelach nie było miejsca na ruchy przesuwcze, tak istotne dla ruchu płyt na kuli. Tym samym, konkludują ci autorzy, „te konserwatywne modele muszą prawie na pewno być błędne” (46, s. 455, por. także 14).

Podobnie, w świetle prac z sympozjum ANZAAS nt. sedimentacji w ruchliwych strefach ukośnego przesuwu, strefę tę można uznać za okresowo czynny rów synsedymencyjny o cechach co najmniej bliskich aulakogenom.

Na podstawie powyższych danych można podjąć próbę odtworzenia głównych etapów w rozwoju strefy kontaktu rozważanych masywów:

1) schyłek prekambru – wczesny ordowik – rozwój geosynkliny wczesnokaledońskiej na podłożu kadomijskim, zakończony ruchami polifazy grampiańskiej (późny środkowy kambr – wczesny ordowik). Procesy te objęły masyw małopolski, ale nie górnośląski;

2) środkowy ordowik – wczesny dewon – wyodrębnienie masywu małopolskiego w wyniku lewostronnych ruchów przesuwczych, jakie zachodziły wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej oraz rozłamów (drugiego rzędu?) świętokrzyskiego i strefy Kraków – Myszków. W trakcie działalności tych stref ścięcia dochodziło do znacznego zwiększenia tempa subsydencji i sedimentacji w niektórych ich częściach oraz (w środkowym – późnym sylurze i chyba w środkowym – późnym ordowiku) do intensywnych zaburzeń tektonicznych;

3) schyłek wczesnego dewonu – wczesny wizen – spadek aktywności ruchów przesuwczych, okres tensji i zarazem intensywnej działalności magmowej i metamorfizmu kontaktowego;

4) późny wizen – stefan lub wczesny perm – nowa faza(y) ruchów przesuwczych, ale już prawostronnych, prawdopodobnie związanych z powstaniem gigantycznej strefy ścięcia między Uralem i Appalachami (1), związanym ze zmianą kierunku ruchów płyt. Na tym etapie najprawdopodobniej doszło do dosunięcia masywu górnośląskiego na jego dzisiejsze miejsce. Powstanie intensywnych zaburzeń i zafałdowań w paśmie morawsko-śląskim (NW brzeg masywu górnośląskiego), w strefie Kraków – Myszków oraz, na mniejszą skalę, w strefie rozłamu świętokrzyskiego.

Ruch masywu górnośląskiego ku NW na tym ostatnim etapie tłumaczy udokumentowane w ostatnich latach ruchy rotacyjne tegoż masywu (23, 5 26). Według A. Kotasa (26, s. 71) te ostatnie są ruchami „wzdłuż rozłamów drugiego rzędu, ograniczających poszczególne kry mozaikowej struktury podłoża zagłębia”, związanymi z lewostronną rotacją całego masywu i dopasowywaniem się tych kier do nacisków stanowiących składowe ruchów przesuwczych w rozłamach pierwszego rzędu (tu rozłamach ograniczających masyw górnośląski). W naszym ujęciu i w świetle wyników dalszych prac A. Kotasa (inf. ustna), rotacja

ta jest pochodną ruchu na znacznie większą skalę – dosunięcia masywu górnośląskiego na jego obecne miejsce z S–SE. Taki bowiem kierunek ruchu wskazują różnice w historii bloków podłoża na tym obszarze. Jeśli masyw górnośląski byłby pierwotnie usytuowany w tej samej strefie co obecnie lub też gdzieś dalej na północ, to nie uniknąłby intensywnych zaburzeń grampiańskich, jak również późnokaledońskich i bretońskich. Dotychczasowe badania nie wykazały obecności takich zaburzeń, dlatego też należy sądzić, że do wczesnego karbonu masyw ten usytuowany był poza strefą objętą przez wszystkie wyżej wspomniane ruchy, gdzieś na południu, najprawdopodobniej w miejscu osłoniętym przez Masyw Czeski.

Ruch masywu górnośląskiego ku NW musiał postępować w swych ostatnich fazach wzdłuż systemu starszych, kaledońskich rozłamów strefy Kraków – Myszków (por. także 26). Dosunięcie masywu górnośląskiego było częściowo kompensowane przez sfałdowanie pasma morawsko-śląskiego (26, s. 71). Niemniej znaczna – jak przypuszczamy – skala ruchu sugeruje, że jego efekty powinny się także zaznaczyć na obszarze orogenu waryscyjskiego.

#### EWENTUALNE EFEKTY RUCHÓW WZDŁUŻ STREFY KRAKÓW – MYSZKÓW NA OBSZARZE OROGENU WARYSCYJSKIEGO

W ostatnich dyskusjach nad ewolucją orogenu waryscyjskiego coraz większą rolę zaczyna wiązać się z ruchami przesuwczymi (3, 14 i lit. cyt.). W przypadku waryscydów SW Polski, ruchy takie wyróżnili J. Oberc (32) i A. Grocholowski (19). Z drugiej strony, przeprowadzane korelacje pozwoliły na uściślenie przebiegu głównych stref tego orogenu. Należy tu wymienić pracę F. Ellenbergera i A. Tamaina (16), w której przedstawiono kontynuowanie się poszczególnych stref od Hiszpanii przez zachodnią Europę aż po rejon Wrocławia w SW Polsce, gdzie niektóre miałyby się urywać, a inne – gwałtownie skręcać ku SWW (ryc. 1). Z kolei inni autorzy (13 i lit. cyt.) zakładają gwałtowne kończenie się wszystkich stref na rozłomie Odry lub jego odpowiedniku. Problemy te były już wielokrotnie sygnalizowane w naszej literaturze (10 i lit. cyt.).

W ujęciu F. Arthauda i Ph. Matte'a (1), a następnie innych autorów (np. 14), za główne lineamenty przesuwcze, odpowiedzialne za rozbieg ciążkości pasma waryscydów, w środkowej Europie uznano LTT i uskok Łaby. Jednakże dane o budowie podłoża w Skanii wykluczają przyjęcie jakichś znaczniejszych ruchów wzdłuż LTT na przełomie karbonu i permu (36), a podobnie jest i w odniesieniu do uskoku Łaby, gdzie trudno przyjąć przesunięcie znacznie większe niż ok. 20 km (por. 24, ryc. na s. 1303). W tej sytuacji coraz bardziej prawdopodobne wydaje się, że ruchy te miały miejsce właśnie w strefie Kraków – Myszków. Niestety, dotychczas brak danych, które pozwoliłyby na ocenę skali ruchu. Możemy jedynie przypuszczać, że skala tego ruchu była większa niż udokumentowana dotychczas strefa kontaktu masywów górnośląskiego i małopolskiego, czyli powyżej 150 km.

Brak także danych, które pozwoliłyby na dokładniejsze prześledzenie strefy Kraków – Myszków na W od obszaru Lubliniec – Wieluń. Nie jest wykluczone, że w tym właśnie obszarze dochodzi do jej rozgałęzienia się na odnogi lubliniecką i wieluńską, z których pierwsza kontynuowałaby się w kierunku na Zieloną Górę, a druga – na N od bloku Leszna. Ogólnie stwierdzić już można, że strefa Kraków – Myszków najprawdopodobniej reprezentuje element walnej strefy rozłamowej, określanej jako brzeg platformy wschodnioeuropejskiej przez M. Kraussa (27,

ryc. 1), a jednocześnie strefy rozłamowej, do której dochodzi NE Aussenrand des variszischen Orogens w ujęciu O. Leedera i in. (29). Dla wyjaśnienia tego etapu w historii rozwoju strefy Kraków – Myszków pragniemy przedstawić następującą hipotezę.

Do późnego, a być może schyłku wczesnego karbonu, kolizje doprowadzające do powstania pasm kaledońskich i wczesnowaryscyjskich były ukośne, lewostronne, gdyż związane z tymi kolizjami ruchy przesuwcze okazują się lewostronne. Na przełom karbonu i permu zakłada się powstanie prawostronnej strefy ścięcia (1). Niewykluczone jednak, że doszło do tego już wcześniej, we wczesnym karbonie. Ta strefa ścięcia interpretowana jest jako wynik opóźnienia kolizji w uralidach i Appalachach w stosunku do waryscydów środkowej i zachodniej Europy. Torsja wywołana tym opóźnieniem miała doprowadzić do rozbicia ciągłości wcześniej powstałych pasm waryscyjskich przez wiele stref przesuwczych.

W przypadku rozważanego obszaru, biorąc pod uwagę znaczną (wyraźnie powyżej 500 km) szerokość pasm waryscyjskich w Europie, jesteśmy skłonni uważać, że raczej mają ci badacze, którzy zakładają uprzednią ciągłość tych pasm. W takim bowiem ujęciu, liguryjskie (akadyjskie) i bretońskie strefy deformacji i metamorfizmu nie urywałyby się ślepo po dojściu do Masywu Czeskiego i Sudetów (50, 47) lecz kontynuowały dalej wzdłuż południowego skraju platformy epikaledońskiej. Jak wspomniano, w karbonie doszło jednak do zmiany kierunku ruchu płyt i w wyniku tego – rozpoczęcia prawostronnych ruchów ścinających. Masyw górnośląski rozpoczął swą wędrówkę ku N. Jego przemieszczanie doprowadziło do rozerwania uprzednio powstałych pasm liguryjskiego i bretońskiego, a następnie, gdy przesuwał się wzdłuż starych rozłamów strefy Kraków – Myszków, do pchania ku NW zachodnich waryscydów.

Zjawiska te zdaje się dokumentować pasmo morawsko-śląskie, powstałe w wyniku wciskania masywu górnośląskiego wzdłuż szwów Kraków – Myszków i morawsko-śląskiego (26), a stąd pewnego skrócenia skorupy i sfałdowania pokrywy osadowej. Tłumaczyłoby to także zdeformowanie pokrywy dewońsko-karbońskiej w samej strefie Kraków – Myszków (5) jak i ruchy przesuwcze stwierdzone na obszarze Sudetów i Masywu Czeskiego (32), jeśli nie są one starsze (por. 19), jak i rotację lewoskrętną, rejestrowaną w strefach renohercyńskiej i saksoturyńskiej (2). Jest to tylko hipoteza, ale mamy nadzieję, że okaże się godna uwagi i zainteresowania.

Na N i NE skraju masywu małopolskiego, prawostronne ruchy ścinające w połączeniu z silną kompresją spowodowały znaczne zuskokowanie oraz zafałdowanie pokrywy dewońskiej i karbońskiej. Zaburzenia takie można prześledzić w rejonie Lwowa i Rawy Ruskiej w pobliżu LTT oraz wzdłuż rozłamu świętokrzyskiego, a szczególnie na obszarze Gór Świętokrzyskich. Podobnie jak i w przypadku zaburzeń młodokaledońskich, stopniowo zanikają one w miarę oddalania się od tych rozłamów. Nie jest wykluczone, że przynajmniej częściowo zaburzenia te są związane z transmisją naprężeń oddziaływujących podówczas na masyw małopolski od strony masywu górnośląskiego.

Jednym z problemów, pozostających dotychczas do rozwiązania, jest charakter węzła tektonicznego w rejonie Wielunia, wiążącego strefy kielecką i Kraków – Myszków, N skraj pasma morawsko-śląskiego oraz elementy Sudetów wschodnich i monokliny przedsudeckiej. W. Pożaryski i Ż. Kotański (37) tłumaczyli to płamą gorącą (pióropuszem płaszczą), która miała spowodować powstanie rozłamów skorupy w czterech kierunkach (węzeł poczwórny). Obszar między Wrocławiem, Wieluniem i Opolem jest jednak

nadal słabo poznany, dlatego też problem ten pozostaje otwarty.

Badany obszar należy do tych, na których koncentrowała się dyskusja na temat słuszności teorii doklejania geosynklin – progresywnej kratonizacji. Dyskutowano tu głównie problem istnienia kaledonidów wokółplatformowych (48–49, 43, 17 i in.), jak też stosunek tego pasma oraz pasm bajkalskich, waryscyjskich i alpejskich do starej platformy wschodnioeuropejskiej. Jak wspominaliśmy wyżej, można tu mówić o konsolidacji grampiańskiej masywu małopolskiego, położonego na bezpośrednim przedpolu platformy wschodnioeuropejskiej, oraz kadomijskiej w przypadku obszaru położonego dalej ku SW od platformy (masyw górnośląski), co przeczyłoby koncentrycznemu wzrostowi tej platformy. Jednakże, jeśli przedstawimy sytuację geologiczną rozważanego obszaru na tle rekonstrukcji pasm kaledońskich i waryscyjskich, to możemy zauważyć, że mamy tu do czynienia z następującymi po sobie orogenezami, które doprowadzały do konsolidacji pewnych obszarów. Pod koniec danej orogenezy dochodziło jednak do ruchów ścinających, które doprowadzały do rozbicia nowo skonsolidowanego obszaru na szereg bloków i niezależnego ruchu tych bloków. Wypadkową tych procesów jest oddzielenie masywu o konsolidacji kadomijskiej od platformy przedkadomijskiej przez obszar o konsolidacji młodszej, wczesnokaledońskiej (grampiańskiej), jak i bezpośredni kontakt tego poprzedniego z obszarem o konsolidacji waryscyjskiej.

Nie podważa to jednak teorii progresywnej kratonizacji, a jedynie ogranicza jej słuszność do przypadku kolizji prostopadłej. Tylko bowiem przy takim zorientowaniu zderzających się bloków skorupy kontynentalnej może dojść do skonsolidowania i doklejania orogenu do sztywnego kratonu. Jeśli kolizja jest ukośna (a coraz więcej danych przemawia za takim właśnie charakterem kolizji fanerozoicznych w Europie), siły doprowadzające do niej, tj. ruch płyt, są nieporównywalnie większe niż wytrzymałość nowo skonsolidowanej strefy na ścinanie. Dlatego kontynuowanie się ruchu płyt musi doprowadzić do rozbicia takiej strefy na bloki i przemieszczeń bloków względem siebie. Umożliwia to znaczne zróżnicowanie ruchów bloków poszczególnych w ich późniejszej historii geologicznej oraz objęcie danego obszaru przez ruchy orogeniczne następnego cyklu.

Zjawiska takie są typowe dla obszarów Europy środkowej, zachodniej i południowej. Procesów tych nie sposób uznać za progresywną kratonizację lecz raczej **quasikratonizację**, czy też niepełną kratonizację, gdyż mimo wszystko możemy tu mówić o pewnym usztywnieniu co najmniej niektórych bloków, czy też stref bloków. W rezultacie na pytanie czy mamy tu do czynienia z wokółplatformowymi kaledonidami, czy też nie, można dać odpowiedź pozytywną, przeciwnie niż w przypadku kadomidów, które nie są już reprezentowane przez jakiś ciągły pas, lecz tylko pojedyncze bloki podłoża.

#### L I T E R A T U R A

1. A r t h a u d F., M a t t e P h. — Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. An. Bull. 1977, t. 88, no. 9.
2. B a c h t a d s e V. — Palaeomagnetic evidence for Hercynian rotations of central Europe. Terra cognita 1983 t. 3, no. 2–3.
3. B a d h a m J.P.N. — Strike-slip orogens — an ex-

- planation for the Hercynides. *J. geol. Soc. London* 1982, t. 139 no 4.
4. Bogacz K. — Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1980 t. 50 nr 2.
  5. Bogacz W., Krokowski J. — Rotation of the basement of the Upper Silesian Coal Basin. *Ibidem*, 1981, t. 51 nr 3–4.
  6. Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H. — Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Prz. Geol.* 1981 nr 8.
  7. Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H. — Ruchy przesuwcze w południowej Polsce w paleozoiku. *Konf. nauk. Stan rozpoznania geologicznego brzeżnej części Karpat w świetle prac poszukiwawczych górnictwa naft.*, Wyd. AGH Kraków 1983, cz. III, 7–11.
  8. Bukowy S. — Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.* 1964 nr 184.
  9. Bukowy S. — Analogie budowy geologicznej waryscydlów antyklinorium śląsko-krakowskiego z Sudetami i Górami Świętokrzyskimi. *Prz. Geol.* 1964 nr 11.
  10. Bukowy S. — Problemy budowy paleozoiku regionu śląsko-krakowskiego. *Przew. LIV Zjazdu PTGeol.*, Sosnowiec. Wyd. Geol. 1982.
  11. Bukowy S., Jura D. — Powierzchnia starszego paleozoiku regionu śląsko-krakowskiego. *Prz. Geol.* 1982, nr 7.
  12. *Carte Tectonique Internationale de l'Europe et des regions avoisinantes*, 2<sup>e</sup> Édition, 1981. Acad. Sc. URSS, UNESCO, CCGM, Moskwa.
  13. Chain W.J. — Regionalna geotektonika, Wniealpijskaja Jewropa i zapadnaja Azija. *Izd. Niedra*, Moskwa 1977.
  14. Dewey J.F. — Plate tectonics and the evolution of the British Isles. *J. geol. Soc. London* 1982, t. 139, no. 4.
  15. Dudek A. — The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. *Rozpr. Českosl. Akad. Ved.* 1980, t. 90, no. 8.
  16. Ellenberger F., Tamain A.L.C. — Hercynian Europe. *Episodes* 1980, no. 1.
  17. Głazek J., Karwowski Ł. et al. — The Early Devonian continental/marine succession at Chęciny in the Holy Cross Mts., and its paleogeographic and tectonic significance. *Acta Geol. Pol.* 1981 t. 31 no. 3–4.
  18. Grocholski A. — Serie krystaliczne bloku przed-sudeckiego i związane z nimi perspektywy surowcowe. *Biul. Inst. Geol.* 1982, nr 341.
  19. Grocholski A. — The Carboniferous in south-western Poland. *Prz. Geol.* 1983 nr 6.
  20. Harańczyk C. — Mineralizacja paleozoiczna północnego i wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Przew. LIV Zjazdu PTGeol.* Sosnowiec. Wyd. Geol. 1982.
  21. Harańczyk C. — Nowe dane do poznania kaledońskiego górotworu Krakowidów. *Ibidem*.
  22. Harańczyk C. — Krakowidy jako górotwór kaledoński. *Prz. Geol.* 1982, no 11.
  23. Herbich E. — Analiza tektoniczna sieci uskoko-wej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1981, t. 51 nr 3–4.
  24. Hofmann J., Mathé G., Wienholz R. — Metamorphose und zeitliche Stellung tektono-metamorpher Prozesse im östlichen Teil des Saxothuringiums. *Z. geol. Wiss. Berlin* 1981. t. 9 no. 11.
  25. Kotas A. — Występowanie utworów kambru w podłożu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prz. Geol.* 1973 nr 1.
  26. Kotas A. — Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Przewodnik LIV Zjazdu PTGeol.* Sosnowiec. Wyd. Geol. 1982.
  27. Krauss M. — Zur strukturellen Entwicklung und Gliederung des westlichen Teils der Osteuropäischen Plattform und Schlussfolgerungen zur Lage des südwestlichen Plattformrandes. *Z. Geol. Wiss. Berlin* 1980, vol. 8 no. 5.
  28. Krokowski J. — Tektonika piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego w świetle badań drobnostrukturnych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1980, t. 50 nr 2.
  29. Leeder O., Weber W., Baumann L. — Kontinentale Riftprozesse und ihre minerogenetische Bedeutung im postvariszischen Mitteleuropa. *Z. geol. Wiss. Berlin* 1982 vol. 10 no. 4.
  30. Manecki A., Muszyński M. — Trachity potasowe z Zawiercia. *Kwart. Geol.* 1982 nr 1.
  31. Moryc W., Połtowicz S. et al. — Utwory paleozoiczne przedgórza Karpat. *Konf. nauk. Stan rozpoznania geologicznego brzeżnej części Karpat w świetle prac poszukiwawczych górnictwa naft.*, Wyd. AGH Kraków, 1982 cz. I, s. 11–14.
  32. Oberc J. — Beispiele für Horizontalverschiebungen mit einem gefalteten Flügel in Südwestpolen und dem angrenzenden Gebiet der Sudeten. *Z. geol. Wiss. Berlin* 1980, vol. 8 no. 7.
  33. Orłowski S. — Lower Cambrian trilobites from Upper Silesian Goczałkowice borehole. *Acta Geol. Pol.* 1975, vol. 25, no. 3.
  34. Piekarski K., Markiewicz J., Truszel M. — Charakterystyka litologiczno-petrograficzna utworów ordowiku z obszaru Myszków–Mrzygód. *Prz. Geol.* 1983 nr 7.
  35. Pożaryski W. — Main pre-Alpine tectonic elements of Poland. *Inst. Geofiz. PAN, Mat. i Prace* 1973 t. 60.
  36. Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H. — O heterochroniczności linii Teisseyre'a-Tornquista. *Prz. Geol.* 1982, nr 11.
  37. Pożaryski W., Kotański Z. — Rozwój tektoniczny bajkalski oraz kaledońsko-waryscyjski przedpola platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce. *Kwart. Geol.* 1979, nr 1.
  38. Pożaryski W., Tomczyk H., Brochwicz-Lewiński W. — Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermskiego między Koszalinem i Toruniem (Pomorze). *Prz. Geol.* 1982 nr 12.
  39. Pożaryski W., Vidal G., Brochwicz-Lewiński W. — New data on the Lower Cambrian at the southern margin of the Holy Cross Mts (SE Poland). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Terre* 1981 vol. 29 no. 2.
  40. Ryka W. — Petrologia zasadowych skał magmowych z północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.* 1971 nr 3.
  41. Ryka W. — Asocjacja diabazowo-lamprofirowa północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.* 1974 nr 278.
  42. Ślącza A. — Nowe dane o budowie podłoża Karpat na południe od Wadowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1976 t. 46 nr 3.
  43. Szulczewski M. — Główne regiony facjalne w

- paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.* 1977 nr 8–9.
44. W d o w i a r z S. — Zagadnienie południowo-wschodniego przedłużenia aulakogenu środkowopolskiego w geosynklinie karpackiej. *Prz. Geol.* 1983 nr 1.
  45. W i e s e r T. — Wyniki badań petrograficznych, [w:] Wdowiarz S. i in., Budowa geologiczna jednostki skolskiej i jej podłoża w profilu otworu Cisowa IG 1. *Biul. Inst. Geol.* 1974 nr 273.
  46. Y a r d l e y B.W.D., V i n e F.J., B a l d w i n C.T. — The plate tectonic setting of NW Britain and Ireland in late Cambrian and early Ordovician times. *J. geol. Soc. London* 1982 t. 139, no. 4.
  47. Z i e g l e r P.A. — Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Int. Petrol. Maatschappij B.V. The Hague 1982.
  48. Z n o s k o J. — Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego. *Biul. Inst. Geol.* 1965, nr 188.
  49. Z n o s k o J. — Outline of the tectonic of Poland and the problems of Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. *Ibidem*, 1974, nr 274.
  50. Z w a r t H.J., D o r n s i e p e n U.F. — The tectonic framework of central and western Europe. *Geol. en Mijnbouw* 1978. vol. 57, no. 4.

#### S U M M A R Y

Basement of the Northern Carpathians and their direct foreland is formed of strata of the Upper Silesian and Małopolska Massifs. The massifs are bounded by deep crustal fracture systems (26,7) and markedly differ in pre-Permian history. Available radiometric (15,39) and geological data show that Cadomian movements affected both massifs and the stage of these movements is common for their history. Effects of subsequent, Early Caledonian movements are confined to the Małopolska Massifs and Cracow–Myszków zone, and of the Late Caledonian ones — to that zone, being unknown from the Upper Silesian Massifs. The key to explain these and other differences in history of the massifs has to be looked for in tectonic nature of zone of their contact, i.e. the Cracow–Myszków zone.

The Cracow–Myszków zone was hitherto interpreted as a branch of Caledonian (47,22 and others) or Variscan geosyncline (8, see also 10 and literature cited there), aulacogen (37), or Caledonian lineament with features of fold-intrusive tectonics, subjected to shearing movements in Late Paleozoic (4) and shear zone from the Precambrian, active to a various degree throughout a number of orogenic cycles (26). There is growing evidence in support for interpretation of that zone as of the shear type: the recorded deformations of rocks may be easily explained as deformations originating in proximity of strike-slip faults and similar is the case of blocks differentiated in that zone (11, fig. 1), clearly elongated in the same direction as the zone, and multiphase history of igneous activity and mineralization (c. 300 m. y. — 20). Moreover, the zone is too narrow (c. 20–25 km wide) to represent a geosynclinal branch and marginal parts of the Upper Silesian Massif fail to show deformations which should have taken place in the case of Caledonian or Variscan collision.

The presented attempt to distinguish major stages in development of the contact zone is as follows.

1) The end of Precambrian — Early Ordovician — development of Early Caledonian geosyncline on Cadomian basement, closed by Grampian (Late Middle Cam-

brian — Early Ordovician) movements; the processes affected the area of Małopolska Massif but not the Upper Silesian one.

2) Middle Ordovician — Early Devonian — differentiation of the Małopolska Massif in result of sinistral strike-slip movements which were taking place along SW margin of the East-European Platform and (? second order) Świętokrzyski and Cracow–Myszków fractures. The movements were locally accompanied by increase in rate of subsidence and sedimentation as well as intense tectonic deformations (in Middle-Late Silurian and probably Middle-Late Ordovician).

3) End of Early Devonian — Early Viséan — a decrease in activity of strike-slip movements, time of tension and also increased igneous activity and contact metamorphism.

4) Late Viséan — Stephanian or Early Permian — a new phase (or phases) of strike-slip movements but dextral ones, presumably connected with origin of a giant shear zone between the Urals and the Appalachians (1). Intense faulting and folding in the Moravo-Silesian belt (NW margin of the Upper Silesian Massif), in the Cracow–Myszków zone, and in areas adjoining the Świętokrzyski fracture have taken place and we assume that the Massif reached its present position at that time.

The movement of the Upper Silesian Massif to NW at the latter stage explains its recently recorded rotation (23, 5, 26). If the massif was situated before that stage in similar position or somewhere in the north, it would not escape intense Grampian as well as Late Caledonian and Bretonian deformations. The lack of these deformations suggests that it was originally situated somewhere in the south, beyond the zone affected by the movements, as well as large scale of movements.

The last years witnesses growth of evidence for the role of strike-slip movements in Variscan orogeny (3, 14 and literature cited there). In the case of Variscides of SW Poland, such movements were suggested by J. Oberc (32) and A. Grocholski (19). It should be noted here that there is also growing evidence for sudden ending of individual zones of Variscan foldbelt in area of our country. In interpretations presented by F. Arthaud and Ph. Matte (1) and subsequently other authors (e.g. 14), the major strike-slip lineaments responsible for break up of the Variscan foldbelt in Central Europe include Teisseyre-Tornquist and Elbe lines. However, new data (see 36 and 24) fail to show any large-scale movements along these fault systems at that time. That is why it is not excluded that the assumed dextral translocations have been mainly taking place within the Cracow–Myszków zone. The available data are still insufficient for accurate tracing the course of that zone west of the Lubliniec–Wieluń area but it may be assumed that we are dealing here with major strike-slip zone, that termed as a margin of the East-European Platform by M. Krauss (27, fig. 1).

We assume that belts of Ligurian and Bretonian were not ending blindly in Central Europe after reaching the area of the Bohemian Massif and the Sudetes but they were rather continuing further eastwards along S margin of the epi-Caledonian platform. However in the Carboniferous, there has taken place a change in direction of plate movement and there began dextral shearing movements. The latter resulted in translocation of the Upper Silesian Massif to the north and, therefore, break up of the Ligurian and Bretonian foldbelts. The phenomena seem to be evidenced by the Moravo-Silesian foldbelt, formed in result of that movement of the massif and relat-

ed shortening of crust and folding of sedimentary cover. The movements may also explain deformations of Devonian-Carboniferous cover in the Cracow—Myszków zone (5) as well as strike-slip movements in the Sudetes and the Bohemian Massif (32) if they are not older (see 19), as well as counterclockwise rotation recorded in the Rhenohercynian and Saxothuringian zones (2). This is only a hypothesis but we hope it will appear worth attention.

## РЕЗЮМЕ

Фундамент и предполье северных Карпат образуют два массива: верхнесилезский и малопольский. Эти массивы ограничены системами глубинных разломов (26, 7) и существенно отличаются друг от друга допермской историей геологического развития. Доступные радиометрические (15, 39) и геологические данные указывают на то, что оба эти массива были подвергнуты кадомийским движениям и этап этих движений был общим в их истории. Эффекты более поздних, раннекаледонских движений, ограничены к блокам малопольского массива и зоны Краков—Мышкув, а позднекаледонских движений — к той же зоне, но они не зазначены на территории верхнесилезского массива. Разницы в истории этих двух массивов можно выяснить характером эволюции тектонической зоны их контакта, т.е. зоны Краков—Мышкув.

Зона Краков—Мышкув была до сих пор интерпретирована как ответвление каледонской (47, 22 и др.) или варисцийской (8, 10) геосинклинали, авлакоген или каледонский линеамент со свойствами складчатоинтрузивной тектоники, подвергнутый срезывающим движениям в верхнем палеозое (4) или же зона срезания с докембрийским основанием, активная в разной степени в нескольких орогенических циклах (26). Всё больше данных указывает на интерпретацию этой зоны как зоны срезания. Нарушения пород в этой зоне (сбросы, складчатость, изменчивые падения плястов) можно считать результатами околосбросовых деформаций, связанных с рядом этапов срезывающих движений. Такой характер этой зоны выясняет форму находящихся в ней блоков (растянутую в направлении согласном с пролеганием зоны) (II, рис. 1), а также многофазность истории магматизма и минерализации (около 300 млн лет — 20). Кроме того эта зона слишком узкая на то, чтобы быть ответвлением геосинклинали, а береговые части верхнесилезского массива не имеют деформаций указывающих на каледонское или варисцийское столновение.

Авторы проводят попытку выделения главных этапов развития зоны контакта этих массивов:

1) Конец докембрия — ранний ордовик — развитие раннекаледонской геосинклинали на кадомийском основании, закончено грампианскими движениями (поздний средний кембрий — ранний ордовик); эти процессы охватили территорию малопольского массива, но не охватили верхнесилезского массива.

2) Средний ордовик — ранний девон — выделение малопольского массива в результате левосторонних перемещающих движений, которые происходили вдоль ЮЗ края восточноевропейской платформы, а также вдоль разломов (? второго порядка) свентокшиского и зоны Краков—Мышкув. Во время этих движений увеличивался темп субсиденции и седиментации в некоторых частях этих зон, а также происходили интенсивные тектонические нарушения (в позднем среднем силуре и вероятно позднем среднем ордовике).

3) Конец раннего девона — ранний визейский ярус — уменьшение активности перемещающих движений, период тенсии и интенсивной магматической деятельности, а также контактного метаморфизма.

4) Поздний визейский ярус — стефан или ранний пермь — новая фаза (фазы) перемещающих движений, но уже правосторонних, вероятно связанных с образованием гигантской зоны срезания между Уралом и Аппалахскими горами (1), с изменением направления движения плит. В этом этапе вероятно произошло перемещение верхнесилезского массива на его сегодняшнее место. В моравско-силезской цепи (СЗ край верхнесилезского массива), в зоне Краков—Мышкув и в зоне свентокшиского разлома произошли интенсивные нарушения и складчатость.

Движение верхнесилезского массива на СЗ в том последнем этапе выясняет удокументированные в последнее время ротационные движения этого массива (23, 5, 26) как его производные. Если бы до этого этапа верхнесилезский массив находился в той же зоне что и теперь, или дальше к северу, тогда он бы подвергался интенсивным грампианским, позднекаледонским и бретонским движениям. Недостаток следов этих движений указывает на то, что этот массив находился дальше к югу, вне зоны этих движений.

За последние годы все больше внимания обращается на перемещающие движения в варисцийском орогенезе (3, 14). На движения варисцидов ЮЗ Польши обращали внимание Ю. Оберц (32) и А. Грохольски (19). Следует заметить, что всё больше данных указывает на резкое оборвание отдельных зон варисцийского орогенеза в нашей стране. Ф. Арто и Ф. Маттеа (1), а потом и другие авторы (нпр. 14) считают главными перемещающими линеаментами, ответственными за разрушение варисцийской цепи в центральной Европе — линию Тейссера-Торнквиста и сброс Лабы. Но новейшие данные (36, 24) не указывают на то, чтобы вдоль этих линеаментов могли произойти значительные перемещения. Так что нельзя исключить, что правосторонние перемещения происходили главным образом в зоне Краков—Мышкув. Нет до сих пор данных для более точного определения пролегания этой зоны к западу от района Люблинец—Велюнь, но можно предполагать, что здесь находится большая зона разломов, которую М. Краусс (27, рис. 1) и другие считают краем восточноевропейской платформы.

Авторы принимают, что цепи лигурийских и бретонских деформаций не кончились в центральной Европе при Судетах и Чешском массиве (50, 47), но продолжались к востоку вдоль южного края эпикаледонской платформы. В карбоне произошло изменение направления движения плит и начались правосторонние срезывающие движения. В результате этих движений верхнесилезский массив начал перемещаться к северу, что привело к разрушению образовавшихся раньше лигурийской и бретонской цепей. Эти явления документируют моравско-силезскую цепь образовавшуюся в результате вдавливания верхнесилезского массива на его современное место, а также сокращения коры и складчатости осадочного чехла. Тем можно также выяснить деформацию девонско-карбонского покрова в зоне Краков—Мышкув и перемещающие движения в районе Судетов и Чешского массива (32), если они не старше (19), а также левовращающую ротацию, зарегистрированную в реногерцинской и саксотуринской зонах (2). Это пока только гипотез, но мы надеемся что он окажется достойным внимания и вызовет живой интерес.