

Nie potępiaj błędów tak, jak to robi historyk, który osądza minioną epokę. Kto będzie robił wyrzuty cedrowi, że jest dopiero nasieniem albo łodyżką, pochylonym pędem? Poczekaj. Spośród pomyłek i błędów wyrośnie cedrowy las, ...

Antoine de Saint-Exupéry. *Twierdza*.

*Pamięci mojej Matki
Marii z Jabłońskich Mierzejewskiej
Powstańcowi Wielkopolskiemu
poświęcam*

Michał Paweł MIERZEJEWSKI¹

PRZEMIESZCZENIA FRAGMENTÓW LITOSFERY A POWSTAWANIE I RUCHY MAGM – WYBRANE PRZYKŁADY Z REGIONU SUDECKIEGO I PRZEDSUDECKIEGO²

Displacements of lithospheric blocks and the generation
and movements of magma – some examples from
Sudetes Mts. and Foresudetic Block

Abstrakt. Megacykl orogeniczny w młodszym paleozoiku rozpoczął się utworzeniem wąskiego zbiornika ze skorupą oceaniczną na dnie. Zamknięcie zbiornika było powiązane z imbrykacją przyległych jednostek geologicznych. W wyniku imbrykacji pomiędzy ustawionymi dachówkowo blokami Gór Sowich i Gór Kaczawskich powstała depresja Świebodzic. Anateksis różnych litologicznie członów stosu imbrykacyjnego (zawierających także skały zasadowe) tłumaczy, dlaczego w plutonach złożonych poszczególne pulsy magmowe mają odmienne inicjalne stosunki izotopów strontu. Przemieszczeniom magmy w podłożu towarzyszyły pionowe ruchy negatywne (tworzenie niecek sedimentacyjnych) i pozytywne. Potem nastąpiły ruchy izostatyczne plutonów granitowych. Ich następstwem była głęboka denudacja Karkonoszy.

Key words: Regional geology, imbrication, magma generation, Variscides, Lower Silesia, Poland.

Abstract. The younger Paleozoic orogenic megacycle started from opening narrow basin with the oceanic crust at the bottom. The closing of the basin resulted in the imbrication of the adjacent units. Between tilted Sowie Mts. block and Kaczawa Mts. block the Świebodzice depression originated. Anatexis of the lithologically different (including also basic rocks) units of the imbrication pile explains the different initial Sr isotopes ratios of the different magma pulses in the complex plutons. The migration of magma was associated with the vertical movement, positive and negative (formation of sedimentary basins of the cover). After that the considerable isostatic movement of granite plutons took place which resulted in deep denudation.

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski ul. Cybulskiego 30,
50-205 Wrocław, Poland

² Wpłynęło 14 kwietnia 1992, przyjęto do druku 27 października 1993.

Spis treści

Wstęp	98
Zmiany w pojęciach geologicznych o Sudetach ostatnich dwudziestu lat	102
Imbrykacja jednostek geologicznych Sudetów, czyli etap ruchów o składowej poziomej i pionowej	110
Imbrykacja a powstawanie magm	131
Inwazja magm a drugi etap ruchów o składowej poziomej i pionowej .	144
Trzeci etap ruchów pionowych, na przykładzie izostatycznego podnoszenia masywu granitowego Karkonoszy	154
Zakończenie	158
Podziękowania	161
Literatura	161
Summary	175

WSTĘP

Rozwój badań izotopowych pozwolił je zastosować, oprócz głównego celu jakim jest radiometryczne datowanie skał, również do określania szybkości wydźwignania jednostek geologicznych i tempa ich erozji, nawet w dalekiej przeszłości. Za pomocą metod trakowych oceniono tempo wydźwignania się Alp (Wagner *et al.* 1977; Staufenberg 1985) oraz Himalajów (Zeitler *et al.* 1980; Sharma *et al.* 1980) i Karpat (Kral 1977). Szybkość zaś podnoszenia się plutonu badali Harrison *et al.* (1979), natomiast wznoszenie się krystalicznego fundamentu Kohn i Eyal (1981).

W regionie Sudetów, wobec daleko posuniętego rozpoznania geologicznego, petrograficznego, sedymentologicznego, geochronologicznego i geomorfologicznego plutonu karkonoskiego i jego otoczenia (Borkowska 1966; Borkowska *et al.* 1980; Burchart 1989; Cloos 1925; Jahn 1954, 1962; Jarmołowicz-Szulc 1984; Maška 1954; Oberc J. 1965; Przewłódzki *et al.* 1962; Teisseyre J. H. 1971, 1973; Teisseyre A. K. 1971), można było podjąć próbę, idącą jeszcze dalej, to znaczy ocenić ruchy pionowe, którym podlegał masyw granitowy Prakarkonoszy od momentu intruzji magmy czy magm w tamtejszym obszarze aż po dzień dzisiejszy (Mierzejewski 1985). Okres ten obejmuje około 330 Ma, to jest od wydarzeń związanych z fazą sudecką aż po współczes-

ność. Dla tego długiego okresu dziejów skonstruowano krzywą denudacji, opartą na kilkunastu szczegółowych oznaczeniach degradacji masywu, wyznaczonych dla różnych odcinków czasu geologicznego. Z pracy tej wynikało, że magma karkonoska intrudowała w fazie sudeckiej, co było nowością w stosunku do utrwalonej do tej pory w podręcznikach geologii regionalnej opinii (Oberc 1972), odziedziczonej zresztą po badaczach niemieckich, o asturyjskim wieku narodzin plutonu Karkonoszy.

W niniejszej pracy dokonano przeglądu zagadnienia czy wnioski zawarte we wspomnianej pracy znalazły potwierdzenie w nowych ustaleniach geologicznych i geochronologicznych, opublikowanych po 1985 r. oraz w jakiej mierze okazały się one słuszne.

Takie zestawienie jest specjalnie interesujące po opublikowaniu serii wyników badań radiometrycznego wieku skał plutonicznych Sudetów i ich przedgórze, których dokonano po nawiązaniu współpracy między Uniwersytetami w Clermont-Ferrand i we Wrocławiu, oraz po wykonaniu przez zespół kierowany przez Burcharta (1989) zakrojonych na szeroką skalę badań traków w skałach pogranicza Gór Izerskich i Karkonoszy. W ten sposób uprzednie rozważania na temat przebiegu denudacji uzyskały bardziej ściśle podstawy.

W pierwszym rzędzie jednak ruchy pionowe Karkonoszy starano się w niniejszej pracy rozpatrzyć na szerszym tle aby uzasadnić, że nie były one procesem izolowanym, ale finalnym fragmentem większej, dość zresztą skomplikowanej całości, której zarysy zaczynają się powoli odsłaniać, a której dokładny opis wymaga jeszcze wiele wysiłku.

Z analizy tych danych, które dotychczas opublikowano, zdaje się wynikać, że radykalne, w szerokim zakresie przebiegające w paleozoiku ruchy bloków skorupy a nawet litosfery doprowadziły w obszarze sudeckim i przedsudeckim do wytapiania magm. Dynamika różnego rodzaju procesów podskorupowych, jak choćby przemian endo- i egzotermicznych minerałów, przewodzenie strumieni cieplnych z głębi, pochłanianie energii fal sejsmicznych, wszystko to co wpływa na przebieg procesów magmowych i zmian gęstości skał, w przyszłości też powinno być wzięte pod uwagę. Magma przemieszczając się przez skorupę ku górze wywoływały ze swej strony wtórne ruchy pionowe i nie tylko pionowe w swym otoczeniu.

Trzy grupy procesów, a mianowicie wzajemne oddziaływanie bloków, ich imbrykacja i rotacja, narodziny magm i pochodne ruchy wywoływane przemieszczaniem się magm są chyba głównymi powodami powstania "mozaikowej budowy Sudetów", charakterystycznej cechy tych gór podkreślanej przez Cloosa (1922), Suessa (1935) oraz H. Tassisseyre'a *et al.* (1957) i in. Porównanie Sudetów do mozaiki jest tylko w części prawdziwe. Deseń widoczny na mozaice jest natychmiast rozpoznawalny, natomiast budowa mozaikowa Sudetów od wielu lat nie

została w sposób racjonalny wytłumaczona. W tej pracy podjęto próbę, by choć w części temu brakowi zaradzić.

H. Teisseyre (1957, str. 14 i 15) jako budowę mozaikową Sudetów rozumiał występowanie otulonych i wtłoczonych w gmach orogenezy kaledońskiej a skonsolidowanych przed kompresją waryscyjską (głównie w prekambrze) fragmentów podłoża krystalicznego. „Tym fragmentem przeciwstawić można elementy młodsze, zbudowane ze staropaleozoicznego kompleksu skalnego (elementy lugijskie Suessa)”. Jednak, jak zauważa dalej H. Teisseyre „rozdzielenie elementów moldanubskich (prekambryjskich) od lugijskich w Sudetach nie jest możliwe, ze względu na niepewność stratygrafii kompleksów metamorficznych”. W orogenezie waryscyjskiej mozaikowa budowa została dodatkowo podkreślona przez ruchy pionowe, połączone ze spiętrzeniem warstw i z powstaniem uskoków, jedynie miejscami doszło do nasunięć. Poglądy H. Teisseyre'a na budowę lugijską i mozaikę sudecką były dalekim przetworzeniem i unowocześnieniem pierwowzoru zdefiniowanego przez Suessa (1926, 1935).

Budowa lugijska (niem. der lugische Bau) bowiem, według Suessa (1935), to obszar struktur przed górnokarbońskich, odgraniczony od zachodu od Gór Kruszcowych przez nasunięcie środkowosaskie (mittelsachsische Überschiebung), a od wschodu przez nasunięcie ramzowskie (moldanubsko-śląskie). Lugikum nie jest wycinkiem z jednej strefy orogenicznej, ale mozaiką różnorodnych elementów o odmiennej budowie petrograficznej i strukturalnej. Należą do nich 1 – moldanubskie: kra Gór Sowich i skały Snieżnika, 2 – autochtoniczny krystalinik południowych Karkonoszy, 3 – połączone z nim skały Gór Bystrzyckich i Orlickich, 4 – autochtoniczny krystalinik bloku przedsudeckiego.

Lugikum porównał Suess (1926) do części stropowej obszaru gdzie panuje tak zwana tektonika intruzywna. Znamienne są dla niej szeroko rozprzestrzenione intruzje granitowe, które wniknęły w płytką i nieregularną budowę fałdową, zaś resztki paleozoicznego dachu pływają ponad ciałami pochodzenia magmowego. Lugikum według Suessa jest w dwojaki sposób powiązane z obszarem moldanubskim. Na Lugikum została od południa, przed karbonem dolnym nasunięta kra Gór Sowich pochodzenia moldanubskiego, zaś od dołu Lugikum było penetrowane przez odgałęzienia moldanubskiego magmatyzmu. Suess sądził, że geneza gnejsów moldanubskich wiąże się przyczynowo z waryscyjskim procesem plutonicznym.

Jak się wydaje, poglądy Suessa były chyba najbardziej konsekwentną i przemyślaną hipotezą, jaką kiedykolwiek wyrażono o budowie masywu Czeskiego i jego sudeckiego obramowania.

H. Teisseyre (1964) podjął dyskusję z Obercem (1960a), który sądził, że mozaika sudecka powstała przez nakładanie się struktur fałdowych staroassyntyjskich, assyntyjskich, kaledońskich i waryscyjskich.

skich. Zdaniem H. Teisseyre'a (1964) w większości przypadków nie ma pewnych kryteriów aby wydzielać takie struktury w krystalniku sudeckim.

Autor (Mierzejewski 1981) przedstawił na wykresie, że trzy procesy: tektogeneza, plutonizm i tworzenie się platformowych niecek sedymentacyjnych były w Sudetach, w bloku przedsudeckim i, jak teraz wiadomo, pod monokliną przedsudecką procesem polarnym i przesuwały się w czasie geologicznym – od południa ku północy – na podobieństwo fal kompresji i odprężania. Kolejne nakładanie się efektów tych fal miało doprowadzić w przeszłości do powstania mozaiki sudeckiej.

Wykres polaryzacji procesów geologicznych zastanowił Dona (Don 1985; Don *et al.* 1990), który w miejsce śladów enigmatycznych fal wprowadził podział Sudetów od południa ku północy na część południową, kaledońską czyli Lugikum, oddzieloną długowiecznym uskokiem śródsudeckim od części północnej, waryscyjskiej, którą nazwał Sudeticum. Był to już trzeci sposób rozumienia pojęcia Lugikum. Narebski obie te jednostki objął wspólną nazwą "Lugo - sudeticum" podobnie jak to się stosuje do "Morawo - silezicum".

Don (1985) przedstawił najbardziej efektowną, z dotychczas publikowanych, ideę powstania mozaikowej budowy Sudetów. Badacz ten uważał, że powstała ona na ekspandującym globie, przy czym stara skorupa, w trakcie dostosowywania się do powiększającego się promienia Ziemi podlegała sektorowemu fałdowaniu. Między fałdowanymi sektorami powstawały strefy rozciągane i rozrywane, będące domeną sedymentacji basenowej. Według Dona (*op. cit.*) „mechanizm ten jest podobny do pęknięcia skórki połówki pomarańczy wciskanej na nieco większą od niej kulę”.

Jeszcze inny pogląd na powstanie mozaiki sudeckiej, przynajmniej w obszarze Gór Bardzkich, wyrazili Wajsprych (1978) oraz Chorowska i Radlicz (1985). Uważają oni, że tamtejsze skały starszego paleozoiku pływają na osadach wizeńskich albo nawet, że w skład tamtejszego allochtonu weszły osady wizenu. Poglądy te zostały potwierdzone wynikami badań otworu Zdanów IG-1 gdzie pod utworami dewonu nawiercono utwory wizenu.

Z tego krótkiego przeglądu wynika, że powstanie mozaiki sudeckiej było spowodowane wieloma procesami. Nie mamy jeszcze pełnego rozeznania zasięgu tych procesów. Niewątpliwie, idee na temat powstania mozaiki sudeckiej powinny być krytycznie ocenione i przedyskutowane przez kompetentne grono geologów.

Powracając do zagadnienia imbrykacji, rotacji wielkich bloków i wpływu tych procesów na narodziny magm można zauważyć, że prace publikowane na wymienione tematy, dotyczące stylu budowy Sudetów, choć wyraźnie ze sobą powiązane, są bardzo rozproszone w czasopi-

mach krajowych i zagranicznych oraz w materiałach konferencyjnych. Okazuje się celowe przedstawienie ich razem, co pozwoli odczytać myśl przewodnią, która je łączy. Publikowane zaś cząstkowe ustalenia ułożyły się w logiczną całość i pozwoliły na odtworzenie procesów geologicznych większej skali. Wzorem Cloosa (1925) w dalszym ciągu starano się najpierw przedstawić materiał dowodowy a potem jego interpretację, choć nie zawsze to się udawało. Ponieważ nie wszystkie elementy przedstawionego w tej pracy ciągu myślowego są w równym stopniu udokumentowane, po poszczególnych rozdziałach zamieszczono niekiedy sugestie w jakim kierunku powinny pójść dalsze badania.

Dla historyka nauki może być interesujące, że autor, podejmując się w przeszłości rozwiązywania przypadkowych niekiedy – jak się wydawało – zadań geologicznych, nie zdawał sobie sprawy, że w konsekwencji ułożą się one w dość spójną całość. Jest to dowód na wewnętrzne powiązanie procesów geologicznych. Objawia się ono niezależnie od miejsca, w którym zaczyna się je wyjaśniać, i niezależnie od kierunku w jakim postępuje nasze poznanie. Takie stanowisko nie tłumaczy jednak jasno tego zagadnienia. Przypadkowe zadania bowiem, o jakich wspomniano, okazały się ze sobą ściśle powiązane. Ich rozwiązanie stworzyło bezpośredni łańcuch przyczynowo-skutkowy. Poruszone zagadnienie należy jednak raczej do teorii poznania i nie będzie tutaj dalej rozwijane.

ZMIANY W POJĘCIACH GEOLOGICZNYCH O SUDETACH OSTATNICH DWUDZIESTU LAT

Zmiany te wiążą się z rozwojem poglądów na znaczenie skał zasadowych i ultrazasadowych, które występują wokół bloku gnejsów sowio górskich. Kiedyś uznawano je za intruzje skał pochodzenia płaszczowego wzdłuż pęknięć wokół tego bloku. Kłopot polegał na tym, że nigdzie te domniemane intruzje nie wytworzyły kontaktów termicznych, a przecież magmy zasadowe są bardzo gorące. Sądzone zatem, że są to skały wyciśnięte z głębokiego podłoża na zimno, tak zwane "protruzje".

OFIOLIT ŚLĘŻY

Gdy w geologii światowej zmieniły się zapatrywania na rolę i znaczenie skał bazytowych i ultrabazytowych, co ustalono na konferencji w Pen Rose (1972), wtedy w Polsce Majerowicz (1979, 1981 i Majerowicz, Pin 1989) opisał skały okolic Ślęży – serpentynity, ultramaficzne kumulaty, metagabra z tnącymi je dajkami pakietowymi (sheeted dykes) oraz metabazalty i metadiabazy (amfibolity) – jako sekwencję ofiolitową. Cwojdzński (1977, 1980), Narębski (1980, 1981) i Znosko (1981) sądzą również, że skały tego rodzaju, występujące na Dolnym

Śląsku, są pozostałością litosfery oceanicznej. Opinię Majerowicza poparł też Werner (1981) i A. Grocholski (1987). Badania geochemiczne -izotopowe skał grupy Śleży, obejmujące petrogenetyczne wskaźnikowe pierwiastki śladowe, w tym REE oraz datowania metodą Sm - Nd (Pin *et al.* 1988; Majerowicz *et al.* 1989), wykazały komagmatyzm gabr i amfibolitów oraz ich pochodzenie z normalnego ryftu śródoceanicznego, czyli N-MORB, lub z basenu załukowego. Majerowicz (Majerowicz *et al.* 1988) przyrównał sekwencję zjawisk metamorficznych w tym zespole skalnym do metamorfizmu morskiego dna, co poparł badaniami izotopów trwałych Jędrysek (Jędrysek *et al.* 1989). Koncepcji o protruzjach nie dało się dłużej utrzymać.

Część tych wyników była podstawą wyjściową do opracowania nowej syntezy geologicznej. Po zestawieniu profili utworów paleozoicznych głównych jednostek geologicznych północno-wschodniej części Masywu Czeskiego wraz z Sudetami Grocholski (1987) uznał, że w tym regionie można wydzielić trzy paleoregiony: a – morza marginalnego (Barrandien), b – obszaru rozgraniczającego (blok karkonoskoizerski, metamorfikum kłodzkie, Góry Żelazne), c – obszaru o podłożu oceanicznym (Góry Bardzkie i Kaczawskie). W dewonie środkowym miało dojść – według A. Grocholskiego – do gwałtownych przekształceń paleogeograficznych. Do skorupy kontynentalnej trzonu krystalicznego Masywu Czeskiego miał przylgnąć płat skorupy oceanicznej wraz ze spoczywającą na niej krą gnejsową Gór Sowich. Skąd ta kra przybyła było nadal, według tego badacza, sprawą otwartą.

W tym czasie w geologii światowej idea o otwieraniu się basenów z dnem oceanicznym i o ich zamykaniu stała się powszechnie akceptowana i należy już do zasad geotektoniki. Nowo ustalone dane petrologiczne i geochemiczne odnoszące się do skał ultrazasadowych i zasadowych przedstawiono na międzynarodowym zjeździe Komisji WWANKS w 1989 r. (Narębski, Majerowicz, *eds.* 1989) Uczestnicy zjazdu uznali, że zespół ofiolitowy Śleży jest najlepszym przykładem tego rodzaju skał w środkowej Europie, brakuje w nim tylko law poduszkowych. Krótkie sprawozdanie pojazdowe podał Mierzejewski (1990).

Wątpliwości budzi pozycja ciemnych łupków krzemionkowych, towarzyszących im fyllitów i metaszarogłazów z Pustkowa Wilczkowieckiego, które – według ogólnie przyjętego schematu – powinny pokrywać krystaliczne człony ofiolitu. Na Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski ark. Jordanów (Trepka *et al.* 1961) przypisano je – przez analogię do Gór Bardzkich – do syluru. Próba ich ściślejszego zaszeregowania stratygraficznego na podstawie śladów radiolarii zakończyła się niepowodzeniem (Jamrozik, 1979). Gabro, leukogabro, metagabro, diallagit i amfibolit Śleży, które według modelu ofiolitowego powinny być starsze od tych łupków, zostały oznaczone metodą izochronową

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ na 353 ± 21 Ma (Pin *et al.* 1988) czyli dolny karbon, jeśli zaś uwzględnimy dokładność datowania ich wiek może wynosić od 332 do 374 Ma, tj. maksymalnie może być uznany za górnodewoński. Stanowisko więc łupków z Pustkowa i ich ewentualna przynależność do zespołu ofiolitowego jest sprawą otwartą. Być może ryfting nastąpił na dnie morskim, na którym już zalegały czerty.

UWAGI O STREFIE NIEMCZY

Choć nie ma jeszcze co do tego zgody wśród geologów pracujących w tym regionie (Dziedzicowa H. 1989; Gunia P. 1989) to wydaje się, że tzw. "strefa dyslokacyjna Niemczy" *sensu* H. Teisseyre (H. Teisseyre *et al.* 1957) i Oberc J. (1972) reprezentuje dawny szew ofiolitowy, to jest ślad po zamkniętym zbiorniku z dnem typu oceanicznego (Pin, Mierzejewski, Duthou³ 1987). Nie wiele wiadomo o tym zbiorniku i czy pozostały po nim nieciągły szef ofiolitowy był taki od momentu swego powstania, jak to zdaje się było w strefie Omanu (Hall 1982), czy też jego rozczłonkowanie jest rezultatem znacznie późniejszych ruchów tektonicznych. Zapewne szef nie był linią prostą, ale szeroką strefą, w której zostały stłoczone bloki dawnego archipelagu wyspowego (Mierzejewski 1989), porozdzielane skałami dawnego dna oceanicznego (Narębski 1980, Narębski *et al.* 1982, 1989). Sugerują to też dane geofizyczne i napotkane skały bazytowe w kilku otworach wiertniczych w bloku przedsudeckim (Jerzmański 1991). Nadmienić należy, że autor ten argumentował by wspomnianym ciałem skalnym przypisać naturę protruzyjno-intruzyjną.

Szerokość dawnego zbiornika morskiego, w którym powstały skały ofiolitu Ślęzy, Majerowicz (1990) ocenił, za pomocą zastosowania diagramu Allegre (1987), na kilkaset kilometrów. Do tego samego wyniku można dojść przez zastosowanie wzoru $l = v (t_1 - t_2)$ a więc przez wyliczenie odległości l , o którą przemieściło się dno od momentu (t_1) czyli od czasu konsolidacji gabra w MOR, 353 Ma temu (374 Ma ?), aż do momentu t_2 czyli jego wmontowania w krawędź skorupy kontynentalnej, co według Majerowicza nastąpiło w fazie sudeckiej. Wartość odnoszącą się do szybkości przemieszczania się dna (v) można ocenić przez porównanie do warunków panujących współcześnie. Pamiętać trzeba, że dno narasta od MOR w dwóch kierunkach. Jednak należy zauważyć, że jeżeli to wmontowanie ofiolitu ślęzańskiego nastąpiło wcześniej, np. w famenie, to odstęp czasu między konsolidacją magmy gabrowej a jej wmontowaniem byłby bardzo krótki, z czego wynika, że szerokość zbiornika morskiego z dnem oceanicznym mogła być niewiel-

³ Autorzy francuscy byli odpowiedzialni za oznaczenia radiometryczne, autor polski za rozważania regionalne, np. zaliczenie granitoidów do typów "S" i "I"

ka. Górnodewoński czy ewentualnie dolnokarboński wiek wmontowania gabra ślezańskiego jest wysoce prawdopodobny, ponieważ proces imbrykacji (Mierzejewski 1986b) jednostek sudeckich, powiązany z zamknięciem zbiornika strefy Niemczy, zaczął się w dewonie górnym, na przełomie franu i famenu, co będzie omówione w następnym rozdziale. Sytuacja regionalno-geologiczna oraz dane geofizyczne pozwalają sądzić, że ofiolit Ślezy był powiązany bezpośrednio ze strefą Niemczy, ale został przez krę gnejsów sowiogórskich odchyłony od swego dawnego położenia, o czym mowa będzie w podrozdziale – "Pozycja bloku gnejsowego Gór Sowich i sprawa jego nachylenia". Ocena szerokości zbiornika z dnem oceanicznym, oznaczona według danych, uzyskanych ze skał Ślezy, może więc być stosowana również do strefy Niemczy.

W strefie Niemczy i na jej południowym przedłużeniu, poza uskokiem sudeckim brzeżnym, oprócz skał bazytowych i ultrabazytowych występują również ciała granitoidowe, badane przez Borkowską (1959), Burcharta (1960), Dziedzicową (1963, 1973), Wierzchołowskiego (1969, 1976), Wojciechowską (1975), Wojnar (1977), Lorenca (1984, 1988, 1991), Oberc-Dziedzic (1991) i Puziewiczza (1992). Wiele z tych ciał wykazuje cechy (Pin *et al.* 1987; Mierzejewski 1988) granitoidów typu "I" – w znaczeniu Chappella i Whita (1974) – co też odpowiada charakterystyce takich skał wg znacznie rozbudowanej klasyfikacji Pitchera (1983).

Granitoidy typu "I" są uważane za geotektoniczne wskaźniki zbieżnej granicy między płytą typu oceanicznego a kontynentalnego (Pitcher, Atherton, Cobbing, eds. 1985). Stanowi to kolejne potwierdzenie tezy o szwie ofiolitowym strefy Niemczy. Już na mapie waryscydów środkowoeuropejskich H. Stillego, uzupełnionej przez Pożaryskiego i Kotańskiego (1974) i zamieszczonej w Geologii Regionalnej Polski (tom 4) zaznaczono strefę Niemczy jako strefę o symetrii rozbieżnej, to znaczy że foliacja jest tam ułożona wachlarzowo. W zachodniej części strefy Niemczy zapada ona ku wschodowi, zaś we wschodniej odwrotnie. Zauważyć to można również na dawnych szczegółowych mapach geologicznych oraz w publikacji Dziedzicowej (1973).

Należy nadmienić, że rozważając to zagadnienie natrafiamy na istotną trudność. Polega ona na tym, że jeżeli istnieją argumenty wskazujące na to, że dawny zbiornik z dnem oceanicznym strefy Niemczy był raczej wąski, to na podstawie współczesnych obserwacji wiemy, np. przez porównanie z Morzem Czerwonym (czyli z młodocianym stadium cyklu Wilsona), że obecnie takim wąskim zbiornikom nie towarzyszą strefy subdukcji.

Z drugiej strony, granitoidy typu "I" tonaliti i dioryty, które występują w strefie Niemczy i dalej na południe w Ziemi Kłodzkiej, są w wielu miejscach na świecie traktowane przez petrologów i geologów jako przejaw magmatyzmu powiązanego ze strefami subdukcji. Doty-

chczas jednak nie ma w literaturze przedmiotu informacji o śladach subdukcji w regionie niemczańskim. Autor ma na myśli chociażby relikty skał facji wysokociśnieniowej. Czyżby więc istniała konieczność teoretycznego uzasadnienia możliwości powstania granitoidów typu "T" nie tylko w strefach subdukcji, lecz także w strefie imbrykacji bloków litosfery na brzegu konwergentnym płyt? Pojawia się w tym przypadku konieczność przeprowadzenia porównawczych studiów regionalnych.

UWAGI O PALEOGEOGRAFII DOLNOŚLĄSKIEGO BASENU STAROPALEOZOICZNEGO

Jeśli w dewonie istniał na obszarze dzisiejszego Dolnego Śląska zbiornik ze skorupą oceaniczną, na co wskazuje między innymi ofiolit Ślęży, to powstają zagadnienia:

- a – czy zbiornik ten przeszedł wszystkie etapy cyklu Wilsona?
- b – w jaki sposób został on zamknięty, zlikwidowany?

Na pierwsze pytanie odpowiedź jest niepełna i dyskusyjna. Rozważmy to zagadnienie alternatywnie. Cwojdziniński (1977, 1980) uważał, biorąc pod uwagę dość skąpe dane paleomagnetyczne, że zbiornik ten był najszerszy w ordowiku. W dewonie był to zbiornik wąski (Majerowicz 1990 i uwagi autora – patrz wstecz). W przypadku gdyby do tego zbiornika należał też wulkanizm Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego jednostki Leszczyńca, która jest zresztą paleontologicznie niema, ale przyjmowana za górnosylurską czy dolnodewońską (Teisseyre J. H. 1973), wulkanizm określony przez Narębskiego (1980) jako IAT, czyli wulkanizm toleitowy łuku wyspowego, to zbiornik ten, w etapie górnosylurskim lub dolnodewońskim swego rozwoju, mógł być porównywalny z basenem w pełni rozwiniętego cyklu Wilsona.

Jeżeli będą znalezione dowody przynależności magmatyzmu jednostki Leszczyńca i Ślęży do tego samego zbiornika (oczywiście w różnym czasie jego rozwoju), to jasna staje się pozycja amfibolitów należących do jednostki metamorfiku Kłodzka oraz skał zasadowych towarzyszących strefie dyslokacyjnej Skrzynki, którym przypisano naturę T-MORB. (Narębski 1989; Narębski *et al.* 1989).

Być może, że na południe od uskoku śródsudeckiego, fragment dna typu oceanicznego z łukiem wyspowym u swego czoła (jednostka Leszczyńca) został pchnięty ku zachodowi. W odcinku niemczańskim zaś ten starszy człon skorupy typu oceanicznego mógł być już pogrążony (skonsumowany), a w obszarze Ziemi Kłodzkiej ten człon dna jest reprezentowany przez metabazyty "kompleksu C", utworzone nad strefą subdukcji (Narębski *et al.* 1989).

Wojciechowska wyróżniła bowiem w okolicy Kłodzka trzy kompleksy, A, B, i C. Kompleks A jest zbudowany ze skał osadowych, kompleks B jest zespołem złożonym – sedymentacyjno-wulkanicznym, zaś

kompleks C składa się ze zmetamorfizowanych skał ogniowych: meta-diabazów, metariolitów i metagabra. Metabazyty kompleksu B wykazują cechy geochemiczne podobne do bazaltów, powstałych w ryfcie inicjalnym, zaś skały kompleksu C korespondują z T-MORB (transitional mid-oceanic ridge basalts), natomiast gabro-amfibolity tegoż kompleksu powstały w środowisku nad-subdukcyjnym (Narębski *et al.* 1989). Być może więc te gabro-amfibolity strefy C utworzone nad strefą subdukcji odpowiadają temu starszemu członowi dna, które być może zostało skonsumowane w strefie niemczańskiej. Ogromną wagę ma stwierdzenie, że metabazyty utworzone w inicjalnym ryfcie (kompleks B) powstały po ludlowie a przed dewonem górnym, występują bowiem ponad osadami ludlowu udokumentowanymi koralami (Gunia, Wojciechowska 1971).

Uskok śródsudecki zaś, któremu wiele uwagi poświęcił Oberc J. (1964) i Don (1984), w takim ujęciu miałyby jako swego prekursora uskoka transformujący (Wojciechowska 1986; Narębski 1989). Bazalty kompleksu C, o geochemicznej charakterystyce odpowiadającej T-MORB, mogły bowiem powstać w obrębie uskoku transformującego (Narębski, inf. ustna).

Przyjęcie długowieczności zbiornika ze skorupą oceaniczną pozwala wytłumaczyć stanowisko łupków krzemionkowych z Pustkowa Wilczkowickiego, stanowiących chyba stary, zachowany najwyższy człon ofiolitu, albo będących pozostałością zbiornika poprzedzającego założenie MOR. Nie ma bowiem powodu by sądzić, że pierwszy etap cyklu Wilsona może dotyczyć tylko skorupy kontynentalnej nie pokrytej zalewem morskim. Inna trudność dotyczyła pozycji otoczków gabra w osadach sudeckiego dewonu górnego. Według Chorowskiej i Radlicza (1984) wapienie z Dzikowca (wzgórze Wapnica) w Górach Bardzkich, które uchodziły za osady dewonu górnego paleontologicznie udokumentowanego z otoczkami gabra, okazały się w swej części spagowej konglomeratem wapienno-gabrowym, z obecnością wśród otoczków górnowizeńskich wapieni. Wszystkie zaś wyższe człony wapiennej sekwencji osadowej wzgórza Wapnica, są według tych badaczy – allochtonem. Opinia na temat zmiany zaszeregowania stratygraficznego skał z Wapnicy wymaga jeszcze potwierdzenia tym bardziej, że Chorowska (inf. ustna) po głębszych studiach powróciła do klasycznych poglądów na tę sprawę. Poza tym miejscem, otoczki gabra występują w depresji Świebodzic, w tzw. osadach z Księżna, należących według Guni (1968) do najwyższego dewonu i najniższego karbonu. W tym rozwiązaniu granitoidy typu "I" strefy Niemczy nabierają oczywiście innego znaczenia. Nie są one związane z efemerycznym wąskim zbiornikiem, który był taki przez cały czas swego trwania, co jak wspomniano budziło wątpliwości, ale z basenem resztkowym, podlegającym likwidacji, a więc zgodnie ze schematem tektoniki płyt.

Autorowi nie jest jednak wiadome z jakim zbiornikiem łączył się wulkanizm jednostki Leszczyńca czy ze strefą graniczną między Bohemicum a Lugo-Sudeticum (*sensu* Narebski 1989), czy jest pchniętym ku zachodowi elementem strefy N-S (Niemczy), rozwiniętej wzdłuż wschodniej granicy Lugo-Sudeticum? Rudawy Janowickie zazwyczaj były porównywane do metamorfiku południowych Karkonoszy (argument za przynależnością do strefy granicznej między Bohemicum a Lugo-Sudeticum), ale z drugiej strony, przejście jednostki Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego w skały metamorficzne południowych Karkonoszy jest na mapie geologicznej bloku karkonoskiego (Mierzejewski, Baranowski 1973) opatrzone znakiem zapytania. Wątpliwości autorów tej mapy budziła pozycja zieleńców, które na mapie G. Berga (1940), koło miejscowości Opawa są odcięte uskokiem od skał, które później były nazwane jednostką Leszczyńca. W inwentarzu skalnym jednostki Leszczyńca – na północ od Opawy – tego rodzaju zieleńce, według mapy G. Berga, nie występują. Na wspomnianym uskoku kończyło się nasunięcie jednostki Leszczyńca na niżej leżącą jednostkę Niedamirowa w ujęciu Oberca (1960) oraz M. Szałamachowej i J. Szałamachy (1968).

J. H. Teisseyre (1971, 1973) zieleńce okolic Opawy zaliczył do jednostki Leszczyńca. Zieleńce te ciągną się aż po okolice Żelaznego Brodu. Według Kodyma i Svobody (1948), Chłupača (1953) oraz Fediuka (1953, 1962, 1971 *fide* Chaloupsky *et al.* 1989 p. 59) skały wulkaniczne kompleksu Żelaznego Brodu (zieleńce, metadiabazy, keratofiry, kwarcowe keratofiry, kataklastyczne albitowe granity czyli tzw. granity Bitouchova i chlorytowo-serycytowe fyllity) należą do syluru górnego lub dewonu dolnego a to ze względu na ich stosunek przestrzenny do paleontologicznie datowanych sylurskich fyllitów grafitowych i wapieni dolomitycznych. Jednak nowe szczegółowe kartowanie, na które powołał się Chaloupsky (*op. cit.*) wykazało, że wulkaniczny kompleks Żelaznego Brodu nie występuje w stropie osadów datowanego syluru, ale w podłożu formacji górnoordowickiej. Po porównaniu skał Żelaznego Brodu z innymi kompleksami wulkanicznymi masywu czeskiego (Łużyc, Gór Kaczawskich, Gór Żelaznych, Barrandienu) Chaloupsky (*op. cit.*) wyraził opinię, że kompleks wulkaniczny Żelaznego Brodu należy najprawdopodobniej do kambru dolnego i środkowego. W ten sposób zaliczenie przez J. H. Teisseyre'a (1971, 1973) jednostki Leszczyńca do syluru górnego ewentualnie dewonu dolnego na podstawie porównań litostratygraficznych zostało poważnie zachwiane. Jeśli ta jednostka jest rzeczywiście przedłużeniem zespołu Żelaznego Brodu, to być może – podobnie jak on – jest wieku kambryjskiego. Chaloupsky (1989, p. 30) jest zdania, że o ile jednostka kowarska rzeczywiście przechodzi ku południowi w prekambryjskie skały Czech, a jednostka

Niedamirowa łączy się ze staropaleozoicznymi skałami Gór Rychorskich, to jednostka Leszczyńca jest fragmentem górnoproterozoicznego kompleksu wulkaniczno-sedymentacyjnego, wynurzonego z podłoża niecki śródsudeckiej i podkarkonoskiej niecki permo-karbońskiej. Autor nie sądzi, aby należało się z tymi poglądami bezkrytycznie zgadzać. Z powyższego przeglądu wynika, że problem wieku skał Żelaznego Brodu, a tym samym wieku skał jednostki Leszczyńca jest nadal otwarty. Metabazyty, pochodzące z nieokreślonego bliżej miejsca ale należące do jednostki Leszczyńca, zostały datowane w Kanadzie na 495 i 505 Ma, to znaczy pochodzą z przełomu kambru i ordowiku. (Oliver *et al.* 1993).

Z powyższego wynika, że jest mało prawdopodobne by wulkanity jednostki Leszczyńca należały kiedyś do strefy niemczańskiej. Zapewne są one związane ze znacznie starszym bo o kambryjskich założeniach zbiornikiem z pogranicza Bohemicum i Lugo-Sudeticum. Przedstawione zmiany w zapatrywaniu na wiek jednostki Leszczyńca przyczyniają się do wzmocnienia idei Dona (1984), który sądzi, że skały metamorficzne znajdujące się na południe od uskoku śrudsudeckiego są pozostałością po orogenie kaledońskim.

Ukazanie się w dewonie górnym wąskiego pasa dna oceanicznego w strefie niemczańskiej było zapewne krótkotrwałym epizodem powiązaniem z rozwojem strefy morawsko-śląskiej. Pozycja zaś granitoidów w strefie Niemczy, zaliczonych do typu "I" (Pin *et al.* 1987; Mierzejewski 1988) wydaje się być zatem wyjątkowa i wymaga wyjaśnienia.

Zagadnienie paleogeografii zbiornika czy zbiorników paleozoicznych ze skorupą typu oceanicznego w Sudetach i czas ich trwania należy do bardzo trudnych, a jeśli przypominały one współczesną Indonezję to jest ono prawie nierozwiązywalne. Konieczne przede wszystkim jest wykonanie wiarygodnych datowań radiometrycznych skał wulkanicznych zarówno należących do pasma Rudaw Janowickich, jak i do jednostki Żelaznego Brodu.

Proces zamykania tych zbiorników pociąga za sobą potrzebę nowego przemyślenia sprawy deformacji tektonicznych i ich krzyżowego nakładania się, tak charakterystycznego dla Sudetów, i przedstawionego na statystycznych diagramach lineacji (H. Teisseyre 1967; W. Grocholski 1967; J. H. Teisseyre 1973; Dumicz 1964; Don 1964; Wojciechowska 1966; Miszewski 1977 i wielu innych). Próbowano tłumaczyć to zmianą kierunków nacisków (Oberc 1957). To rodzi pytania o przyczyny tych zmian, na które wówczas nie znaleziono odpowiedzi. Innym tłumaczeniem było przyjęcie przemiennego sektorowego skracania łukowego orogenu dolnośląskiego (Mierzejewski 1989, 1990), co jest rozwiązaniem prostym, lecz trudnym do udowodnienia. Orogenem dolnośląskim nazwano wypukły ku północnemu wschodowi łuk wary-

scyjski, obejmujący Sudety i ich przedpole i skręcający z głównego kierunku sudeckiego NW-SE w kierunku N-S, co uwidacznia się na każdej nowszej mapie geologicznej Polski.

Odnośnie do postawionego na początku tego rozdziału drugiego pytania, odnoszącego się do sposobu zamykania zbiornika dewońskiego można sądzić, że następowało ono przez (czy tylko?) imbrykację wielkich jednostek geologicznych Sudetów (Mierzejewski 1986). Zatrzymajmy się nieco nad tym procesem, ponieważ jest on ważnym ogniwem w dalszym rozumowaniu, a dotychczas tylko był w skrócie opisany w trudno dostępnych materiałach konferencyjnych.

IMBRYKACJA JEDNOSTEK GEOLOGICZNYCH SUDETÓW, CZYLI ETAP RUCHÓW O SKŁADOWEJ POZIOMEJ I PIONOWEJ

Imbrykacja w Sudetach wyraża się skośnym w stosunku do poziomu ustawieniem bloku gnejsowego Gór Sowich (bgGS), epimetamorfiku Gór Kaczawskich (emGK), prawdopodobnie bloku gnejsowego Gór Izerskich (bgGI), krystalicznego podłoża niecki śródsudeckiej (gabra Nowej Rudy) i asymetryczną budową depresji Świebodzic. Skośne ustawienie bloku zbudowanego z gabry i amfibolitów Nowej Rudy dowodzi, że imbrykacji podlegały nie tylko bloki o skorupie kontynentalnej, stanowiące strefę brzeżną dawnego zbiornika, lecz także dno zbiornika o skorupie oceanicznej, której fragmentem najprawdopodobniej są te gabry (Borkowska 1985). W tym ujęciu imbrykacja wydaje się być głównym procesem górnodewońskiego i dolnokarbońskiego skracania skorupy ziemskiej w tym regionie. Zapewne poprzedzała ona lub była synchroniczna z obdukcją skał bazytowych na obszar ramowy.

W celu uzupełnienia tego obrazu, należy dodać, że w czasie gdy w obszarze Dolnego Śląska dochodziło do skracania skorupy ziemskiej, w obszarach położonych na wschód od rozpatrywanego regionu następowało rozciąganie skorupy ziemskiej. Autor ma tu na myśli rów lubelski wypełniony utworami dewonu, a przede wszystkim ogromny rów doniecki z jego kontynuacją w postaci rowu Prypeci. Należy te zjawiska brać pod uwagę w przypadku, gdyby ktoś w przyszłości zamierzał wnikliwiej je rozważać i szukać przyczyn omawianej imbrykacji jednostek sudeckich.

Dowody na imbrykację (Mierzejewski 1986a) są rozliczne (fig. 1). Należy rozpocząć od uzasadnienia nachylonego względem poziomu ustawienia bloku gnejsowego Gór Sowich (bgGS). Lineacja główna w tych gnejsach, b₂ według nazewnictwa W. Grocholskiego (1967), zapada około 35° ku SE. W części zachodniej bloku pojawiają się wśród

gnejsów ciała eklogitu i granulitu, czyli ta część reprezentuje najgłębsze poziomy orogenu, obecnie wysoko podniesione. Partia zachodnia bloku bgGS, najbardziej podniesiona, była energicznie erodowana w dewonie górnym i karbonie dolnym (H. Teisseyre 1956; T. Gunia 1968) a otoczeki sypane do depresji Świebodzie tworzą, między innymi zlepnie z Książna (H. Teisseyre 1968). W tym samym czasie południowo-wschodni kraniec bgGS znajdował się pod wodą morza górno-dewońskiego (Oberc, Górecka 1959).

Dolnokarbońska pokrywa gnejsów jest również asymetryczna to znaczy, że młodsze ogniwa mają ku zachodowi mniejszy zasięg niż ogniwa starsze (Łapot 1986). Sugeruje to, że wynurzanie zachodniej części bloku – czytaj przechylenie bgGS – zachodziło nadal w tym czasie. Fakty te dobrze datują proces rotacji wokół osi poziomej całego bloku gnejsowego w dewonie górnym i karbonie dolnym. Oś rotacji miała zapewne kierunek NNE - SSW.

Dalej na zachód, w Górach Kaczawskich (emGK) lineacja główna również zapada ku SE, co więcej, postępując od SEE ku NWW widziemy w tych górach wynurzające się coraz to głębsze jednostki tektoniczne typu fałdów leżących o osiach NWW-SEE, które to fałdy osiągają rangę małych płaszczowin (H. Teisseyre 1967). Spod jednostki Dobromierza wyłania się na zachodzie jednostka Bolkowa, spod niej dalej na zachód – jednostka Świerzawy. Wskazuje to wyraźnie, że również jednostka Gór Kaczawskich, a przynajmniej jej gałąź południowa jest wyraźnie zrotowana, jej część zachodnia jest podniesiona, część wschodnia – obniżona. W części północnej emGK, według Haydukiewicza (inf. ustna) lineacja zapada ku NW, a nie ku SE jak w południowej części tych gór. Ta zmiana zapadu wydaje się być wywołana wtórnymi ruchami bloków, spowodowanymi przez wydobywający się ku górze masyw granitowy Strzegom - Sobótka (Mierzejewski 1988), co wymaga jeszcze lepszego udokumentowania.

Ku południowemu zachodowi, następna wielka jednostka, blok gnejsów Gór Izerskich (bgGI) wydaje się również zrotowany względem poziomu. Supozycja ta wynika z interpretacji pracy W. Smulikowskiego (1972), który zauważył, że tak zwane ciemne gnejsy z Leśnej i granitoidy zawidowskie są facją głębszą od granitów izerskich. Ciemne gnejsy występują w zachodniej części bgGI, granit zaś w części wschodniej tegoż bloku. Dawna górna część bloku zajmuje obecnie część wschodnią, głębsza zaś partia kompleksu skalnego – zachodnią część obszaru. Można wnosić z tego, że bgGI jest podobnie nachylony jak metamorfik Gór Kaczawskich oraz blok gnejsów Gór Sowich.

Przejdźmy w naszych rozważaniach w obszar południowy Sudetów, na teren niecki śródsudeckiej. Spod osadów permu i karbonu tej niecki, koło Nowej Rudy odsłaniają się gabra. Borkowska (1985) uważa, że mogą one być reliktem dawnej skorupy oceanicznej. Od strony po-

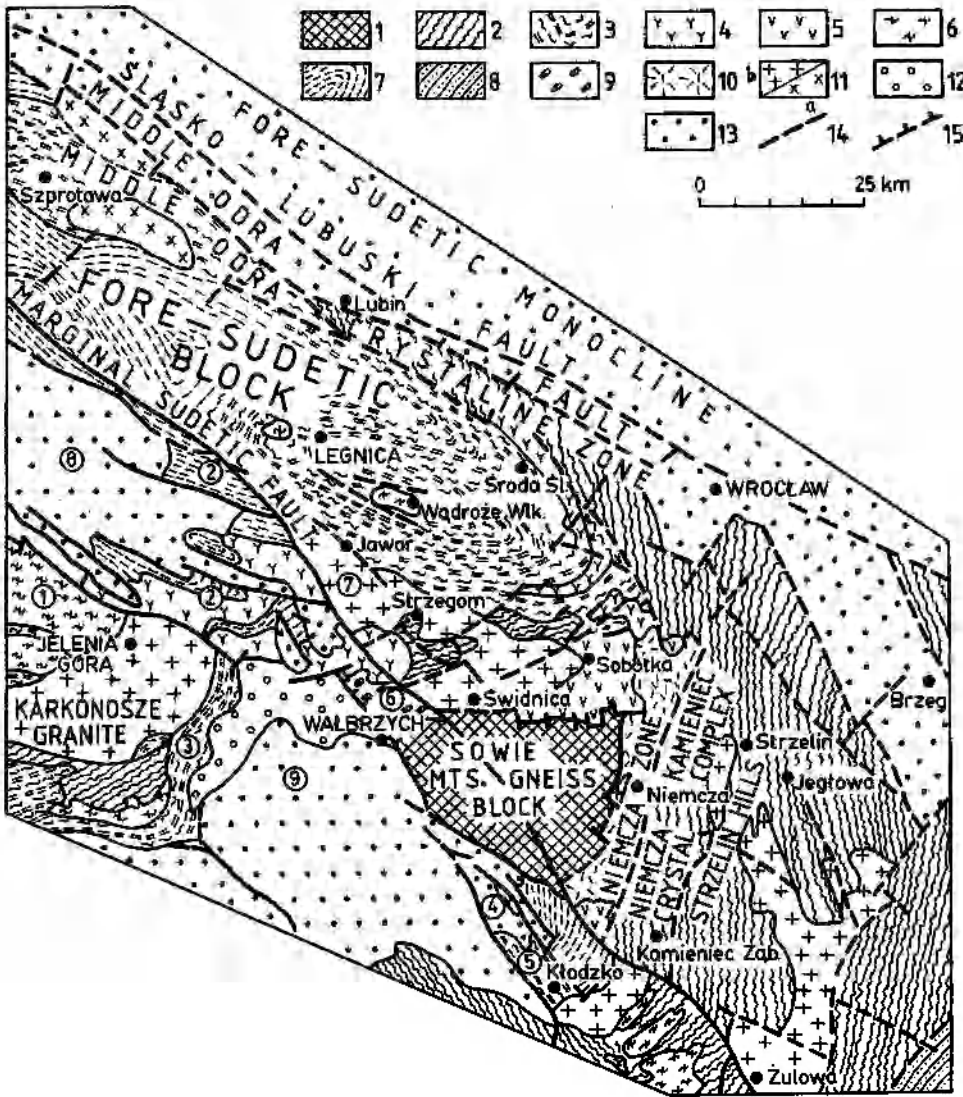


Fig. 1. Fragment mapy południowo-zachodniej Polski, bez warstw młodszych od dolnego permu (wg A. Grocholskiego, 1987, podział stratygraficzny nieco zmieniony). 1 – gnejsy bloku Gór Sowich – proterozoik górny; 2 – paragnejsy, łupki mikowe, łupki grafitowe, marmury, kwarcyty i amfibolity – proterozoik górny, wend dolny – kambr środkowy; 3 – łupki kwarcowo-serycytowe, łupki grafitowe, zieleńce, diabazy – kambr – dewon; 4 – wielkie wystąpienia diabazów i zieleńców, kambr – dewon górny; 5 – serpentynity i gabra – sylur – górny dewon; 6 – granitognejsy i granitoidy – proterozoik – ordowik dolny; 7 – łupki serycytowe, serycytowo-kwarcowe, kwarcyty, lidyty, mułowce, szarogłazy, wapienie, diabazy, zieleńce – kambr – karbon dolny; 8 – fyllity, kwarcyty, mułowce, szarogłazy i konglomeraty – dewon – karbon dolny w Sudetach Wschodnich; 9 – konglomeraty, piaskowce, mułowce, wapienie – dewon górny – najniższy karbon w depresji Świebodzic; 10 – mylonity i kataklazyty strefy Niemczy; 11 – granitoidy, *a* – słabo datowane, *b* – waryscyjskie; 12 – konglomeraty i szarogłazy – turnej – wizen w niecce śródsudeckiej; 13 – częściowo węglonośne piaskowce, konglomeraty, mułowce i iłowce oraz skały wulkaniczne – śląski autun; 14 – uskoki; 15 – nasunięcia. ① – blok gnejsów Gór Izerskich; ② – skały epimetamorficzne Gór Kaczawskich; ③ – skały metamorficzne Rudaw Janowickich z grupą gnejsów z Kowar, z formacją Czarnowa i z formacją Leszczyńca; ④ – masyw gabrowo-diabazowy Nowej Rudy; ⑤ – skały metamorficzne jednostki Kłodzka; ⑥ – depresja Świebodzic; ⑦ – masyw granitowy Strzegom-Sobótka; ⑧ – niecka północnosudecka; ⑨ – niecka śródsudecka

Geological sketch map of South-western Poland, without Cenozoic, Mesozoic and Permian formations (after A. Grocholski, 1987 stratigraphical division slightly changed).

1 – gneisses of Góry Sowie Mts. – Upper Proterozoic; 2 – paragneisses, micaeous schists, graphite schists, crystalline limestones and dolomites, quartzites, amphibolites, Upper Proterozoic (Vendian) Lower-Middle Cambrian; 3 – quartz-sericite schists, graphite schists, greenstones, diabases, crystalline limestones and dolomites, Cambrian-Middle Devonian; 4 – major occurrences of diabases and greenstones – Cambrian-Upper Devonian; 5 – serpentinitised gabbros – Silurian-Upper Devonian; 6 – granitogneisses and granitoids – Proterozoic-Lower Ordovician; 7 – sericite, sericite-quartz, and siliceous schists, quartzites, lydites, mudstones, graywackes, limestones, diabases, greenstones – Cambrian-Lower Carboniferous; 8 – phyllites, quartzites, mudstones, greywackes and conglomerates, Devonian-Lower Carboniferous in Easter Sudety Mts.; 9 – coarse-grained conglomerates, sandstones, mudstones, limestones, Upper Devonian-Lowermost Carboniferous in Świebodzice Depression; 10 – mylonites and cataclasites in Niemcza Zone, Upper Paleozoic; 11 – granitoids, *a* – poorly dated, *b* – Variscan; 12 – conglomerates and graywackes – Tournaisian (?) - Visean, in Intra-sudetic Trough; 13 – partly coal bearing sandstones, conglomerates, mudstones, claystones and volcanic rocks – Silesian Autunian; 14 – controlled and inferred faults; 15 – controlled and inferred overthrusts. ① – gneissic block of the Góry Izerskie Mts.; ② – Kaczawa Mts. epimetamorphic complex; ③ – Rudawy Janowickie Mts. metamorphic rocks with Kowary gneiss, Czarnów fm and Leszczyńiec fm; ④ – Nowa Ruda gabbro-diabase massif; ⑤ – Kłodzko metamorphic unit; ⑥ – sedimentary rocks of Świebodzice Depression; ⑦ – Strzegom-Sobótka granites; ⑧ – North-sudetic Depression; ⑨ – Intra-sudetic Depression

łudniowo-wschodniej towarzyszą tym gabrom gruboziarniste diabazy i kolejno ku południowemu wschodowi występują skały tego typu o coraz drobniejszym ziarnie, sekwencja kończy się zieleńcami poduszgowymi. A więc i w tym regionie zespoły skalne mają podobne rozmieszczenie jak w jednostkach wyżej opisanych (bgGS, emGK, bgGI) – skały partii stropowej występują po wschodniej stronie, zaś skały partii spągowej w zachodniej części tej jednostki geologicznej. To może być tłumaczone, podobnie jak to uczyniono poprzednio, przechyleniem i zanurzeniem całej jednostki ku wschodowi.

Poprzeczna grzęda w niecce śródsudeckiej, zaznaczająca się w podłożu podpermskim, a wykryta przez K. Dziedzica (1961) może być uzewnętrznieniem granicy podobnie nachylonych i przesuniętych względem siebie bloków. Podejrzenie budzi też asymetryczne wykształcenie utworów kulmu z Bogaczowic, którego miąższość wzrasta ku wschodowi. Może to oznaczać, że zachodnia część basenu dolnokarbońskiego była wypiętrzana, a wschodnia ulegała obniżaniu (A. K. Teisseyre 1971, 1975). Nie wiadomo jednak, czy zjawisko to wiąże się z omawianą tutaj imbrykacją jednostek geologicznych, czy też było skutkiem przemieszczania magmy granitu Karkonoszy spod niecki śródsudeckiej w swe obecne położenie, co niegdyś sugerował Mierzejewski (1982a). Oba te procesy mogły zresztą współwystępować.

Do rozważań zjawiska imbrykacji w Sudetach ważne może być studium granicy warstw wałbrzyskich (namur A) z nadległymi warstwami z Białego Kamienia. W niecce Wałbrzycha, od SE ku NW, coraz to niższe ogniwa warstw wałbrzyskich są erozyjnie ścinane przez warstwy białokamięskie. Widać to wyraźnie na planach górniczych dawnej kopalni węgla kamiennego Thorez. G. Berg (1925) opisał to jako niezgodność wywołaną fazą Gór Kruszcowych. Faza ta jest tutaj nieco wcześniejsza niż w *locus typicus*, ponieważ przypada na namur B, któremu według Augustyniaka i Grocholskiego (1968) odpowiada luka, zaś nadległe warstwy Białego Kamienia należą już do namuru C. Jeśli i ta niezgodność byłaby jeszcze związana z wychylaniem imbrykacyjnym bloku, w którego skład wchodzi te warstwy, to proces rotacji jednostek sudeckich sięgałby aż po namur. Na mapie niecki śródsudeckiej, opublikowanej przez Dziedzica i A. K. Teisseyre'a (1990) w części zachodniej tej niecki, ukazano niezgodność między stropem karbonu dolnego a osadami westfalu. K. Dziedzic (1971) jest zdania, że w NW części tego basenu nie ma żadnej dyskordancji między warstwami wałbrzyskimi a białokamięskimi. Wspomniane zjawiska uwidocznione na przekrojach kopalni węgla kamiennego Thorez należałoby jeszcze raz poddać pod rozwagę.

Omówiona imbrykacja wielu jednostek sudeckich nie była aktem jednorazowym. Mogła się ona składać z licznych impulsów, z których najbardziej energicznym był zapewne paroksyzm górnodewoński, w

którego wyniku powstał, tzw. kulm z Księżna (H. Teisseyre 1968) datowany na famen - turnej dolny (Gunia 1968).

Przyjęcie modelu opisanej imbrykacji pozwoliłoby wyjaśnić dość powszechne istnienie w mozaice sudeckiej powierzchni ślizgowych, głównie o połogo nachylonych rysach, co od dawna budziło zastanowienie (Jerzykiewicz *et al.* 1974; H. Teisseyre 1976).

Jeśli przyjąć za fakt, że wiele jednostek geologicznych Sudetów uległo nachyleniu ku południowemu wschodowi lub ku wschodowi, a nawet zapewne nasunęło się na siebie dachówkowato, to przyczyna tej wielkoskalowej imbrykacji najprawdopodobniej była genetycznie związana z likwidacją basenu strefy północ-południe (Niemczy). Były to zapewne zjawiska synchroniczne.

Imbrykacja wskazuje na działanie pola pary sił, na znaczne przesunięcia tak poziome, jak i pionowe, dlatego wszelkie idee odnoszące się do budowy Sudetów, które tego zjawiska nie uwzględniają, trudno przyjąć. Zapewne w tym samym czasie (w dewonie górnym), na wschód od strefy Niemczy, na obszarze Wzgórz Strzelińskich kwarcyty i łupki kwarcytowe warstw z Jegłowej (dewon dolny i środkowy) zostały podsunięte pod gnejsy ze Strzelina. Najlepiej to można zauważyć 0,5 km na północ od Kuropatnika (J. Oberc *et al.* 1988). Opisany układ imbrykacyjny wykazuje zatem symetrię, której osią jest strefa Niemczy. Na wschód od strefy Niemczy trudniej dostrzec ten układ wieku paleozoicznego, ponieważ teren w znacznej części jest pokryty osadami młodszymi.

Dumicz w dyskusji z autorem podniósł kwestię różnic w wykształceniu między układem rozbieżnej imbrykacji strefy Niemczy a strefą graniczną między Sudetami Wschodnimi i Lugikum, na południe od brzeźnego uskoku sudeckiego. Granicę między obszarem moldanubskim wraz z lugijskim (część zachodnia) a silezicum wraz z moravicum (część wschodnia) stanowi tam linia ramzowska. Wzdłuż niej Sudety Wschodnie (silezikum) zostały podsunięte pod obszar lugijski lub skały lugijskie (z kopułą Orlicko - Śnieżnicką – *sensu* Don *et al.* 1990) są nasunięte (Suess 1912) na Sudety Wschodnie, czyli na obszar Pradziada (pojęcia zbliżone: Hrudy Jesenik, silezikum, kopuły Kepernika i Desny). Istnieją kontrowersje, która z licznych tamtejszych dyslokacji o przebiegu NNE-SSW ma największe znaczenie. Skacel (1979) jest zdania, że główne podsuniecie, może o randze strefy subdukcji (też Don, 1989), nastąpiło wzdłuż dyslokacji nyznerowskiej. Na wschód od tej dyslokacji występują dwa masywy – sobotinsky i jesenicky – z amfibolitami wieku dewońskiego, o charakterze oceanicznych toleitów z tendencją rozwojową podobną do kompleksów ofiolitowych (Jelinek, Souček 1981). Czyżby to był odpowiednik strefy Niemczy? Kolejne etapy rozwojowe, przez które przechodził region sileziku, opisał Chab (Chab *et al.* 1988).

Opinie o bardzo złożonej historii tektonicznej kopuły Orlicko-Śnieżnickiej są podzielone. Według H. Teisseyre'a (1973), Dona (1982) i Żelaźniewicza (1984) transport mas skalnych ku wschodowi, synchroniczny z powstaniem strefy ramzowskiej, wytworzył w skałach lineację rodingową L₂, co miało się odbyć w dewonie. Według Dona (1989, in Don *et al.* 1989) nasunięcie skał kopuły Orlicko-Śnieżnickiej ku wschodowi ponad nasycone wodą osady strefy Morawsko-Śląskiej doprowadziło do ich dehydratyzacji i migmatyzacji nadległych skał. Zaowocowało to powstaniem wielkich form, widocznych na mapie w postaci kopuł z migmatycznymi gnejsami gierałtowskimi w ich jądrach (deformacje D₃, F₃, L₃, S₃). Te wydarzenia miały się odbyć w środkowym dewonie. Według Dumicza zaś (1976, 1988), wielkie formy geologiczne, które występują w kopule Orlicko-Śnieżnickiej, są związane z deformacjami D₄, które miały powstać w karbonie. Mimo znacznego nakładu prac badawczych, jeszcze większe kontrowersje istnieją co do sekwencji i datowania odmian gnejsów (K. Smulikowski 1960, 1979; H. Teisseyre 1973; Borkowska *et al.* 1990; Don 1982, 1989, in Don *et al.* 1989; Dumicz 1976, 1988, 1989 in Don *et al.* 1989).

Wobec rozbieżności zdań, co do przebiegu i czasu procesów tektonicznych oraz tworzenia się skał, trudno autorowi wypowiadać się na temat wykształcenia granicy między Sudetami Wschodnimi a Lugi-kum. Łatwo w takim przypadku pomylić skutek z przyczynami. Można jedynie poczynić ogólne uwagi.

Krystaliczne podłoże przedewońskie obszaru sileziku było w dewonie w pozycji niskiej, zalane morzem. Poza tym, region ten był zimny, gęsty, z grawimetrycznymi anomaliami dodatnimi (Blizkovsky, *et al.* 1988). Obszar zaś moldanubski i lugijski wraz z kopułą Orlicko-Śnieżnicką był lżejszy, rozgrzany intruzją magmy granitu śnieżnickiego (Borkowska *et al.* 1990) lub inwazją migmatytów gierałtowskich (Don 1989 in Don *et al.* 1989), był podniesiony i charakteryzował się ujemnymi anomaliami grawimetrycznymi (Blizkovsky *et al.* 1988). Interesujące jest, że w części zachodniej obszar moldanubski był też w dewonie penetrowany intruzjami (Jarmołowicz-Szulc 1988) i był zapewne również w pozycji wysokiej. Te różnice zapewne spowodowały, że przy kolizji obszar sileziku (obniżony, złożony z ciężkich skał) był predysponowany do wciśnięcia się pod region mniej gęsty i będący w pozycji wysokiej. Dalej ku północy, w strefie przyległej do niemczańskiej linii symetrii rozbieżnej, nie było w dewonie zapewne tak drastycznych różnic między kolidującymi regionami. Plutonizm rozwinął się dopiero w karbonie górnym (Puziewicz 1990) i był spóźniony w stosunku do magmatyzmu moldanubskiego. Nie było płyt rozgrzanych i zimnych. Deformacje mogły więc rozwinąć się symetrycznie.

Proces kolizji może zachodzić według różnych mechanizmów (Dewey 1976) i obecnie mamy zbyt mało informacji by wypowiadać się

bliżej na ten temat. Nie wiemy nawet czy kolejne jednostki Sudetów Zachodnich, w procesie imbrykacji podsuwały się pod siebie od zachodu ku wschodowi, czy wręcz odwrotnie nasuwały się od wschodu ku zachodowi. Nie wiemy też jaka część litosfery oceanicznej była wciśnięta (co nie musi być równoznaczne z subdukcją) pod skorupę kontynentalną. Obecnie badać możemy tylko jej część obduktowaną.

POZYCJA DEPRESJI ŚWIEBODZIC

W rozważaniach na temat zjawiska imbrykacji w Sudetach specjalnej uwagi wymaga pozycja depresji Świebodzić, która jest obecnie widziana jako "crux geologorum". Wątpliwości budzi kilka zagadnień: jaka jest geneza tej niecki, i jej stosunek do bloku gnejsowego Gór Sowich (bgGS), a z drugiej strony do epimetamorfiku Gór Kaczawskich (emGK). Rozważmy pokrótce te zagadnienia.

H. Teisseyre (1956, 1968) uważał depresję Świebodzić za molasowy basen, wypełniony osadami dewonu górnego i karbonu dolnego powstały pomiędzy podniesionymi gnejsami Gór Sowich a skałami Gór Kaczawskich. W owym czasie pogląd ten dobrze pasował do przekonania o kaledońskiej deformacji przyległych Gór Kaczawskich. Dziś wiemy, że ta deformacja nastąpiła po wizenie górnym a przed westfalem D. (Chorowska, Sawicki 1975).

Na osady, wypełniające ten basen, miały następnie zsunąć się – według H. Teisseyre'a (1968) – oderwane spility epimetamorfiku kaczawskiego w postaci płatów, co miało nastąpić w czasie epejrogenyzy Gór Kaczawskich. W podłożu tych spilitów a powyżej osadów dewonu górnego występują kataklazyty, wśród których rozpoznano (K. Smulikowski 1956) między innymi relikty granitowe! K. Smulikowski pozostawił wtedy kwestię pochodzenia tych kataklazytów jako otwartą.

Powierzchnie ślizgowe i rysy zmierzone przez H. Teisseyre'a (1976, specjalnie tutaj jest interesujący diagram Nr 46) skłoniły tego autora do wyrażenia opinii (H. Teisseyre *op. cit.* p. 36), że płat spilitów okolicy Cieszowa, opisany przez niego (H. Teisseyre 1968) jako płat (element) Jaskólnina, jest najprawdopodobniej nasunięty od północy.

Płaty spilitów, leżące na skałach osadowych depresji Świebodzić, są niewątpliwie najlepszym przykładem tektoniki grawitacyjnej w Sudetach. Zagadnienie to będzie jeszcze omawiane w rozdziale "Inwazja magm a drugi etap ruchów o składowej poziomej i pionowej".

Porębski (1987, 1990) sugerował, że basen Świebodzić został wytworzony przez mechanizm "pull apart", co wymaga znacznych przemieszczeń mas skalnych wzdłuż uskoków przesuwczych. Basen ten rzeczywiście jest położony między dwoma wielkimi uskokiemi, uskokiemi Strumyka i uskokiemi brzeźnym sudeckim. Przeciwno interpretacji Porębskiego przemawia jednak szereg ważkich argumentów. Już

H. Teisseyre (1956, 1968) przytoczył dowody na to, że basen ten, jakkolwiek obecnie zawarty między dwiema równoległymi dyslokacjami, rozciągał się ongiś dalej ku wschodowi, poza uskoki sudecki brzeźny, oraz dalej na zachód poza uskoki Strumyka. Po drugie, blok gnejsów sowiogórskich, który przecięty jest uskokiem brzeźnym sudeckim, nie wykazuje wzdłuż niego oznak znacznie większych przesunięć poziomych. Również takich wielkich przesunięć nie widać na uskoku Strumyka, o czym można się przekonać po przestudiowaniu szkicu geologicznego północnej części depresji Świebodzic, według H. Teisseyre'a (*in* K. Smulikowski 1956), gdzie widać, że uskoki Strumyka wygasa ku północnemu zachodowi, o czym zresztą pisał już dawno Bederke (*vide* H. Teisseyre 1956). Mechanizm zatem "pull apart" nie znajduje potwierdzenia w obserwowanych faktach.

Przy rozważaniach o genezie depresji Świebodzic należy wspomnieć, że wykazuje on – według sformułowania Teisseyre'a (1968) – znamiona autokanibalizmu, to znaczy otoczaki skał niezmetamorfizowanego franu, najstarszych warstw depresji, były znajdowane w zlepieńcach famenu, zaś sekwencja osadowa charakteryzuje się ziarnem o zwiększających się średnicach ku stropowi. Otoczaki zaś pochodzące z bloku gnejsów sowiogórskich stają się coraz częstsze ku górze (Porębski 1987).

Jeśli te wymienione cechy połączymy z sytuacją regionalną, tzn. z nachylnym układem bgGS i emGK, to nieodparcie nasuwa się wniosek, że depresja Świebodzic jest raczej basenem, powstałym między dwoma nachylnymi blokami, albo basenem utworzonym przez obciążenie – "load and flex basin" – w sensie basenów "b" lub "e" (fig. 2) w klasyfikacji Frienda (1985).

Basen Świebodzic powstał zapewne przez nasunięcie bloku gnejsów sowiogórskich na nieznaną podłoże, na hipotetyczną jednostkę subsowiogórską, która po ugięciu się stanowiła podłoże depresji Świebodzic. W czasie nasuwania gnejsów powstające jednocześnie osady depresji były spychane ku północy albo raczej ku północnemu zachodowi. To tłumaczyłoby zjawisko erozji najstarszych osadów basenu, opisane przez Teisseyre'a (*op. cit.*), osadów pochodzących właśnie z południowego brzegu tej depresji, spiętrzanego przy tym kierunku ruchu. Dobrze zgadza się to z przekrojami H. Teisseyre'a (1968) przez tę depresję. Nasuwanie więc bloku gnejsów sowiogórskich nie następowało na skały depresji Świebodzic, ale tę depresję przygotowało, wytworzyło i modyfikowało w trakcie sedymentacji.

Spod zachodniej części depresji Świebodzic wynurza się zbudowany z diabazów element Strugi (J. Teisseyre 1962), uważany przez tego badacza za przedłużenie kompleksu kaczawskiego ku południowemu wschodowi. Kompleks kaczawski, zmetamorfizowany w facji zieleńcowej, stanowi więc podłoże depresji Świebodzic. Otwartym zagadnie-

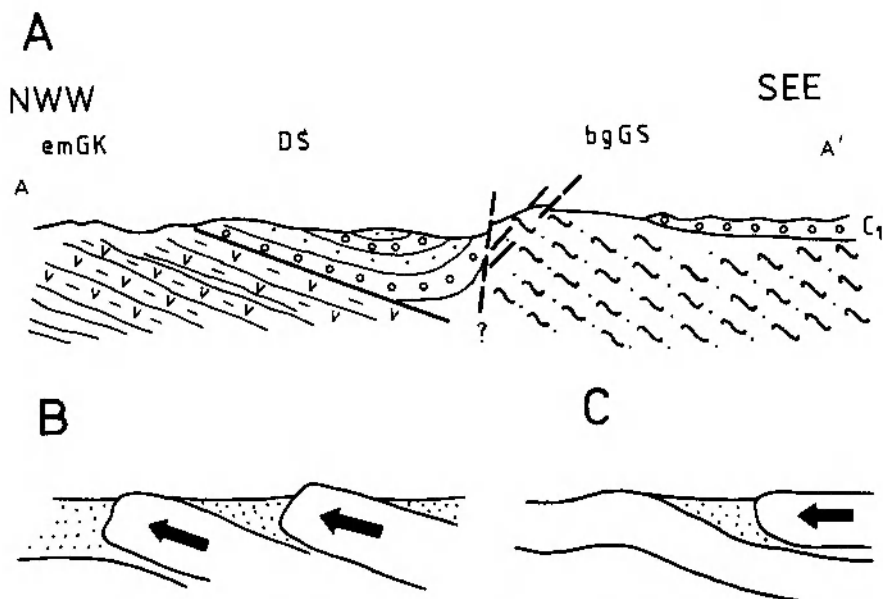


Fig. 2. A. Pozycja depresji Świebodzic (*DŚ*) pomiędzy krą gnejsową Gór Sowich (*bgGS*) a epimetamorficznymi skałami Gór Kaczawskich (*emGK*). Oznaki ruchów postdiagenetycznych pominięto. **B.** Basen powstały między nasuniętymi blokami, typ "b" według klasyfikacji Frienda (1985); **C.** Basen powstały przez obciążenie i ugięcie podłoża, typ "e" według Frienda (1985). Pozycję przekroju A – A' zaznaczono na figurze 6

A. The relation of Świebodzice Depression (*DŚ*) to the Sowie Góry Mts. gneissic block (*bgGS*) and the Kaczawa Mts. epimetamorphic rocks (*emGK*). Postdiagenetic movements are omitted. **B.** Interthrust basins of "b" type after Friend (1985). **C.** Load and flex basin, of "e" type after Friend (1985). The cross section A – A' is localised on Fig.6

niem jest to, jak daleko kompleks ten sięga na wschód i na południe oraz jaki jest jego stosunek do hipotetycznej jednostki subsowio-górskiej.

Obecnie, na stosunkowo niewielkim obszarze, występują nie bezpośrednio koło siebie utwory niezmetamorfizowanego dewonu w wykształceniu molasowym depresji Świebodzic i utwory epimetamorficznego dewonu facji fliszowej czy fliszopodobnej (Jerzmański 1965; Baranowski *et al.* 1990) Gór Kaczawskich. Niegdyś te dewońskie zbiorniki były odrębne i nie tak bliskie sobie. J. Oberc (1972) po wyprostowaniu na przekroju fałdów depresji Świebodzic stwierdził, że uzyskuje się odległość kilkudziesięciu kilometrów. Osady wypełniające depresję Świebodzic były odcięte od dopływu ciepła z głębi (ten człon bilansu cieplnego też trzeba brać pod uwagę), a więc zabezpieczone przed metamorfozą najprawdopodobniej przez niższą ległą jednostkę subsowio-

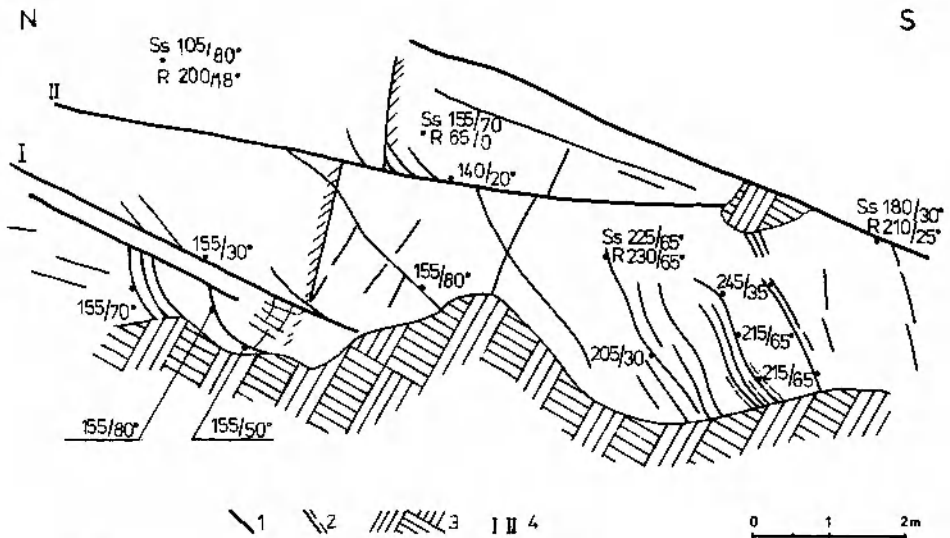


Fig. 3. Przypuszczalna struktura bliźniaczych uskoków, powstała w skale w stanie kruchym. Spękania między powierzchniami głównymi I i II są pozbawione na swych końcach zagięć charakterystycznych dla stanu półkruchego lub podatnego. Pomiedzy powierzchniami I i II stwierdzono występowanie kataklazytów. Kamieniołom gnejsów sowiogórskich na południe od wsi Pogorzała. 1 – spękania; 2 – spękania równoległe do zgnejsowania; 3 – gruz; 4 – spękania główne

An equivalent of an duplex structure, produced in a brittle state of rock. Note the lack of curvature at the ends of the joints. A quarry in gneissic rocks at S end of the Pogorzała village. 1 – joints; 2 – joints parallel to the gneissose texture; 3 – debris; 4 – sole thrust and roof thrust

górską. Podłoże to zaś nie chroniło skał depresji Świebodziec przed fałdowaniem, ponieważ proces ten był wywołany bocznym naciskiem wytworzonym przez blok gnejsów sowiogórskich. Nasuwanie gnejsów sowiogórskich odbywało się przypuszczalnie wzdłuż wielu powierzchni. Wskazują na to zjawiska obserwowane przy północnej krawędzi bloku sowiogórskiego, przy jego granicy z depresją Świebodziec, w opuszczonym łomie gnejsów, na południowym skraju wsi Pogorzała (fig. 3). Między dwiema powierzchniami, nachylonymi łagodnie ku SE, są rozwinięte spazzone i proste, niepowyginane spękania, te pierwsze równoległe do zgnejsowania. Całość przypomina bliźniacze dyslokacje, o skali wielu metrów, (ang. duplex structures), rozwijające się przez kolejne odkłuwanie coraz to wyższych poziomów w miarę wyczerpywania możliwości ruchu w partiach bazalnych. Ruch następował zapewne ku NWW, czyli prostopadle do krawędzi przecinających się spękań. Nie zdołano niestety zaobserwować ślizgów ani rys na źle odkrytych powierzchniach połogo nachylonych. Ruch odbywał się w sposób zróżnicowany również wzdłuż stromych powierzchni, pozostawiając na nich

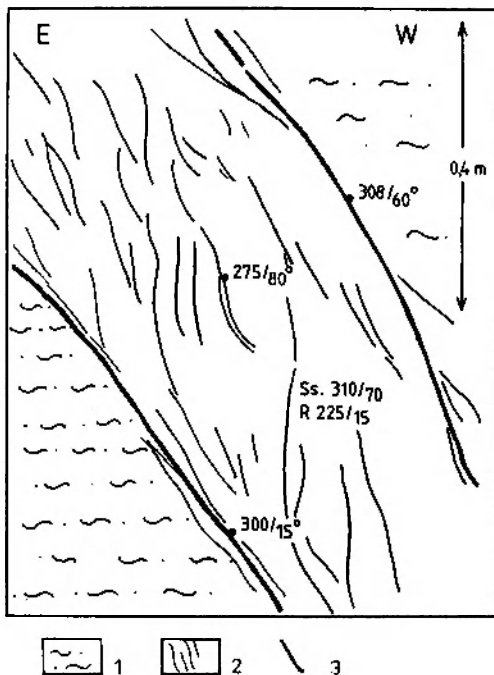


Fig. 4. Wsteczne dyslokacje bliźniacze, małej skali. Łom na południe od wsi Pogorzala. 1 – gnejsy sowiogórskie; 2 – gnejsy silnie spękane; 3 – powierzchnie główne dyslokacji bliźniaczych

A reverse duplex structure. A quarry at the S end of Pogorzala village. 1 – gneisses of the Sowie Mts.; 2 – gneisses highly fractured; 3 – the main surfaces of the duplex structure

lustra i rysy tektoniczne. Zapewne więc przesunięciom podlegały wielkie, nieco nachylone płyty skalne, których ruch odbywał się z różną szybkością w poszczególnych sektorach, co prowadziło do ich pionowego podziału. Zjawiska jakie się tu odbywały nie są w zupełności zrozumiałe, szczególnie ta uwaga dotyczy spaczonych spękań, których osie nie są koaksjalne z krawędziami przecięć spękań prostych. Spaczone spękania, jak wspomniano, są równoległe do zgnejszowania, ich pozycja zatem jest wymuszona znacznie starszym polem odkształceń od obecnie rozważanego. Poza tym, na specjalną uwagę zasługuje w przyszłości zbadanie wypełnień między poszczególnymi płytami skalnymi. W tylnej ścianie kamieniołomu uwidaczniają się "bliźniacze dyslokacje" małej skali, o rozstępie powierzchni głównych 0,4 m, nachylonych ku NW, wskazujących na transport ku SE (wsteczny), co się zdarza w górnych partiach nacierającego bloku. (pl. I, 1; fig. 4).

Ten nacisk wytwarzany przez bgGS był zapewne wielokrotny. Odbywał się w czasie gromadzenia osadów i był odpowiedzialny za wspo-

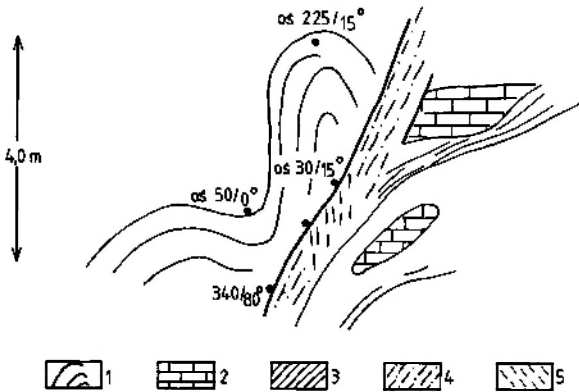


Fig. 5. Fałd z odkłuciem. 1 – wapień cienko-uławiczny; 2 – wapień masywny; 3 – margiel drobno-uławiczny; 4 – margiel dyslokacyjny; 5 – kliważ; Jezioroko “Daisy”, depresja Świebodzic

Thrust fault in the Upper Devonian rocks of the Świebodzice Depression. Lake “Daisy”. 1 – thin layered limestone; 2 – thick limestone; 3 – marl, thin layered; 4 – rock flour; 5 – cleavage

mnianą erozję warstw starszych oraz za zwiększenie ku górze średnic ziarna. Wywołał on także po diagenecie osadu, zjawiska fałdowe obserwowane na południe od Witoszowa Górnego oraz kliważ w skałkach koło Pogorzały, (pl. I, 2) jak również zapewne (fig. 5), postdiagenetyczne odkłucia widoczne w ścianie jeziora “Daisy”.

STOSUNEK DEPRESJI ŚWIEBODZIC DO METAMORFICZNEJ JEDNOSTKI GÓR KACZAWSKICH

Problem zagadkowej relacji w czasie i przestrzeni skał Gór Kaczawskich do skał wypełniających depresję Świebodzic sprowadza się do pytań: jak to jest możliwe, że metamorficzne utwory Gór Kaczawskich, zawierające w swym inwentarzu skalnym utwory od kambru aż po wizen (Chorowska, Sawicki 1975), zapadają pod utwory dewonu depresji Świebodzic, a przy tym skały pochodzenia kaczawskiego mają być nasunięte na utwory dewonu depresji? Co więcej, skały kaczawskie są ujęte w system fałdów i lineacji o osiach NW-SE, która to lineacja nie występuje w depresji Świebodzic? Obie zaś jednostki podległy deformacji fałdowej o osiach biegnących NE-SW.

Relacje czasowe między rozwojem epimetamorfiku Gór Kaczawskich a skał depresji Świebodzic H. Teisseyre (1976) próbował rozwiązać przez przyjęcie, że fałdowanie w całym orogenie kaczawskim nie było synchroniczne. Tektogeneza i metamorfizm miały być starsze w południowo-wschodniej części tych gór, młodsze zaś w ich zachodniej części, gdzie Chorowska (1975) i Sawicki (Chorowska, Sawicki 1975)

stwierdzili w obrębie skał metamorficznych występowanie wizeny. W części zaś wschodniej Gór Kaczawskich przy ich kontakcie z niecką śródsudecką ten metamorfizm był wcześniejszy, ponieważ w osadach dolnego karbonu niecki śródsudeckiej (wizen i być może górna część turneju) przy uskoku Domanowa występują już otoczaki skał metamorficznych pochodzących z Gór Kaczawskich (H. Teisseyre 1976). Don (1984) próbował tę kwestię rozwiązać przez przyjęcie podwyższonego strumienia ciepłego wzdłuż uskoku Domanowa, który to strumień miał wcześniej zmetamorfizować skały kaczawskie niż nastąpiło to w pozostałej części tego orogenu.

Pochodzenie zaś otoczków skał epimetamorficznych podobnych do skał kaczawskich, które występują w zlepieńcach górnego dewonu depresji Świebodzic, odnoszono do tzw. masywu południowego, postulowanego przez A. K. Teisseyre'a (1975), masywu obecnie ukrytego pod południowym brzegiem niecki śródsudeckiej.

Na mapie geologicznej ark. Freiburg (Dathe, Zimmermann 1912) na granicy między depresją Świebodzic a epimetamorfikiem Gór Kaczawskich zaznaczono pas kataklazytów. Należałoby więc ponownie zbadać pas pograniczny między Górami Kaczawskimi a depresją Świebodzic i sprawdzić czy istnieje nasunięcie skał depresji Świebodzic na skały jednostki Dobromierza należącej do Gór Kaczawskich, co polegałoby na odwróceniu zwrotu ruchu na powierzchniach dyslokacyjnych wykrytych przez H. Teisseyre'a (1968. pl. II, przekrój A-A, B-B).

W takim ujęciu problem czasu metamorfizmu i deformacji w regionie granicznym byłby zrozumiały. Nasunięcie skał depresji Świebodzic na jednostkę kaczawską nastąpiło prawdopodobnie po wizenie a przed westfalem, przed ześlizgiem grawitacyjnym czapek tektonicznych Jaskólna i innych, nie z podniesionych Gór Kaczawskich, jak dotychczas przyjmowano, ale z podniesionej okrywy masywu granitowego Strzegom-Sobótka. Datowanie to wynika z faktu, że wśród sfałdowanych skał depresji Świebodzic biorą udział jeszcze osady turneju (T. Gunia 1968). Na sfałdowanych skałach osadowych depresji leżą zaś czapki tektoniczne (płat Jaskólna) rozpoznane przez H. Teisseyre'a (1956). Te płyty przytransportowane z północy (K. Smulikowski 1956; H. Teisseyre 1976) pochodzą zapewne ze stropu masywu granitowego Strzegom-Sobótka i jego metamorficznej osłony. Magmy intrudując podniosły swą powagę do takiej pozycji, aż stała się grawitacyjnie niestabilna. Wiek konsolidacji tych magm, ustalony metodą Rb-Sr, wynosi 326 ± 22 Ma, przy $Sr_i = 0,705$, oraz 281 ± 12 Ma, przy $Sr_i = 0,7082$ (Pin *et al.* 1989). Przypuszczalnie jest on górną granicą czasu ześlizgów grawitacyjnych, które następowały ku niżej położonej depresji Świebodzic (patrz również rozdział dotyczący Inwazji magm *itd.*). W karbonie i permie relacje wysokościowe między Sudetami a blokiem przedsudeckim były odmienne niż dzisiaj, ułatwiały ześlizgi grawitacyjne. Część

sudecka była obniżona, a blok przedsudecki był podniesiony (Cloos 1922).

Poświęcono wiele uwagi depresji Świebodzic, ponieważ przyjęta niegdyś opinia o nasunięciu metamorfiku kaczawskiego na skały depresji Świebodzic doprowadziła do stanu, w którym wydawało się, że stosunków przestrzenno-czasowych między tymi dwiema jednostkami geologicznymi nie uda się wyjaśnić. Poza tym, należało ustalić stosunek tej depresji do opisanego procesu imbrykacji. Sugerowany przez Porębskiego (1987, 1990) mechanizm "pull apart" powstania tej depresji ze zjawiskiem imbrykacji raczej się nie zgadzał. Musiano więc wejść w szczegóły budowy depresji Świebodzic, aby to zagadnienie od podstaw wyjaśnić.

ZAGADNIENIE HIPOTETYCZNEJ JEDNOSTKI SUBSOWIOGÓRSKIEJ

W powyższych rozważaniach wspomniano o konieczności założenia istnienia jednostki subsowiohorskiej. Na jej istnienie wskazuje kilka przesłanek: 1. Gnejsy sowiohorskie nasunęły się i ugięły podłoże, na którym została utworzona depresja Świebodzic; 2. Osady depresji zostały uchronione przed metamorfizmem; 3. Na jednostkę subsowiohorską zostały obdukowane skały zasadowe czy ultrazasadowe, które występują pod wschodnią częścią gnejsów sowiohorskich. Istnienie tych skał zasadowych jest uwidocznione na szkicu przedstawionym przez Znoskę (1981). Dopiero na te skały bazytowe zostały nasunięte gnejsy sowiohorskie. 4. Wulkanizm staropaleozoiczny Gór Kaczawskich, bimodalny, ma cechy wulkanizmu śródpłytowego obszaru kontynentalnego, a więc w obrębie aulakogenu z przejściem do ryftu z lokalnym wulkanizmem typu wysp oceanicznych (Baranowski *et al.* 1984). Wspomniany obszar skorupy kontynentalnej wieku przedwarysycyjskiego, daje o sobie znać również w obrębie właściwej strefy saksoturynskiej (Brause 1970; Schroeder 1977), której przedłużeniem jest blok przedsudecki i Sudety. Tak więc można sądzić, że jednostka subsowiohorska jest tylko fragmentem większej, porozbijanej na bloki jednostki ze skorupą kontynentalną.

Wymienione cztery przesłanki analizowane oddzielnie mogą nie być przekonujące, natomiast rozważane łącznie sugerują, że istnienie jednostki subsowiohorskiej powinno być brane pod uwagę.

POZYCJA BŁOKU GNEJSOWEGO GÓR SOWICH W SUDETACH ŚRODKOWYCH I SPRAWA JEGO NACHYLENIA

Pozycja bloku gnejsowego Gór Sowich (bgGS) w Sudetach od dawna budziła zainteresowanie, ponieważ jest on elementem wyraźnie odróżniającym się od swego otoczenia. Dlatego Suess (1926) i Kossmat (1927) sądzili, że jest on fragmentem Masywu Czeskiego, nasuniętym od południa w swe obecne położenie. W osadach starszego paleozoiku

sudeckiego nie ma otoczków tych gnejsów, pojawiają się one dopiero w górnym dewonie. Suess i Kossmat kierowali się podobieństwem skał moldanubiku i bgGS oraz tym, że w północno-zachodnim obramowaniu Masywu Czeskiego w Górach Świerkowych (Fichtel Gebirge) istnieje nieco podobny do bgGS masyw Münchbergu, również obcy w stosunku do swego otoczenia i którego nasunięcie ze strony Masywu Czeskiego jest bardzo prawdopodobne (Franke 1984, 1990). Po trzecie wreszcie, na rzecz koncepcji Suessa (1926) i Kossmata (1927) przemawia to, że serpentynity obramowujące bgGS są nasunięte ku północy na metagabra Śleży.

Zagadnienie pochodzenia bgGS łączy się z kwestią nachylenia tego bloku i ma podstawowe znaczenie do zrozumienia geologii Sudetów i ich przedpola. Znosko (1981) uzasadnił, że rozważania na ten temat muszą być poprzedzone studium danych geofizycznych. Dane te są bardzo interesujące. Na mapie magnetycznej Polski w skali 1:200 000 (M. Karaczun, K. Karaczun 1981) pasy wysokich dodatnich anomalii magnetycznych, związane ze skałami zasadowymi, koło Świdnicy, w miarę zbliżania się do granicy bloku gnejsów sowiogórskich odchylają się coraz gwałtowniej od kierunku regionalnego. Podobne, ale zwierciadlane zjawisko zauważa się po południowej granicy wspomnianego bloku (fig. 6). Zwierciadlany układ, po północnej i południowej stronie bgGS ma też orientacja uskoków, osi fałdów i nasunięć. Na południowym zboczu Śleży, na pograniczu gabra i granitu istnieje stary uskok prawoskrętny. Według opinii Majerowicza (1963) uskok ten powstał przed intruzją magmy granitowej, która go zablizniła. O podobnej geometrii, ale chyba młodsze przemieszczenia stwierdzono (Mierzejewski 1989) na granicy serpentynitów z gabrami na Przełęczy Tapadła. W tym ostatnim miejscu można też obserwować ślady pozostawione przez inne ruchy. Dalej ku północy i północnemu wschodowi, w łupkach krzemionkowych (sylur? dewon d.?) z Pustkowa Wilczkowickiego istnieją fałdy o osiach biegnących w kierunku NE-SW (Trepka *et al.* 1961), poddane analizie strukturalnej przez Dumicza (Dumicz, Majerowicz 1979). Fałdy o podobnym przebiegu stwierdzono w łupkach na zachód od Rogowa Sobockiego. Na południe od bloku gnejsowego Gór Sowich osie fałdów biegną natomiast w kierunku NW-SE. Kierunek ten wykazuje nasunięcie kłodzkie oraz antyklina zaznaczona na warstwach dewonu górnego i karbonu dolnego w kamieniołomie w Dziukowcu (Mazur 1987).

Opisane formy geometryczne łatwo wyjaśnić jako powstałe w strefie oddziaływania nasuwającej się ku NWW kry gnejsów sowiogórskich. Nie jest wykluczone, że ten etap ruchów jest kontynuacją deformacji D₅, obserwowanych w gnejsach sowiogórskich przez Żelaźnicwicza (1987, 1990).

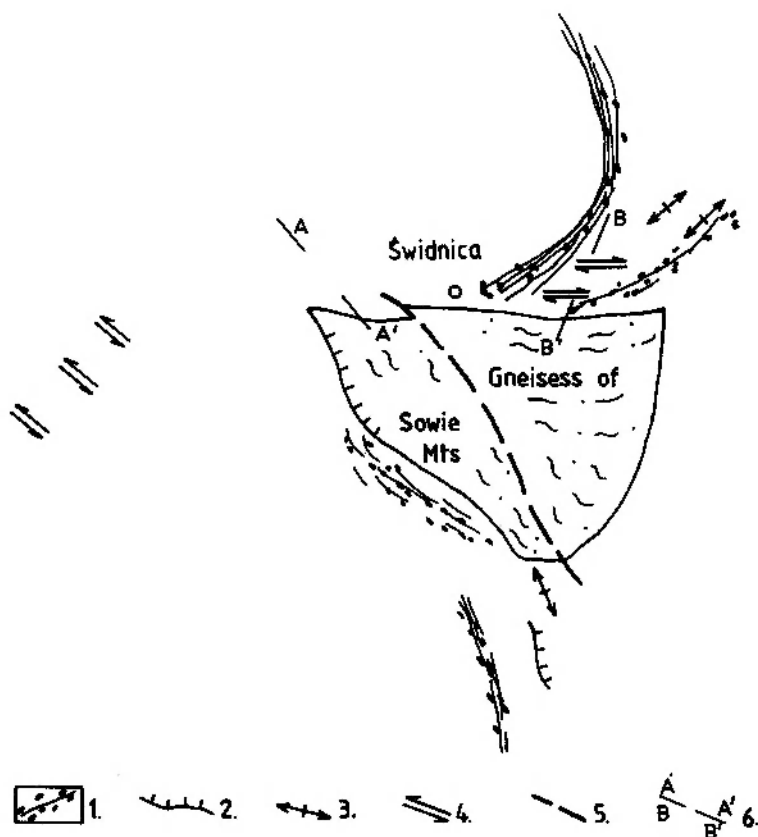


Fig. 6. Zwierciadlany układ struktur geologicznych w otoczeniu kry gnejsowej Gór Sowich. 1 - anomalie magnetyczne; 2 - nasunięcia; 3 - osie fałdów; 4 - uskoki i ich zwrot; 5 - uskoki sudecki brzeżny; 6 - lokalizacja przekrojów geologicznych. Przekrój A - A' zamieszczono na figurze 2A, przekrój B - B' na figurze 7

The mirror image of magnetic anomalies and dislocations on both sides of the Sowie Góry Mts. gneissic block. 1 - magnetic anomaly; 2 - overthrust; 3 - anticline; 4 - fault; 5 - Marginal Sudetic Fault; 6 - cross sections. The cross section A - A' is presented at Fig. 2A, while the cross section B - B' at Fig. 7

Poniżej gnejsów sowiogórskich, pod ich częścią północno-wschodnią stwierdzono metodami geofizycznymi obecność skał bazytowych (Gajewski 1970). Obraz ten interpretował Cymerman (1987) jako wynik obdukcji skał bazytowych.

Z danych geofizycznych wynika, że zasięg skał bazytowych ku zachodowi pod krą gnGS jest mniejszy niż gnejsów. Gnejsy bgGS zalegają na bazytach przekraczając, mimo że kra sowiogórska ciągnęła za sobą część skał bazytowych, o czym świadczy wspomniane odchylenie się anomalii magnetycznych po obu stronach bloku bgGS. Przed-

stawiony, dość jednoznaczny układ stosunków geofizycznych i geologicznych wymaga ostrożnej interpretacji. Wnioski z niego wydedukowane nie mogą być dalej idące niż wskazuje na to ten układ. Rozważmy to zagadnienie w szerszym zakresie.

Pierwsza linia rozumowania wiedzie od hipotezy Suessa (1935), który uważał, że skały moldanubskie najpierw wykonały ruchy ku północy (kra sowiogórska), później ku wschodowi (nasunięcie ramzowskie) i wreszcie ku zachodowi (masyw Münchbergu). Opinię tę częściowo poparł Tollmann (1985), który podkreślił, że geolodzy austriaccy nie podzielali nigdy zdania geologów czeskich na temat bardzo dawnego wieku skał moldanubskich. Tollmann, idąc w ślad za Koberem (1938 *fide* Tollmann 1985), przyjął w moldanubikum istnienie dwóch płaszczowin: głębszej – Drosendorfu z łupkową serią pstrą i gnejsami oraz wyższej – płaszczowiny Gföhler – z gnejsami i granulitami. Ten podział jest obecnie akceptowany (Franke 1990).

W płaszczowinie górnej (Gföhler) obserwuje się ślady ruchów ku SSW i SW oraz ku NNE i NE (czyli ku Sudetom). Wiek metamorfizmu granulitów, należących do "Gföhler Decke", określono na 469 ± 11 My (Rb-Sr cała skała), zaś gnejsów na 474 ± 23 My. (*fide* Tollmann *op. cit.*). Wiek ten odpowiada środkowemu ordowikowi i fazie sardyjskiej. Tollmann (1985) jest zdania, że ruchy, którym podlegały te skały, były młodsze od wieku metamorfizmu i odbyły się w fazie starowaryscyjskiej. Podobnie, w obrębie kopuły śnieżnicko-orlickiej (*sensu* Don *et al.*, 1990) transport tektoniczny ku północnemu zachodowi i północnemu wschodowi stwierdził Cymerman (1991), na podstawie asymetrycznego wykształcenia oczek skaleni w gnejsach. Na te oznaki ruchu są nałożone następne symptomy transportu tektonicznego ku wschodowi (Żelaźniewicz 1991), czyli sekwencja ruchów jest dokładnie taka jak niegdyś napisał Suess (1926, 1935).

Magmatyzm w plutonie środkowych Czech jest datowany na 389 ± 14 My (Rb-Sr) (*fide* Jarmołowicz-Szulc 1987), a według metody K-Ar daty są niższe i grupują się w pięć zakresów wiekowych: od syluru górnego (410 - 412 My), dewonu śr./g. 368 - 371 My, dewonu górnego 345 - 360 My, namuru dolnego 330 My po karbon górny 316 - 293 My. Na tym plutonie pływają resztki gnejsów i granulitów płaszczowiny Gföhler. Niestety, nie wiemy jakiego wieku są melanokratyczne granity i syenodioryty występujące koło Trebić, mające trójkątne granice i pozbawione swego dachu. W Górach Żelaznych plutonizm zdaje się być nieco młodszy niż w masywie środkowoczeskim i jego wiek określony metodą K-Ar wynosi 358 - 340 My (czyli od dewonu górnego po wizen środkowy).

Te dane są bardzo interesujące, ponieważ pozwalają sądzić, że dawno sformułowana myśl Suessa (1926, 1935) jest ideą prawdopodobną. Stary dewoński plutonizm środkowych Czech podniósł swą metamor-

ficzną powałę, która w ten sposób mogła stać się zdolna do odbycia ruchów ześlizgowych. Nieco młodszy plutonizm Gór Żelaznych mógł nadać masom allochtonicznym dodatkowych impulsów do odbycia dalszych ruchów na zbczu rozszerzającego się geotumoru. Idąc po powyższej linii rozumowania można domniemywać, że kra gnejsów Gór Sowich zjechała w strefę graniczną między Sudetami Środkowymi a Sudetami Wschodnimi (*sensu* H. Teisseyre, w H. Teisseyre *et al.* 1957), a następnie przy zamykaniu strefy Niemczy została pchnięta ku NWW, jak to przedstawiono na figurze 6.

Drugą linię rozumowania przedstawił Oberc (1972). Sądził on że bgGS jest wyciśniętym ku górze fragmentem głębokiego podłoża Sudetów. Koncepcję tę następnie Oberc (1991) przedstawił w serii rysunków sugerując, że gnejsy sowiogórskie zostały wyciśnięte w postaci symetrycznego grzyba aż do zerwania łączności ze swym pierwotnym otoczeniem i utworzyły "bezkorzeniową płaszczowinę krystalicznego podłoża". Przyczyny tego procesu Oberc nie podał. Propozycja Oberca (1972, 1991) dobrze pasuje do jednej z alternatyw pochodzenia bloku gnejsów sowiogórskich jaką autor poddał pod dyskusję (Mierzejewski 1989), poszukując przyczyn wyniesienia tego bloku. Rozważono wtedy mechanizm, polegający na wytwarzaniu nadmiaru mas w ogniskowej subdukcji (subfluencji?) odbywającej się na stożkowej powierzchni, albo na skutek sektorowego skracania orogenu dolnośląskiego. Taką stożkową powierzchnię tworzy zapewne powierzchnia graniczna między strefą sakso-turyńską (Sudety i blok przedsudecki) a reno-hercyńską (na północy podłożo monokliny przedsudeckiej, skracające ku SE w strefę śląsko-morawską). Taki proces wytwarzania nadmiaru mas w ogniskowej subdukcji będzie można przyjąć, o ile subdukcja czy subfluencja w tym regionie będzie udowodniona w sposób nie budzący wątpliwości. Koncepcję o wyciskaniu bgGS z podłoża osłabia to, że nie dostrzega się w otoczeniu tych gnejsów żadnych oznak poddarcia do góry skał osłonowych. Wręcz przeciwnie, już Bederke (1927) zauważył, że gnejsy te występują w waryscyjskiej depresji, *nb.* ten argument stracił nieco na swej wymowie. Poza tym, skały zasadowe występujące pod krą gnejsów sowiogórskich na mapie wykazują łączność z podobnymi skałami z otoczenia bliższego i dalszego. Zatem nie są wyniesione tylko pod podniesioną krą. Te argumenty skłaniają do zastanowienia czy bgGS jest tylko lokalnym blokiem wyciśniętym z głębi.

Trzecia linia rozumowania prowadzi do wniosku, że dane na figurze 6 są śladem po dalekim transporcie ze wschodu. Autor (Mierzejewski 1989) przypuszczał, że blok gnejsów sowiogórskich jest odszczepiony od skał Morawo-Silezikum. Dumicz po przejrzeniu wówczas manuskryptu autora zauważył, że gnejsy sowiogórskie megaskopowo są bardzo podobne do gnejsów Desny, należących do kopuły Pradziada położonej w wewnętrznej strefie morawsko-śląskiej. Jednak ta opinia

autora jest za daleko idącą interpretacją figury 6, ponieważ kra gnejsów sowiogórskich musiałaby pokonać linię symetrii rozbieżnej strefy Niemczy. Na wschód od tej linii wergencja ruchów była wschodnia o czym wspomniano w podrozdziale "Uwagi o strefie Niemczy".

Być może, że blok bgGS był jedną z wysp, fragmentem achipelagu w zbiorniku strefy południkowej (niemczańskiej). Myśl ta o achipelagu niemczańskim jest adaptacją idei Brausego (1970, 1980), opracowanej pierwotnie w celu wyjaśnienia relacji między jednostkami geologicznymi w Niemczech południowych.

Czwarty sposób rozwiązania problemu pochodzenia kry gnejsów sowiogórskich jest kombinacją propozycji drugiej i trzeciej. Dumicz rozważał w dyskusji z autorem, że podobnie jak to ma miejsce dalej ku południowi, przy nasunięciu ramzowskim, część skał sileziku mogła być wciągnięta w głąb, a później wyciśnięta ku górze zgodnie z mechanizmem podanym w wersji drugiej. Oczywiście, wciągnięcie fragmentu sileziku musiałoby się odbyć przed powstaniem rozbieżnego układu ruchów tektonicznych w strefie Niemczy.

Ostatnio pojawiają się wypowiedzi, jakoby kra gnejsów sowiogórskich została oderwana od "Mitteldeutsche Krystallinschwelle" (Aleksandrowski 1990) i przesunięta wzdłuż jednej z dyslokacji systemu Karpińskiego albo też przytransportowana od północy (Cymerman 1993). Wydaje się, że należy jeszcze poczekać, aż dokumentacja tych koncepcji i ich kontekst geologiczny będą lepiej zbadane. Analiza wskaźników kinematycznych, na której opierał się Cymerman, daje wyniki bardziej złożone niż on to podaje (por. Żelaźniewicz 1990, 1991).

Nie jest chyba możliwe aby teraz rozstrzygnąć, która z tych czterech podanych wersji jest prawdziwa. Do dalszych naszych rozważań ważne jest, że w czasie likwidacji zbiornika niemczańskiego kra gnejsów sowiogórskich była pchnięta ku NWW.

Wtargnięcie kry gnGS na swe obecne miejsce rozgarnęło część skał osłony i zaowocowało powstaniem wielkiego obalonego ku północy fałdu (Majerowicz, Mierzejewski 1989; Mierzejewski 1989), w który są ujęte serpentynity na południe od Przełęczy Tapadła, metagabra śleżańskie i amfibolity Góry Kościuszki. Istnienie fałdu potwierdza: odwrócona pozycja serpentynitów w stosunku do metagabra (Jędrysek 1985) i kumulatów gabrowych w stosunku do metagabr, pozycja dajek pakietowych ze wzgórza Kościuszki (Majerowicz 1979), wachlarzowy układ powierzchni zaburzających pole magnetyczne w serpentynitach (Cholewicka-Meysner 1984), oraz pozycja struktur planarnych w metagabrze (Jamrozik 1981). Powyższe dane pozwoliły na skonstruowanie roboczego przekroju (fig. 7) przez ofiolit Śleży (Majerowicz, Mierzejewski 1989). Poprawność tego rozwiązania należy w przyszłości sprawdzić niezależnymi metodami. Autor ma tu na myśli zbadanie

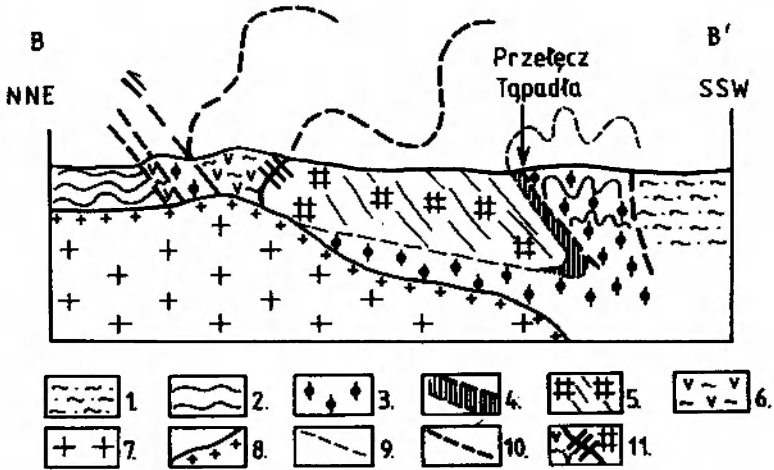


Fig. 7. Przekrój przez zespół ofiolitowy Ślęzy (wg Majerowicza i Mierzejewskiego, 1989). 1 – gnejsy sowiogórskie; 2 – łupki krystaliczne; 3 – serpentynyty; 4 – skały amfibolowo-piroksenowe (kumulatory ultramaficzne); 5 – metagabro; 6 – amfibolity; 7 – granit masywu Strzegom-Sobótka; 8 – kontaktowa strefa leukokracyjna; 9 – granice geologiczne niepewne; 10 – granice geologiczne prawdopodobne; 11 – pozycja dajek pakietowych. Pozyjęę przekroju zaznaczono na fig. 6

Hypothetical cross section of the Ślęza ophiolite group (after Majerowicz, Mierzejewski 1989). 1 – gneisses of the Sowie Góry Mts.; 2 – slates and schists; 3 – serpentinites – metamorphic peridotites; 4 – amphibole-epidiorite rocks (ultramafic cumulates); 5 – metagabbro; 6 – amphibolites; 7 – granite of Strzegom-Sobótka massif; 8 – leucocratic contact zone; 9 – hypothetical boundary; 10 – possible boundaries; 11 – sheeted dikes. Localisation of this cross section is given at Fig. 6

pozycji dipoli paleomagnetycznych oraz układ struktur grawitacyjnych w gabrze, które mogą być pomocne w określeniu normalnej i odwróconej pozycji tych skał. Fałd w metagabrze, ale o mezoskopowej skali, obserwował autor w skałce Mannteuffel⁴ na wschodnim zboczu Ślęzy.

Fałd Ślęzy wydawał się początkowo czymś niezwykłym. Po porównaniu z danymi z Uralu (Sawieljewa 1989) i z obszaru pasa rozciągającego się od południowej Turcji aż po wybrzeże Zatoki Perskiej okazało się, że również tamte zespoły ofiolitowe są pofałdowane (Brunn *et al.* 1971; Faure-Muret *et al.* 1971). Ślęza zatem nie jest czymś wyjątkowym. Powstanie fałdu Ślęzy mogło być wspomagane przyrostem objętości perydotytów przy ich transformacji w serpentynyty. Według Colemana i Keitha (1971) przyrost ten dochodzi do 48% objętości pier-

⁴ Rodzina Mannteuffłów, pochodzenia inflanckiego, zasłużyła się zarówno państwu pruskiemu jak i Rzeczypospolitej, należy więc nazwę tej skałki na nowych mapach pozostawić w dawnym brzmieniu.

wotnej. Nie wiadomo jednak, czy serpentynizacja perydotytów okolic Sobótki odbywała się jeszcze po ich obdukcji.

Omówione zjawisko imbrykacyjnego ustawienia jednostek sudeckich oraz pozycji w nich skał zasadowych i ultrazasadowych tłumaczy wiele niejasnych uprzednio spraw. Przede wszystkim, można powiedzieć, że zamykanie zbiornika strefy południkowej (Niemczy) było wynikiem tego procesu. Nie wiadomo czy towarzyszyła temu procesowi subdukcja. Imbrykacja częściowo wyjaśnia mozaikową budowę Sudeców, układ rytmiczny – krystalinik - basen - krystalinik (podnoszony przez Dona 1984, 1985) oraz powszechną w Sudetach obecność struktur poprzecznych małej i dużej skali. Te struktury są tylko podrodziną ogromnego zbioru dyslokacji, sięgającego od fałdu michałowickiego na Górnym Śląsku aż po struktury imbrykacyjne strefy Łaby. Z koncepcją tą można też pogodzić ideę Dziedzica (1985) o przesuwaniu się płyt sudeckich nad aktywnym źródłem magmowym. Pozycja bloku gnejsowego Gór Sowich w obrębie jednostek geologicznych Sudetów Środkowych wydaje się też bardziej zrozumiała. Niektóre inne konsekwencje procesu imbrykacji będą omówione w następnym rozdziale.

IMBRYKACJA A POWSTAWANIE MAGM

Poniższe uwagi są poczynione przez geologa i mają charakter ogólny. Autor poczuwa się jednak do obowiązku zwrócenia uwagi na strefy imbrykacyjne jako na potencjalne miejsce wytapiania magm, pozostawiając szczegółową dyskusję na poruszony temat specjalistom – geofizykom i petrologom.

MAGMATYZM STREFY SUBDUKCYJNEJ NA OBRZEŻU BASENU CZWARTEGO ETAPU CYKLU WILSONA

Obecne wyobrażenia o wytapianiu magm odnoszą się głównie do ryftów oceanicznych i magmatyzmu między płytowego (WPB within plate basalts), co dalej pominięto, i do zbieżnej (konwergentnej) granicy między płytą kontynentalną a subdukującą pod nią płytą oceaniczną. Płyty graniczą ze sobą albo za pośrednictwem łuku wyspowego – jest to tak zwany model japoński, albo bezpośrednio z łukiem wyspowym przyspawanym do kontynentu i bez basenu załukowego, jest to tzw. model andyjski.

W wyniku długiej dyskusji, podsumowanej przez Condie'go (1984) zaproponowano pięć modeli wytapiania magm w strefach subdukcyjnych i nadsubdukcyjnych:

a – frakcjonalnej krystalizacji bogatej w Al_2O_3 magmy toleitowej. Model ten nie został zaakceptowany głównie dlatego, że nie jest zgodny z danymi geochemicznymi;

b – częściowego lub całkowitego topienia sialicznych skał skorupowych; model ten jest niekiedy adaptowany dla obszarów, gdzie występują wielkie, wapniowo-alkaliczne batolity, np. w Newadzie. Na ogół jednak, przyjmując ten model dla wapniowo-alkalicznych skał wylewnych, nie można wytłumaczyć relacji ilościowych odnoszących się do pierwiastków ziem rzadkich w tych skałach;

c – częściowego upłynniania skał ultramaficznych w subdukowanej płycie lub w nadległym klinie litosfery, po którym następuje frakcjonalna krystalizacja. Jest to model użyteczny, ale nie tłumaczy powstania pozornej ciągłości typów magm od toleitowych przez wapniowo-alkaliczne, do szoszonitowych;

d – mieszania się magmy bazaltowej, pochodzenia płaszczowego, ze skałami skorupy sialicznej. Wyliczenia bilansu pierwiastków LIL (large-ion lithophile = wielkojonowych litofilnych) wykazuje, że w takich mieszaninach powinno ich być co najmniej dwa razy więcej niż to się obserwuje w realnych andezytach czy dacytach. Proponowano kontaminację magmy bazaltowej różnymi odmianami skał sialicznych (np. granulitami) aby w wyniku otrzymać przybliżoną zgodność bilansu zarówno pierwiastków LIL, jak i śladowych. Przyjmuje się, że kontaminacja materiałem sialicznym wynosi mniej niż 10%;

e – częściowego topienia skał górnego płaszcza i skorupy w strefach subdukcyjnych. Model ten jest zgodny z danymi eksperymentalnymi, odnoszącymi się do wytapiania magm wapniowo-alkalicznych, jak również z wynikami badań geofizycznych i geochemicznych. Proces polega na wytapianiu w różnym stopniu: gabr, diabazów albo bazaltów. Dodatkowo do takiej magmy są wciągnięte w strefę subdukcji i tam rozplawione osady głębokomorskie oraz pochodzenia lądowego.

Omówione modele są dostosowywane do warunków lokalnych, jak i do stref głębokościowych, z których pochodzą magmy. W rezultacie, dla jednej strefy subdukcji stosuje się model złożony z różnych, wymienionych od punktu "a" do punktu "e" procesów, aby wytłumaczyć polaryzację magmatyzmu – od bazaltów toleitowych, różnego typu andezytów, przez dacyty i riolity do szoszonitów.

Według Holmsa (1965) zawarta w porach skał osadowych słońca, zjonizowana woda obniża temperaturę topnienia, zaś pierwiastki promieniotwórcze i trzęsienia ziemi w strefie Benioffa dostarczają energię potrzebną do przetopienia skał. Do tego zestawienia należy dodać energię pochodzącą z egzotermicznych reakcji, towarzyszących przejściom mineralnym w subdukowanej płycie oceanicznej (np. transformacja egzotermiczna oliwinu w spinel). Przeglądowy artykuł o przejściach mineralnych, które zachodzą w płaszczu Ziemi opublikowali Leliwa-Kopystyński i Bakun-Czubarow (1983). Ten złożony model jest ważny dla basenów czwartego etapu cyklu Wilsona, to znaczy dla wiel-

kich basenów oceanicznych, których dna ulegają unicestwieniu poczynając od obrzeży w strefach subdukcji.

MAGMATYZM I IMBRYKACJA A BASENY DRUGIEGO ETAPU CYKLU WILSONA

Omówiony złożony model nie pasuje do zbiorników małych, które nigdy nie osiągnęły etapu dojrzałego i zostały zlikwidowane po etapie inicjalnym (ryftu), lub zostały zamknięte w etapie młodocianym czyli w stadium Morza Czerwonego, i którym – o ile autorowi wiadomo (Girdler 1985; Girdler, Underwood 1985) – nigdzie nie towarzyszy subdukcja.

Z takim przypadkiem mamy zapewne do czynienia w strefie południkowej (Niemczy), co – jak wspomniano – wynika z kalkulacji Majerowicza (1990) odnoszących się do szerokości zbiornika, w którym powstały ofiolity Śląży i co wynika z uwag poczynionych w rozdziale odnoszącym się do strefy Niemczy, w którym ocenę szerokości basenu jeszcze obniżono. Zdaniem Narębskiego (1989) basen paleozoiczny ze skorupą oceaniczną, który istniał pomiędzy Lugo-Sudeticum a Morawo-Silezicum, co do swej szerokości odpowiadał przypuszczalnie wąskiemu basenowi typu Morza Czerwonego. Można oczywiście dyskutować czy szerokość zbiornika odczytana z danych zakodowanych w grupie ofiolitów Śląży odnosi się też do dawnego zbiornika Niemczy, czy też do innej strefy. Zdaniem autora sytuacja regionalna przemawia dość jednoznacznie na korzyść przynależności ich do siebie. W przypadku strefy Niemczy subdukcja być może tam niegdyś zachodziła, ale nie została dotychczas udowodniona, natomiast na jej obrzeżeniu szeroko rozwinięta się imbrykacja. Imbrykacja jest procesem, w toku którego ruchom poziomym towarzyszą ruchy pionowe, zaś miąższość skorupy ziemskiej radykalnie wzrasta. Pogrubienie skorupy kontynentalnej jest jednym z warunków (Holmes 1965; Pitcher 1983) wytwarzania magm.

Zgarnięte razem jednostki geologiczne Sudetów tworzą zespół specjalnego typu, są przekładańcem skał metamorficznych, ogniowych i osadowych: gnejsów, ofiolitów, metasedymentów i osadoców. Nadtapianie się takich skał, na pewno selektywne, będzie tworzyło magmy o różnej wartości stosunków inicjalnych strontu, w zależności od rodzaju materiału, który podlegał wytapianiu. Ułatwia to interpretację różnych wartości Sr_i w masywach granitowych, co dotychczas sprawiało trudności (porównaj Miyashiro 1972), wyjaśnia też przyczyny różnej wartości stosunków inicjalnych izotopów strontu w masywie granitowym Karkonoszy jak również Strzegom-Sobótka w różnych odmianach tych granitów (Pin, Puziewicz, Duthou 1989) oraz trudności jakie napotkano w innych masywach w różnych częściach świata, np.

w Wielkiej Brytanii, gdzie w jednym masywie napotkano kilka domen o różnym Srj. Powstaje tu konieczność przeprowadzenia regionalnych studiów porównawczych między różnymi obszarami, gdzie stwierdzono zarówno zjawiska imbrykacji fragmentów litosfery, jak i przejawy magmatyzmu.

UWAGI O ZAWARTOŚCI WODY W SKAŁACH

Zawartość wody w skałach, grającą ważną rolę w obniżeniu temperatury ich topnienia, jest inna w procesie imbrykacyjnym niż w subdukcyjnym. W modelu imbrykacyjnym woda jest uwięziona w skałach osadowych w szeregu uwodnionych minerałów, które przy podgrzaniu oddają wodę – ogólnie rzecz biorąc – w przedziale temperatur od 100 do 400° (por. krzywe termiczno-różnicowe minerałów w podręczniku Borkowskiej i Smulikowskiego 1973).

Chloryty, minerały wtórne zespołów ofiolitowych wykazują maksymalny efekt endotermiczny w temperaturach od 550 do 650°, zaś serpentynit traci wodę dopiero w temperaturze 800° i rozpada się przy tym na oliwin i diopsyd. Wynika z tego, że stopy imbrykacyjne, zbudowane głównie ze skał osadowych i metaosadowych, oddają wodę przy znacznie niższym nakładzie energii niż skały stref subdukcji, w których biorą udział głównie skały zasadowe i ultrazasadowe, zaś skały osadowe występują podrzędnie. Trudno ocenić ilość wody, która jest uwięziona w skałach obydwóch rozważanych tu modeli. Nie wiadomo jaka jest miąższość serpentynitów leżących nad perydotytami, zaś stopień przemiany tych ostatnich w serpentynity jest bardzo zmienny (Coleman, Keith 1971).

UWAGI O ŹRÓDLACH ENERGII

Energia potrzebna do wytworzenia magm w modelu imbrykacyjnym pochodzi z kilku źródeł. Dostarcza ją rozpad pierwiastków promieniotwórczych, których – ogólnie rzecz biorąc – jest o kilka rzędów więcej w skałach skorupy kontynentalnej i w pochodzących z niej osadach niż w bazaltach, gabrach czy perydotytach den oceanicznych. Ten człon bilansu energetycznego jest w modelu imbrykacyjnym korzystniejszy niż w modelu subdukcyjnym. Najbardziej liczące się w bilansie energetycznym pierwiastki promieniotwórcze Th i U gromadzą się w stropowych partiach skorupy skonsolidowanej (Durrance 1986), w najmłodszych stropowych członach masywów magmowych. W skałach osadowych U i Th koncentrują się w łupkach czarnych. W rozpatrywanym przypadku Sudetów, stropowe partie Gór Sowich zostały zerodowane jeszcze przed dolnym karbonem. Trzeci z ważnych producentów ciepła, promieniotwórczy K, jest zapewne powszechny w skałach Sudetów i bloku przedsudeckiego. Jaka jest przeciętna zawartość pier-

wiastków promieniotwórczych w jednostkach sudeckich autorowi nie jest wiadome.

Część energii dostarczają trzęsienia ziemi oraz temperatura wytwarzana przez tarcie, które niewątpliwie towarzyszyły dachówkowemu zachodzeniu na siebie poszczególnych jednostek. Nie wiadomo jednak czy ilość ciepła, wytwarzanego przez trzęsienia ziemi w modelu imbrykacyjnym, jest wyższa od produkcji ciepła, powstałego przy trzęsieniach ziemi w modelu subdukcyjnym.

Rozważań tych nie można oczywiście ograniczać do jednostek obecnie widocznych na powierzchni Ziemi. Spiętrzenie jednostek sięga zapewne bardzo głęboko; nie ma co do tego niestety ściślejszych informacji, opartych na danych sejsmicznych czy innych metodach geofizycznych. Jak skomplikowane bywają oddziaływania bloków w orogenezach i jak głęboko one sięgają unaoczniają ostatnio publikowane przekroje przez Alpy, gdzie zdyslokowane kliny litosfery zanurzone są do głębokości 80 km (Final Raport of EGT 1983 - 1990). Zaburzenia w układzie bloków sięgają więc dostatecznie głęboko by znaleźć się w strefie wysokich temperatur. Rozbicie zaś poziomego układu warstw poprzez imbrykację na układ skośny powoduje ułatwienie strefowego przepływu strumienia ciepłego z płaszczą Ziemi.

W regionie sudeckim mamy oznaki takiego dawnego strefowego przepływu ciepła. Mianowicie, osady dewonu w Górach Kaczawskich są dotknięte metamorfizmem, zaś w Górach Bardzkich czy w depresji Swiebodziec takich oznak brak. Jeszcze wyraźniej zaznacza się to zjawisko w osadach dolnego karbonu, które w strefie Niemczy są zmetamorfizowane (Dziedzicowa, Górecka 1965), zaś w niecce śródsudeckiej uległy tylko diagenecie. W strefie Niemczy na działanie tam niegdyś podwyższonego strumienia ciepłego wskazują też oznaki plutonizmu.

Problem energetyczny przy produkowaniu magm polega na wypełnieniu "luki termicznej", która istnieje między temperaturą wynikającą ze stopnia geotermicznego na rozważanej głębokości, a temperaturą topienia skał. Lukę tę widać wyraźnie na znanym diagramie Holmsa (1965, fig. 716). Czy brakującą ilość kalorii może uzupełnić ciepło, powstające przy tarcu nasuwających czy przesuwających się bloków oraz transformacja energii fal sejsmicznych w energię ciepłą? Konieczne tu są specjalistyczne studia i zestawienie bilansu energetycznego.

Możliwość wytapiania magm w strefach ścięciowych między blokami podłoża była analizowana przez Stettnera (1971), a ostatnio była ilościowo oceniana przez Brewera (1981) oraz Frischbutera i Hänischa (1991). Uzasadniali oni powstawanie anatektycznych stopów – frikcyjnitów – milimetrowej miąższości smug wzdłuż powierzchni ścinania, na skutek wyzwalanej energii cieplnej przez tarcie. Według ich wyliczeń, proces taki może następować na głębokości co najmniej 5 km,

nie jest jednak bardzo efektywny. Według wspomnianych badaczy, większe znaczenie ma ten proces gdy ruch zachodzi wzdłuż wielu powierzchni, albo przechodzi z jednej powierzchni na drugą.

Należy rozważyć czy w powyższych wyliczeniach nie został pominięty jednak bardzo ważny czynnik dodatkowy, o którym już dawno wspominał Holmes (1965) a mianowicie o energii fal sejsmicznych, która jest przecież generowana w czasie powstawania uskoków czy nasunięć. Energia, która tutaj wchodzi w rachubę, jest ogromna i wielokrotnie przekracza energię wybuchów bomb jądrowych – w skrajnych wypadkach sięga 10^{15} J (dżuli) – dla jednego trzęsienia ziemi (Dmowska 1983).

W normalnych warunkach tłumienie fal sejsmicznych (a więc zamiany energii falowej na ciepło) nie jest wielkie i ich energia rozprasza się na ogromne obszary, zaś według Kowalczyka (1972) stopień tłumienia nawet maleje wraz ze wzrostem głębokości. Nie prowadzi więc do powstawania magm, co – jak wiadomo – wymaga skupionego rozładowania energii.

Inaczej rzecz się przedstawia jeżeli skorupa jest nagrzana, a nawet zbliża się do punktu topnienia. W takich skałach energia fal sejsmicznych jest gwałtownie tłumiona (Soga *et al.* 1966; Maj 1983) i oczywiście w końcowym efekcie zamieniana na ciepło. Wspomniane wyżej smugi magmowe – frikcionity – i obszary gdzie skała jest dodatkowo nagrzana są potencjalnymi obszarami pochłaniającymi energię fal sejsmicznych, która może dochodzić z wyższych bardziej sztywnych poziomów skalnych, i zamieniają ją w ciepło. Proces – jak się zdaje – zachodzi lawinowo, im bardziej miększe są strefy frikcionitów tym bardziej efektywny jest proces pochłaniania energii fal sejsmicznych.

W tym wywodzie należy poczynić zastrzeżenie, ponieważ autorowi nie jest wiadome czy cienkie strefy frikcionitów z przyległymi partiami skały nagrzanej są rzeczywiście nieprzenikliwe dla części fal sejsmicznych jeśli wiadomo, że są to fale bardzo długie, o częstotliwości około 1 Hz? W publikowanych pracach na zbliżony temat znajdują się jedynie informacje o tłumieniu fal, ponieważ to ma praktyczne znaczenie przy interpretacji hodografów. Obszerną literaturę na ten temat przytacza Anderson (1989). Kwestia zaś konwersji energii falowej na ciepłą nie znalazła chyba jeszcze wszechstronnego naświetlenia. Autor znalazł tylko jedną pracę gdzie porusza się ten temat (Spetzler, Anderson 1968).

W przypadku, gdyby powyższe zastrzeżenie nie było zasadne, to stopy imbrykacyjne mogłyby okazać się wielkimi generatorami magm. Kolejne trzęsienia ziemi mogą dostarczać do nich energię do kolejnych pulsów magmowych. Ślady pulsacyjnego charakteru intruzji magmowych obserwował Myers (1975) w dolinie Fortaleza w Peru. W Karkonoszach takie pulsacje sugerowali Mierzejewski i Wojnar (1985), po

głębszej analizie skałki Piec, koło Janowic Wielkich. W innym miejscu, w skałkach pod zamkiem Bolczów, w Karkonoszach, można obserwować ślady dwóch pulsów magmy, oddzielonych od siebie facją brzeżną granitu, w obrębie jednego wydzielenia kartograficznego granitu średnioziarnistego porfirowatego (fig. 8).

UWAGI O ROLI CIŚNIENIA

Układ ciśnień w modelu imbrykacyjnym jest bardziej sprzyjający wytapieniu magm niż w modelu subdukcji. W konkretnym przypadku bloku przedsudeckiego, po zapoznaniu się z mapą geologiczną, zauważa się, że oś masywu granitowego Strzegom - Sobótka i oś niecki północnosudeckiej tworzą jedną linię. Sugeruje to obecność wielkiego pęknięcia skorupy, a co najmniej jej rozciągnięcia w poprzek tej linii, co ułatwiło intruzję magm.

Sądzić można, że to pęknięcie było wywołane kolizją bloku gnejsowego Gór Sowich z podłożem, na które blok bgGS się nasuwał. W modelu imbrykacyjnym i kolizji płyt, albo "dokowaniu płyt" (wg nomenklatury A. Grocholskiego 1987) powstanie takich wielkich pęknięć jest bardzo prawdopodobne. Lokalne strefowe zmiany ciśnienia w skorupie mogły być wywołane również przez rotację bloku bgGS, (Mierzejewski 1981) lub hipotetycznej jednostki subsowio górskiej (fig. 9).

Wniosek o pęknięciu skorupy nasuwa przypuszczenie, że ciśnienie w dobie intruzji nie było wysokie, można nawet sądzić, że do wytworzenia magmy i intruzji doszło właśnie w tym miejscu, ponieważ ciśnienie w tej części skorupy uległo w znacznej mierze relaksacji. Wynika to z prawa Clausiusa-Clapejrona, według którego obniżenie ciśnienia sprzyja przetapieniu skał (przy stałej ilości wody). Gdy istnieje możliwość nasycenia skał maksymalnie wodą, wtedy powstaniu magm sprzyja wysokie ciśnienie, ponieważ przy wyższym ciśnieniu rozpuszcza się więcej wody w krzemianowym stopie, co radykalnie obniża temperaturę solidusu. Efekt zawartości wody przewyższa znacznie efekt obniżonego ciśnienia (Hughes 1982). Również w masywie granitowym Karkonoszy zauważa się zależność procesów intruzywnych od głębokich pęknięć skorupy. Jedno z takich pęknięć ukrywa się pod wschodnią kopułą wyznaczoną przez Cloosa (1925) na podstawie pomiarów szlirów biotytowych. Pęknięcie to przedłuża się głęboko w podłożu daleko poza masyw aż w obręb Gór Kaczawskich, co uzasadnił Petrascheck (1943) rozprzestrzenieniem złóż wzdłuż tej linii. Podobną wymowę ma występowanie granitów koło Wojcieszowa, w Górach Kaczawskich, które opisał Majerowicz i Skurzewski (1987). *Nota bene* fakty te zdają się wykluczać wielkie przesunięcia poziome wzdłuż uskoku śródsudeckiego po umiejscowieniu się intruzji karkonoskiej.

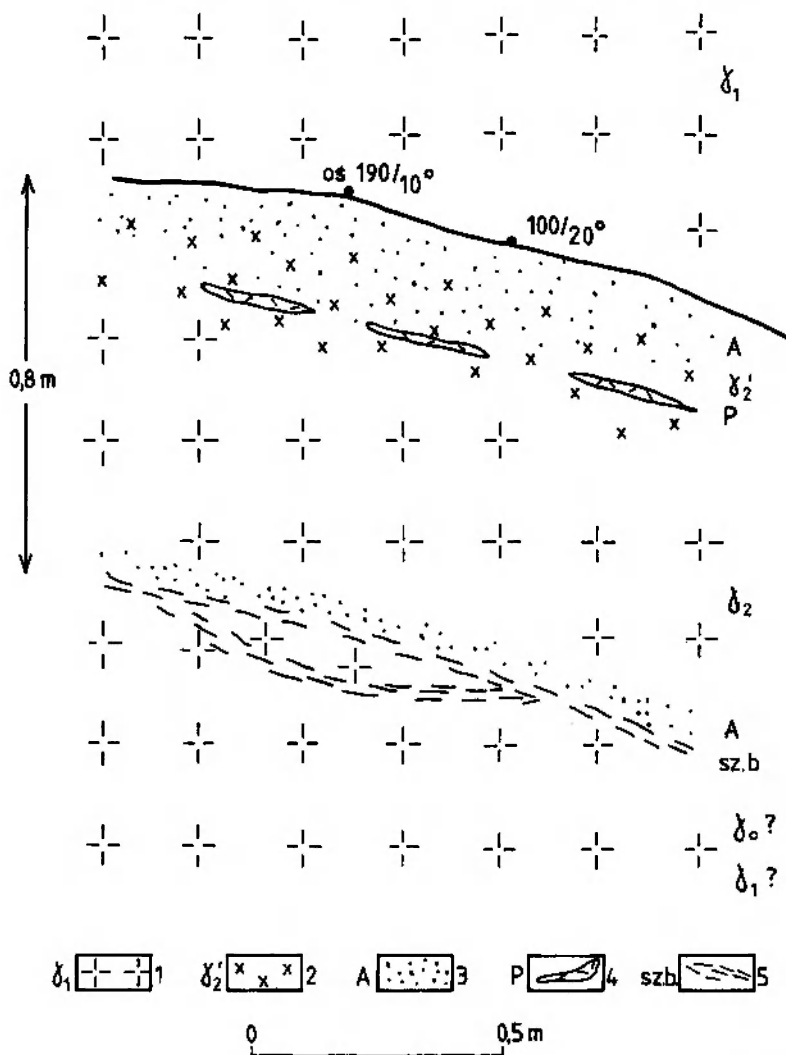


Fig. 8. Żyła granitu gruboziarnistego, porfirowatego w granicy gruboziarnistym, porfirowatym. 1 – granit gruboziarnisty porfirowaty; 2 – granit średnio- i drobnoziarnisty, leukokratyczny przechodzący w aplit; 3 – aplit; 4 – strefy pegmatyzacji; 5 – szliry biotytowe, warstwowe. Południowo wschodnie naroże grupy skalnej pod zamkiem Bolczów, koło Janowice Wielkich

A vein of coarse-porphyraceous granite in coarse-porphyraceous granite. 1 – coarse-porphyraceous granite; 2 – medium to fine grained leucogranite passing to aplite; 3 – aplite; 4 – pegmatite; 5 – biotite flow layers. A craig under the Bolczów Castle, near Janowice Wielkie, Karkonosze Mts. granitic massif

Drugie takie głębokie pęknięcie wynika z pomiarów Mierzejewskiego i Żelaźniewicza (Mierzejewski *et al.* 1983) największych ścian skałeni. Między Szklarską Porębą a Jagniątkowem linie płynięcia,

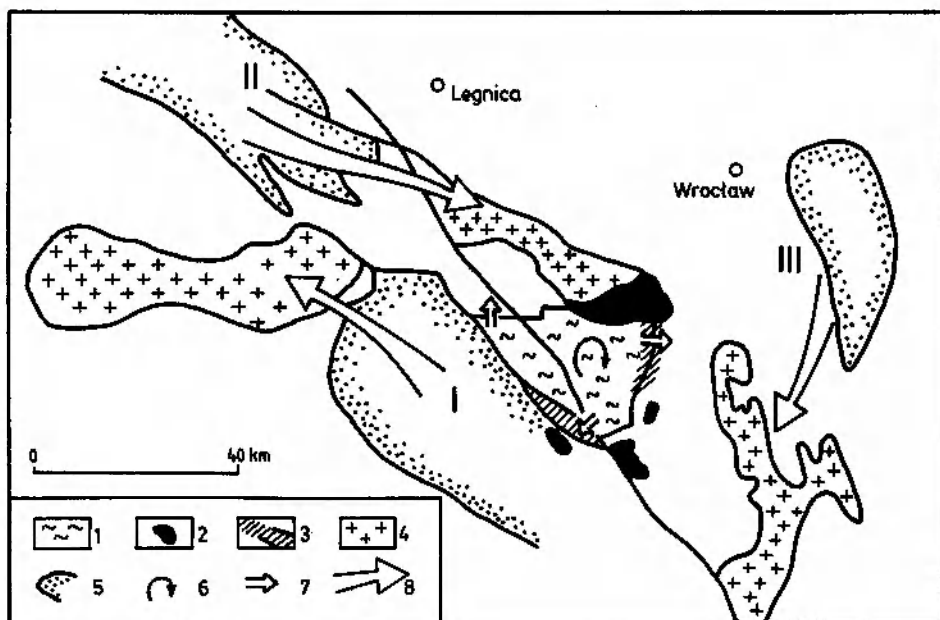


Fig. 9. Układ nieck sedymenacyjnych i masywów granitowych z blokiem gnejsowym Gór Sowich w centrum (Mierzejewski, 1981). 1 – gnejsy sowiogórskie; 2 – skały bazytowe i ultrabazytowe; 3 – kataklazyty i mylonity; 4 – granity; 5 – niecki sedymenacyjne: I. Niecka śródsudecka, II. Niecka północnosudecka, III. Niecka przedsudecka; 6 – suponowany zwrot rotacji; 7 – atakujące naroża bloku Gór Sowich; 8 – sugerowany kierunek przepływu magm

The pattern of basins and granitoid massifs around the Sowie Góry Mts. gneissic block (after Mierzejewski, 1981). 1 – gneisses of the Sowie Góry Mts.; 2 – ultrabasic and basic rocks; 3 – cataclasites and mylonites; 4 – granites; 5 – sedimentary basins: I. Intra-sudetic basin. II. North-sudetic basin. III. Fore-sudetic basin; 6 – rotation suggested; 7 – attacking edges of the Sowie Góry Mts. gneissic block; 8 – supposed direction of magma flow

odtworzone na podstawie położenia skaleni, nachylają się w części południowej obszaru granitowego ku północy, zaś w części północnej ku południowi. W ten sposób wyznaczona linia przedziału nie przebiega pod grzbietem Karkonoszy, ale między północnym, głównym zboczem Karkonoszy a Pogórzem Karkonoskim. Można przypuścić, że pod tą linią przedziału, pod granitem, ukrywa się pęknięcie skorupy wieku przedintruzywnego. Można to wytłumaczyć jeszcze inaczej, poprzez ugięcie ku dołowi wydłużonej partii granitu w stanie jeszcze półplastycznym, co pociągnęło za sobą zmianę nachylenia osi π pasów skaleniowych (patrz mapka w objaśnieniu do ark. Szklarska Poręba – Mierzejewski *et al. op. cit.*). Należy podkreślić, że osie π pasów skaleniowych wyznaczono na diagramach kołowych, na których zestawiono

pomiary położenia największych ścian skaleni. Osie pasów utożsamiono z liniami płynięcia magmy.

Rozważanie o roli ciśnienia sprowadza się do zagadnienia czy różne rodzaje granitów w obu wspomnianych masywach były nasycone wodą, czy też nie. Borkowska (1966) doszła do wniosku, że granit Karkonoszy nie osiągnął nasycenia wodą. Granity masywu Strzegom - Sobótka według Puziewicza (1990) w większości były niedosycone wodą, a więc lokalny spadek ciśnienia był korzystny dla tworzenia magm. W tym masywie, w granicie biotyto-hornblendowym występują pegmatyty w miarolitycznych próżniach (Janeczek 1985), co może wskazywać na dekompresję w czasie krzepnięcia tych granitów. Podobnie, w granicie Karkonoszy, miarolityczna odmiana tych skał występuje na ograniczonej przestrzeni we wschodniej części tego masywu w dolinie Janówki na południowy zachód od zamku Bolczów i jest przedmiotem aktualnie prowadzonych badań. W następnym rozdziale będzie rozważone znaczenie geologiczne tych oznak dekompresji.

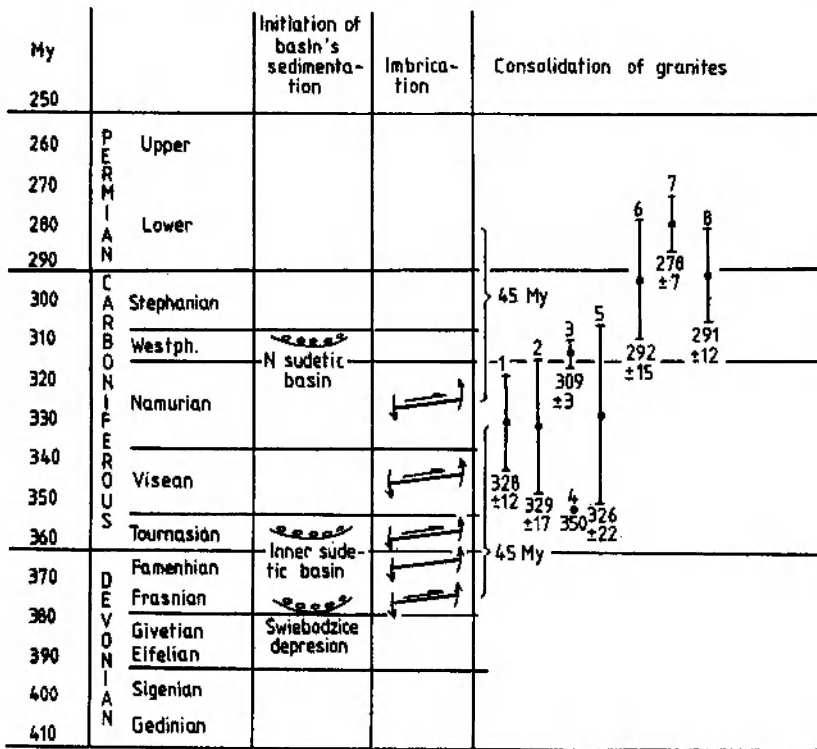
CZAS ROZWOJU PROCESU IMBRYKACJI A CZAS MAGMATYZMU

Rozpatrzmy relacje czasowe procesu imbrykacji jednostek geologicznych do tworzenia magm. Imbrykacja rozpoczęła się, jak na to wskazują dane z depresji Świebodzic, na przełomie franu i famenu, czyli 367 milionów lat temu, według skali Harlanda (Harland *et al.* 1982). Konsolidacja magm karkonoskich wyliczona metodą izochron Rb/Sr wynosi dla kolejnych odmian granitu 328 Ma, oraz 309 Ma (Pin *et al.* 1987; Duthou *et al.* 1991). Umieszczenie zaś magm masywu Strzegom - Sobótka określane metodą Rb/Sr (Pin *et al.* 1989) nastąpiło w trzech fazach, 326 ± 22 Ma, 292 ± 15 Ma, oraz 278 ± 7 Ma. (Pin *et al.* 1989; Puziewicz 1990).

Konsolidacja magmy i jej umiejscowienie są procesami zachodzącymi mniej więcej w tym samym czasie geologicznym, magma bowiem nieruchomieje gdy konsoliduje. W niektórych przypadkach mogą się zdarzyć odstępstwa od tej generalnej zasady.

Umieszczenie się magm nastąpiło więc około 45 Ma później od początku procesów imbrykacji i trwało do 45 Ma po zakończeniu imbrykacji (fig. 10) (pomijając zakres dokładności oznaczeń wiekowych). Ten pierwszy wynik jest zbieżny z wyliczeniami Holmsa (1965), który ocenił ile czasu musi upłynąć, od momentu pogrubienia osadów w geosynklinie do czasu pojawienia się pierwszych magm.

Czas umiejscowienia magm strefy Niemczy i Wzgórz Strzelińskich jest sporny (Oberc J. 1972; Michniewicz 1979; Achramowicz, Lorenc M. 1986, *vide* Oberc-Dziedzic 1991). Datowanie izotopowe biotyту z granitu Strzelina (Depciuch, Lis 1972) metodą K/Ar, wskazujące na 279 Ma, odnosi się do czasu ochłodzenia granitu. Dlatego też problemu



Karkonosze granite massif	1.	Bi - granodiorite	328 ± 12	$Sr_i = 0,7064 \pm 22$
	2.	Bi - granodiorite	329 ± 17	$Sr_i = 0,7056 \pm 11$
	3.	Bi - granodiorite	309 ± 3	$Sr_i = 0,7073 \pm 4$
	4.	Bi - enclava	350	
Strzegom-Sobotka granite massif	5.	Two - mica granite	326 ± 22	$Sr_i = 0,705 \pm 2$
	6.	Bi - granodiorite	292 ± 15	$Sr_i = 0,7055 \pm 2$ Bi = 281 ± 6
	7.	Hb-Bi - monzogranite	278 ± 7	$Sr_i = 0,7098 \pm 6$ Bi = 251
	8.	Bi - monzogranite	281 ± 12	$Sr_i = 0,7082$

Radiometric dating after Pin et al. 1989 and after Duthou et al. 1991

Fig. 10. Relacje wiekowe między procesem imbrykacji, zakładaniem basenów sedymentacyjnych a konsolidacją wybranych magm granitowych w Sudetach i w bloku przedsudeckim

Relation among timing of imbrication process, origin of sedimentary basins and consolidation of some granitic magmas in the Sudetes and in the Fore-sudetic block

relacji tych ciał plutonicznych do procesu imbrykacji nie można jeszcze rozpatrywać. Wielka to szkoda, ponieważ pulsacyjny charakter intruzji kolejnych magm jest w tamtejszym regionie geologicznie czytelniej

wyrażony niż w Karkonoszach (Lorenc, Lewczuk 1981; Achramowicz, Lorenc 1986; Oberc-Dziedzic 1991).

Z powyższego przeglądu zagadnienia zdaje się wynikać, że z punktu widzenia materiałowego, energetycznego i sekwencji zjawisk w czasie model wytapiania magm w strefie imbrykacji skorupy jest idea warta rozważenia, którą należy poddać pod dyskusję geofizyków i petrologów.

Powyższe rozważanie na temat tworzenia się magm w strefach głębokiej imbrykacji jest tylko hipotezą roboczą i musi być sprawdzone w innych układach regionalnych. Przedstawiona idea ma tę zaletę, że może rozwiązać problem wąskich, zamkniętych już zbiorników, z dnem oceanicznym, typu Morza Czerwonego lub jeszcze węższych. Nigdy nie były one obramowane strefami subdukcji i nie wykazują pasowości metamorfizmu *sensu* Miyashiro, a mimo to są penetrowane granitoidami typu "T", a na przedpolu typem "S" według klasyfikacji Chappella i White (1974), i po których pozostały szwy ofiolitowe. Różnorodne wskaźniki inicjalnych stosunków między izotopami strontu łatwo tłumaczą się obecnością różnych skał, w tym fragmentów ofiolitów przepatnianych w głębokich partiach stosu imbrykacyjnego. W przypadku zaakceptowania idei stosu imbrykacyjnego jako generatora magm, należy rozważyć czy nie należałoby odrzucić klasyfikację granitoidów sudeckich według wzorów australijskich (Chappell, White 1974), a raczej przyjąć klasyfikację Didiera (Didier *et al.* 1982) albo kombinowaną klasyfikację łączącą zalety podziału granitoidów Didiera (*op. cit.*) i Smulikowskiego (1958).

Idea stosu imbrykacyjnego w regionie sudeckim i przedsudeckim nie wyklucza istnienia tutaj strefy subdukcyjnej. Oba procesy mogą się wzajemnie wspomagać, ale jak dotychczas istnienie strefy subdukcji w tym regionie nie jest udowodnione.

Na cześć dawnego nauczyciela autora, badacza wulkanizmu Sumatry i współodkrywcy złóż miedzi na Dolnym Śląsku, autor pragnie takie strefy nazwać strefami Józefa Zwierzyckiego, w skrócie strefami "Z", jako przeciwstawienie strefie Benioffa "B" (subdukcji) i strefie "A" Ampferera (subfluencji). To ostatnie pojęcie było zdefiniowane przez Behra (1978).

Jako strefę "Z" autor uważa stos imbrykacyjny, w którym są spiętrzone kry litosfery lub skorupy kontynentalnej, i w którym mogą brać udział fragmenty skał dna oceanicznego. Stosowi imbrykacyjnemu towarzyszą objawy magmatyzmu, immanentnie związane z jego powstaniem. Ta wielka struktura geologiczna jest śladem po zaciśnięciu wielkiego rowu czy zbiornika, w którym miały miejsce pierwsze dwa etapy cyklu Wilsona.

W regionie sudeckim wpływ na powstanie magm wywarła też – być może – rotacja bloku gnejsowego Gór Sowich, ewentualnie jednostki

subsowiogórskiej poprzez wytwarzanie stref obniżonego ciśnienia i otwieranie przestrzeni dla inwazji magm. Rotacja ta pozostawiła po sobie intrygujący układ triad wielkich niecek sedymentacyjnych (fig. 9) i masywów granitowych wokół tego bloku (Mierzejewski 1981). Liczby argumentów, których użyto by uzasadnić tę prawoskrętną rotację, nie zakwestionowano – z jednym wyjątkiem – do dziś. Zjawisko rotacji bgGS brał też pod uwagę Żelaźniewicz (1987).

Sprawa rotacji bloku sowiogórskiego (Mierzejewski 1981), tak powściągliwie przyjęta przez środowisko geologiczne, nie budzi już chyba obecnie takiej reakcji, gdy wiadomo o zachodzeniu podobnych procesów w innych obszarach, co będzie dalej uzasadnione.

Jaroszewski (1980, p. 174) wspomniał o rotacji głębokiego podłoża między Karpatami, Dynarydami a Bałkanem. Rotację podłoża Górnośląskiego Zagłębia Węglowego sugerował Kotas (1975), co wywołało kontrowersje odnośnie do zwrotu ruchu i jego znaczenia (Bogacz, Krokowski 1981; Herbich 1981).

Rotacja bloków przed ich ostatecznym wmontowaniem w orogen jest zjawiskiem typowym, a nie wyjątkowym. W Indonezji na przykład, która uchodzi za modelowy obszar współczesnej geosynkliny, bloki tworzące archipelag mają dość dowolnie przebiegające granice. Będą one musiały dopasować się do siebie w czasie likwidacji zbiornika i ogólnej kompresji, gdy bloki zbliżają się do siebie i kolidują ze sobą zazwyczaj skośnie, czemu oczywiście musi towarzyszyć rotacja. Udowodniono, że w Indonezji Sumatra podlegała rotacji jeszcze w etapie archipelagu, a więc przed ogólną kompresją. Tłumaczona jest ona jako skutek wleczenia wytworzonego przez przemieszczającą się opodal – ku północy – płyty indyjską (Hamilton 1979).

Zjawiska rotacji bloków litosfery udowodniono w Europie Zachodniej na podstawie badań paleomagnetycznych. Najciekawszym chyba zjawiskiem jest rotacja Półwyspu Iberyjskiego (Van der Voo 1969) tworzącego niegdyś łuk orogeniczny z Armoryką (Bachtadse, Van der Voo 1986). Prawoskrętnej rotacji o 60° podlegały Wogezy, lewoskrętnej masyw Spessartu, prawoskrętnej o $20^\circ - 35^\circ$ Masyw Czeski w karbonie i permie (*vide* Weber 1986). Według Edela i Coulona (1982) oraz Bachtadse'a (Bachtadse *et al.* 1983) w późnym paleozoiku Masyw Armorykański rotował o 15° zgodnie ze wskazówkami zegara, zaś hercynidy wschodniej Francji wraz z zachodnią częścią Niemiec rotowały o $30^\circ - 40^\circ$ lewoskrętnie w stosunku do Brytanii. Podobnie lewoskrętnie w stosunku do Brytanii rotowały w późnym paleozoiku Korsyka i Sardinia (Edel *et al.* 1981). Rotacje bloków zachodniej Europy próbowano tłumaczyć wyginaniem orokliny hercyńskiej i dostosowywaniem jej przebiegu do zawiłego brzegu jej północnego przedpola (Lorenz, Nicholls 1984; Eldredge *et al.* 1985), ale hipoteza ta nie tłumaczy wszystkich wspomnianych przypadków. Prawostronną rotację bloków

sugerowano też przy hipotetycznym przesuwaniu hercyńskiego pasma ku północnemu zachodowi, wzdłuż linii Teisseyre'a - Tornquista (Lorenz, Nicholls 1984). Hipoteza ta tłumaczy prawostronną rotację bloku Gór Sowich (Mierzejewski 1981), i zwrot ruchu ustalonego przez Herbach (1981) pod północno-wschodnią granicą płyty górnośląskiej, który to ruch przesuwczy doprowadził do powstania sioł i łąk w tamtym regionie.

Jeszcze inaczej tłumaczy rotację bloków w pasmie hercyńskim hipoteza o wbijaniu się niegdyś w pasmo hercyńskie mikro płyt, które przesuwały się od południa ku północy, np. masywu Windelickiego, czyli podłoża Wyżyny Bawarskiej, między Masyw Czeski a Szwarzwald, na co przytoczono trzy niezależne argumenty (Weber 1986). W podobny sposób tłumaczono zaciskanie (zacieśnianie) łuku armorykańsko-iberyjskiego (Bachtadse, Van der Voo 1986). Rotację bloku Gór Sowich (Mierzejewski, 1981) uzasadniono nie metodami paleomagnetycznymi, ale geologicznymi. Z przeglądu tego zagadnienia wynika, że rotacja bloków litosfery jest zjawiskiem powszechnym, a nie wyjątkowym. Może ona zachodzić w etapie archipelagu (Sumatra, Korsyka, Sardinia), w czasie ogólnej kompresji (wyginanie orokliny) oraz jeszcze później, po wmontowaniu bloku w orogen (Nizina Węgierska). Przyjmowane tłumaczenia tego zjawiska mogą budzić dyskusje i wątpliwości. W jakiej mierze są wciągnięte w ten proces zjawiska podskorupowe, przebiegające w górnym płaszczu nie jest jasne i sprawa wymaga dalszych badań.

INWAZJA MAGM A DRUGI ETAP RUCHÓW O SKŁADOWEJ POZIOMEJ I PIONOWEJ

Inwazja magm wiąże się z wielkimi regionalnymi ruchami pionowymi i poziomymi. W przypadku intruzji następującej skośnie w górę jest rzeczą oczywistą, że część obszaru ulegnie zapadnięciu, a część podniesieniu. O zależnościach między intrudowaniem magm (bazaltowych) a powstawaniem niecek sedymentacyjnych nauczał już w latach pięćdziesiątych prof. J. Zwierzycki. Tym bardziej więc taki związek musi istnieć między intruzjami magm o składzie granitowym a zakładaniem niecek, ponieważ przemieszczenia tego rodzaju dotyczą zazwyczaj wielkich mas.

ZWIĄZEK MIĘDZY POWSTANIEM NIECKI ŚRÓDSUDECKIEJ A INTRUZJĄ MAGM

Związek między powstaniem niecki śródsudeckiej a przebicciem się w wyższe poziomy intersekcyjne magm karkonoskich został zauważony już przez Cloosa (1922). Jego idea intruzji nie wędrującej pionowo ku górze, ale przebijającej się skośnie wzdłuż dróg najłatwiejszej pe-

netracji magm, spotkała się swego czasu z ostrym sprzeciwem Suessa (1934). Jednak Don, Biernat, Domicz i Beres (1968) znaleźli w Mongolii w terenie dowód na to, że rzeczywiście intruzja magm granitowych może się rozprzestrzeniać na boki, a nie tylko w górę. Głęboka dolina przecięła tam masyw granitowy, odsłoniła jego poziomo leżącą stopę z wyraźnymi wskaźnikami, że magma intrudowała poziomo. Nieco podobne obserwacje przedstawiła Oberc-Dziedzic z terenu masywu Strzelina, gdzie od pni skał magmowych odchodzą lekko nachylone apofizy nawet ponad 100-metrowej miąższości. Na Grenlandii zaś zauważono, na ścianie o wysokości 900 m, równoległe skręcanie dwóch kontaktów, które oddzielały potężne ciało granitowe od osłony, od pozycji pionowej (w dole) do poziomej w górę (Hutton *et al.* 1990).

Wspomniany punkt widzenia Cloosa (1922) o powiązaniu przyczynowym powstania niecki śródsudeckiej i intrudowaniem magmy karkonoskiej rozwijał autor (1982a), przedstawiając dalszą argumentację. Ze szczegółowego datowania wynika jednak, że założenie niecki śródsudeckiej (turnej, 355 Ma) wyprzedza intruzję najstarszej magmy karkonoskiej (328 Ma). Z drugiej strony inwazja magmy granitu średnioziarnistego porfirowatego nie była aktem jednorazowym (Mierzejewski, Wojnar 1985). Wśród tych granitów są odmiany starsze od obecnie datowanych na 328 Ma (porównaj fig. 8). Ten punkt widzenia został potwierdzony datowaniem szlirów kulistych z kamieniołomu Michałowice na 350 Ma (Duthou *et al.* 1991). Idea Cloosa (1922) została więc w pełni potwierdzona.

ZWIĄZEK MIĘDZY POWSTANIEM NIECKI PÓLNOCNOSUDECKIEJ A INTRUZJĄ MAGM

Związek między powstaniem niecki północnosudeckiej i masywu granitowego Strzegom - Sobótka jest mało znany. Poglądy na jednoczesność tych procesów przedstawiono jedynie w trudno dostępnych materiałach konferencyjnych (Mierzejewski, 1988), dlatego zostaną tu one częściowo powtórzone.

Na mapie geologicznej widać wyraźnie, że najdłuższa oś wspomnianego masywu granitowego jest zgodna co do przebiegu, a nawet stanowi przedłużenie osi niecki północnosudeckiej (fig. 1). Nie jest to przypadkowe. Z punktu widzenia geotektonicznego bowiem, tworzenie się większości niecek i rowów tektonicznych jest wynikiem rozciągania skorupy ziemskiej, czyli tensji. Rozciąganie skorupy i powstanie niecki było zapewne wywołane regionalną kompresją WNW. Takie rozwiązanie przyjmowali Oberc (1964), Kozłowski i Parachoniak (1967), (*vide* Solecki, praca niepublikowana).

Podobnie, intruzja magmy może być, choć nie zawsze musi, objawem tensji regionalnej. Rozciąganie skorupy, jej osłabienie, lokalny spadek ciśnienia sprzyja generowaniu magm w podłożu i jej przedzie-

raniu się ku strefom o niższym ciśnieniu, co zostało omówione obszerniej w poprzednim rozdziale.

Z powyższego wynika, że zarówno tworzenie się niecki północnosudeckiej, jak i intruzja magm masywu Strzegom - Sobótka są objawami tego samego procesu. Powstawanie niecki dotyczy suprastruktury, a tworzenie magm i intruzji – infrastruktury, lub ewentualnie przebijania się ich z infrastruktury ku górze w suprastrukturę. Nad obszarem obecnie zajęтым przez granit powinna była być niegdyś niecka czy rów tektoniczny, zaś pod niecką północnosudecką powinien tkwić w głębi granit (fig. 11). To rozumowanie znajduje potwierdzenie w analizie mapy geologicznej. Wynika z niej, że niecka północnosudecka i jej oś wychodzą w kierunku wschodnim ku górze czyli ponad masyw granitowy Strzegom - Sobótka na co zwrócił uwagę J. Oberc (1972).

Stosunek niecki do masywu granitowego omawia się w tym miejscu tak szczegółowo, ponieważ nie jest on łatwo zrozumiały, łączy się bowiem z zagadnieniem płasko zalegających intruzji. Intruzje magm, wdzierające się w suprastrukturę, wnikają w środowisko wybitnie anizotropowe, warstwowe. Intruzja nie musi rozwijać się pionowo w górę, w polu grawitacyjnym (lekki bąbel przebijający się przez bardziej gęste otoczenie), ale może wykorzystywać najbardziej drożne strefy układu wielowarstwowego.

Postawiona teza o powiązaniu tworzenia niecki z procesem intruzywnym magm powinna być sprawdzona przez rozważenie czynnika czasu. Należy rozpatrzyć czy rzeczywiście założenie niecki północnosudeckiej było synchroniczne z procesem intruzywnym czy też (co byłoby teoretycznie bardziej prawdopodobne) zaczątki tworzenia rowu lub niecki poprzedzały nieco czas procesu intruzywnego?

Z ustaleń sedymentologicznych Mroczkowskiego (1972) wynika, że osadzanie pstrego piaskowca (246 - 252 Ma) w niecce północnosudeckiej odbywało się na łagodnie nachylonej równinie przez potoki typu roztokowego. Materiał pochodził z przerobienia osadów cechsztynu i krystalicznych skał bloku Karkonoszy oraz masywu strzegomskiego i był transportowany z południa na północ. W latach późniejszych Mroczkowski (Mroczkowski, Mader 1985), po uwzględnieniu danych uzyskanych z otworów wiertniczych z obszaru północnego wspomnianej niecki, gdzie piaskowiec pstry jest ukryty pod kredą, doszedł do wniosku, że niecka północnosudecka była większa niż obecnie względem swych granic w pstrym piaskowcu, ale zarysem i dłuższą osią przypominała obecną nieckę północnosudecką.

Rozpatrując okres wcześniejszy – karboński – można stwierdzić (Milewicz 1972), że wzdłuż linii Jastrowiec - Stara Kraśnica - Pławna - Radogoszcz, czyli wzdłuż południowej krawędzi niecki północnosudeckiej, były osadzone utwory od westfalu D (310 Ma) po stefan C (295 Ma). Milewicz (1972) jest zdania, że utwory karbonu górnego osadzały

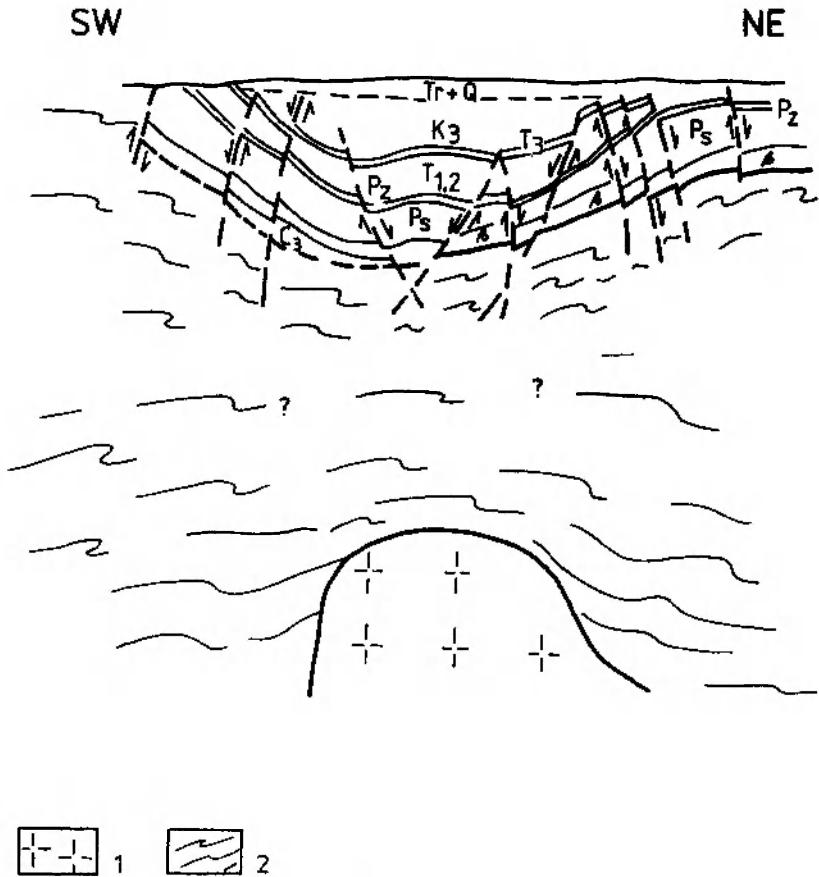


Fig. 11. Stosunek niecki sedymentacyjnej - rowu do masywu granitowego w głębi. Przekrój przez niekę północnosudecką wg Milewicz (fide J. Oberc, 1973), nachylenie i zwrot dyslokacji w głębi zmieniono i przedstawiono posługując się przeliczeniami Hafnera (1951). 1 - granit; 2 - skały osłony; C_3 - karbon górny; β - skały eruptywne; P_s - czerwony spagowiec; P_2 - cechsztyń; $T_{1,2}$ - trias dolny i środkowy; T_3 - trias górny; K_3 - kreda górna; $Tr + Q$ - trzeciorzęd i czwartorzęd

Relation between a sedimentary basin or graben (suprastructure) and a hidden plutonic massif (infrastructure). The shape of basin according to Milewicz (fide Oberc, 1972), the arrangement of faults according to Hafner's (1951) calculations. 1 - granite; 2 - country rocks; C_3 - Upper Carboniferous; β - volcanic rocks; P_s - Lower Permian; P_2 - Upper Permian; $T_{1,2}$ - Lower and Middle Triassic; T_3 - Upper Triassic; K_3 - Upper Cretaceous; $Tr + Q$ - Tertiary and Quaternary

się w rowie tektonicznym o niejednostajnym osiadaniu dna. Południowy brzeg zbiornika znajdował się w pobliżu obecnej południowej granicy depresji. Stąd wniosek, że już w górnym karbonie zarysował się rów tektoniczny o dłuższej osi, będącej przedłużeniem obecnej dłuższej

osi masywu granitowego Strzegom - Sobótka. Jeżeli niecka i przebieg jej osi w dolnym triasie i górnym karbonie były podobne do obecnych, to zapewne było tak też w okresie permskim. Wynika to z danych Mastalerza (1990), odnoszących się do poziomu górnych łupków antrakozjowych należących do autunu.

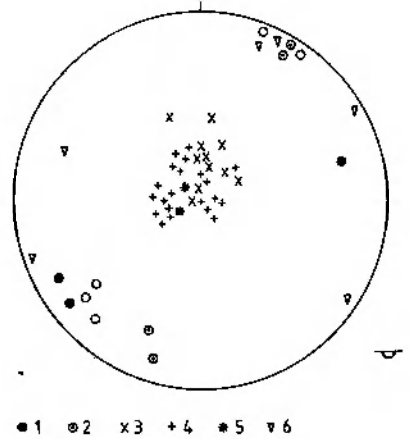
Skonfrontujmy wiek tworzenia niecki z wiekiem granitu. Według Depciucha (1971) wiek biotyту z tego granitu, badany metodą K/Ar, wynosi 266 Ma. Jest to oczywiście wiek ostygnięcia granitu do około 250°, a nie wiek intruzji. Wiek radiologiczny granitu, oznaczony metodą Rb/Sr, wynosi 268 Ma (Zinkiewicz 1973). Oba datowania odpowiadają dolnemu cechsztynowi (Haq, Eysing 1987). Według przytaczanych nowszych datowań, masyw granitowy Strzegom - Sobótka jest plutonem złożonym, a jego poszczególne człony powstawały 278 Ma i 326 Ma temu (Pin *et al.* 1989). Pierwsze z tych oznaczeń wykazuje dokładność ± 7 Ma, drugie zaś ± 22 Ma. Biorąc to pod uwagę, granit młodszy powstał w przedziale od 271 do 285 Ma, a więc między środkowym czerwonym spągowcem a dolnym stefanem. Granit zaś starszy (dwulyszczkowy) w przedziale od 302 do 348 Ma, a więc między westfalem górnym a wizenem górnym. Oba więc datowania doskonale zgadzają się z początkowym okresem tworzenia niecki północnosudeckiej. Użyta przez Pina (Pin *et al.* 1989) metoda izochronowa Rb/Sr daje jako wynik wiek intruzji magmy i czas jej konsolidacji. Dane te mogą być bezpośrednio stosowane do szukania związków z innymi wydarzeniami geologicznymi bez przeliczeń uwzględniających szybkość ostygnięcia.

Porównanie wieku granitów z czasem tworzenia niecki pozwala przyjąć, że ich intruzja odbywała się w polu regionalnej tensji. Interesujące jest, że podobną opinię przyjmuje się odnośnie do inwazji magm we francuskim Masywie Centralnym, w jego neo-waryscyjskim okresie rozwoju (Lerdu *et al.* 1989). Linijne osłabienie skorupy, w które wcisnęła się magma, jest w północno-wschodniej części skał osłony prawie prostopadłe do osi płasko leżących fałdów z prawie poziomymi powierzchniami osiowymi. O obecności leżących fałdów w tym regionie wspominał Oberc (1972, p. 138-144). Przykładowe pomiary relacji strukturalnych istniejących w zieleńcach Pyszczyńskiej Góry przedstawiono na figurze 12. Wzdłuż poziomych powierzchni odbywały się ruchy dyferencjalne z lokalnymi odkłuciami (fig. 13). Dalej ku północnemu zachodowi, osie fałdów skręcają ku NWW lub NW, natomiast między Księżycami a Luboradzem powierzchnie osiowe nieco się podnoszą, znacząc miejsca spiętrzania się fałdów (fig. 14, 15).

Ta budowa fałdowa przechodzi ku zachodowi w Góry Kaczawskie, gdzie niewątpliwie stwierdzono jej wiek przedgórnokarboński (Chorońska, Sawicki 1975). Zalegające płasko skały osłony są poddarte ku górze blisko kontaktu z granitem, co można obserwować, np. na północ

Fig. 12. Diagram lineacji i foliacji w zieleńcach Góry Pyszczyńskiej. Północna ośtona masywu granitowego Strzegomia-Sobótki. 1 – fałdy długopromienne; 2 – lineacja powstała z przecięcia warstwowania z kłiważem; 3, 4, 5 – normalne do foliacji; 6 – żyłki węglanów

Lination and foliation of greenstone rocks at the Góra Pyszczyńska hill. The northern country rocks covering the Strzegom-Sobótka granite massif. 1 – axes of open folds; 2 – lination of the So x cleavage type; 3, 4, 5 – foliation; 6 – carbonate veinlets



od Strzegomia czy też nad prawym brzegiem Strzegomki, na wzgórzu Krukowa.

Fakt płaskiego zalegania skał osłony jest znaczący. Magma zablizniła pęknięcie skorupy (wspominał o tym już dawno Majerowicz), zaś poddarcie skał osłony przy samym kontakcie jest oznaką, że magma swą osłonę podniosła ku górze. Nie znaczy to więc, że magma intrudowała w starą, wielką antyklinę, lecz sama wytworzyła coś w rodzaju antykliny którą swym ruchem doformowała. Relację przestrzenną pierwotnego rowu tektonicznego do masywu granitowego w głębi i poddartej wokół niego osłony przedstawiono na figurze 11. Przekrój niecki północnosudeckiej zapożyczono od Milewicza (*vide* Oberc J. 1972), ale upad i zwroty ruchu dyslokacji dostosowano do wyliczeń

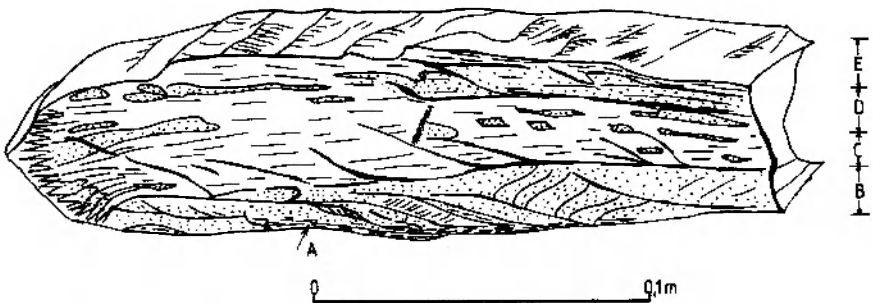


Fig. 13. Północne podnóże Góry Pyszczyńskiej. Blok zieleńca. A – strefa drobnej brekcji; B – strefa odkłuc i drobnych litonów; C – strefa porożrywanych laminy; D – strefa odkłuc i fałdków; E – drobne fałdy na powierzchni foliacji

Northern slope of the Góra Pyszczyńska hill. An example of differential movements in greenstones. A – breccia zone; B – minor litons and minor faults; C – disrupted laminae; D – fault and fold zone; E – minor folds

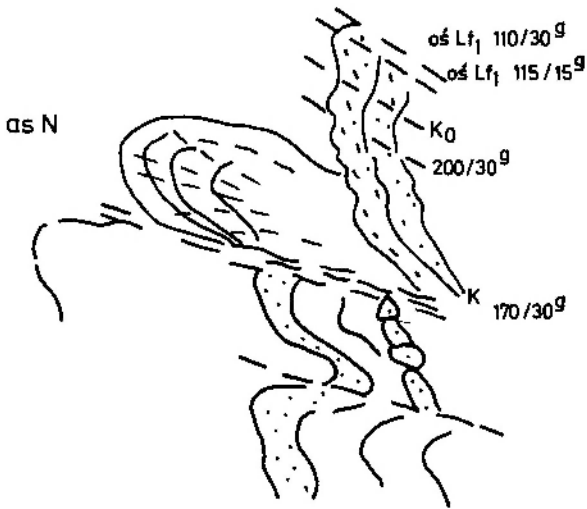


Fig. 14. Nakładanie się czół odkorzenionych łusek. Seria fyllitowo-metaszarogłazowa. Kamieniołom na północ od Księżyc. Blok przedsudecki. Oznaczenia jak na figurze 15

Superposed noses of folds. Phyllite and metagreywacke near the Księżyce village. Explanation as in Fig. 15

teoretycznych Hafnera (*vide* Jaroszewski 1980). Tłumaczą one dobrze obecność garbu w osiowej części niecki.

Zwroty ruchu są uproszczone. W niecce bowiem musiało dochodzić do co najmniej trzykrotnej zmiany kierunku ruchu. Inny był przy inicyjalnej tensji, inny przy podnoszeniu się magmy ku górze i wreszcie inny podczas stygnięcia ciała granitowego zmniejszającego powoli swą objętość. Poza tym na tę sekwencję zjawisk nałożyły się jeszcze ruchy fazy laramijskiej.

Przedstawiony model wypełniania magmą wielkiej strefy tensyjnej znalazł ostatnio potwierdzenie na Grenlandii (Hutton *et al.* 1990), gdzie opisano to zjawisko jako nowy mechanizm zajmowania miejsca przez granit. Na terenie Dolnego Śląska autor (Mierzejewski 1988) opisał ten mechanizm dwa lata wcześniej.

Powstanie niecek w Sudetach i na bloku przedsudeckim jest tylko jednym z efektów ruchów pionowych, które występowały w czasie intrudowania wielkich mas magm granitowych. Magmy, przepychając się skośnie lub wprost ku górze, wywierały nacisk na swą okrywę metamorficzną i na wcześniej skonsolidowaną powałę granitową. W tej ostatniej spowodował on powstanie komplementarnych powierzchni ścinania i struktur planarnych, co udowodnił Majerowicz (1972) badaniami petrotektonicznymi na materiale z masywu Strzegom - Sobótka.

Uprzednio w rozdziale o "Imbrykacji jednostek geologicznych Sudetów" wyrażono przypuszczenie, że płat zieleńców Jaskólna, spoczywający na utworach dewonu depresji Świebodzic spłynął z podniesionej okrywy masywu Strzegom - Sobótka. Za takim przypuszczeniem przemawia kilka argumentów. Przede wszystkim w spągu zieleńców

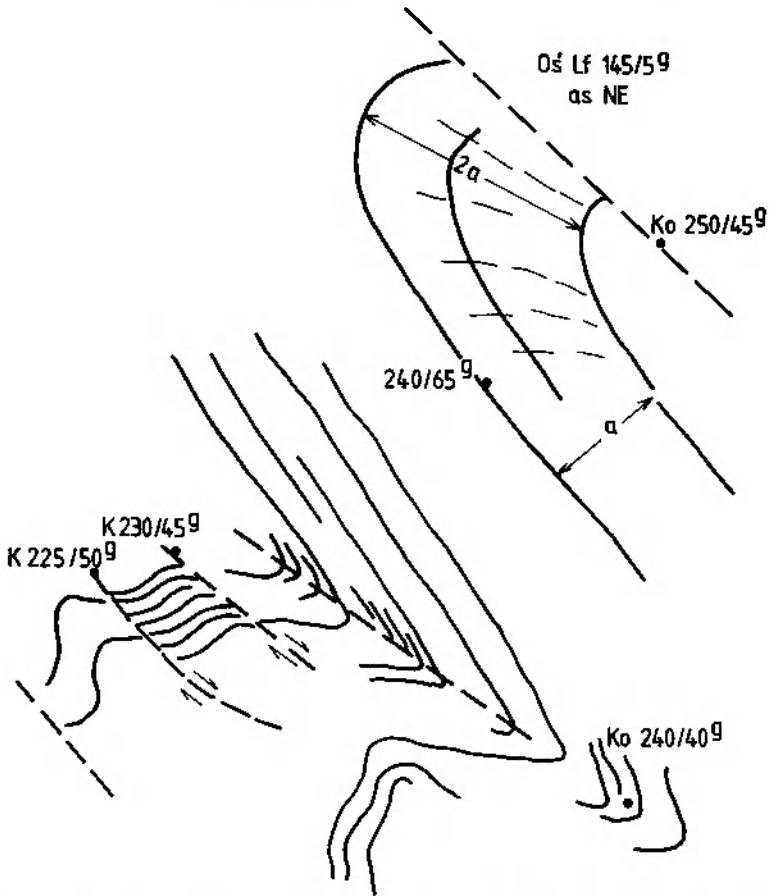


Fig. 15. Fałdy symilarne w serii fyliitów i metaszarogłazów. 1 km na północ od Luboradza. *Ko* – kłiważ powierzchni osiowej; *K* – kłiważ; *Lf* – oś fałdu; *AsN* – asymetria północna

Similar folds in the phyllites and metagreywackes. 1 km northward from the Luboradz village. *Ko* – axial cleavage; *K* – cleavage; *Lf* – fold axis; *AsN* – northern asymmetry

występują kataklazyty (K. Smulikowski 1956; H. Teisseyre 1956), a zieleńce zostały przytransportowane z północy (H. Teisseyre 1976). Na północ od elementu Jaskólnina, poza uskokiem sudeckim brzeżnym położony jest masyw granitowy Strzegom - Sobótka. K. Smulikowski (1956) tak pisał na temat płatu Jaskólnina: „W obrębie serii kataklazytów wyróżniono pięć typów petrograficznych, z których dwa pierwsze powstały przez kataklazę ziarnistych skał albitowo-kwarcowych. Tylko w odosobnionych przypadkach pochodzenie tych skał daje się wyprowadzić z pierwotnych granitów; przeważnie pochodzą one z hydrotermalnie przekrystalizowanych partii zieleńców impregnowanych albitem i kwarcem. Trzy pozostałe typy petrograficzne w serii kata-

klazytów pochodzą z różnych skał wulkanicznych spokrewnionych z tymi, które wchodzi w skład serii wulkanicznej. Drobiazgowo studium odkształceń wewnętrznych, szczelin i wypełniających je wtórnie żyłek pozwoliło wyróżnić pięć kolejnych faz ruchów tektonicznych”.

Jak się wydaje, warunki wynikające z powyższego opisu mogła spełniać jedynie okrywa metamorficzna masywu granitowego Strzegom-Sobótka. Okrywa ta była przedłużeniem epimetamorficznych skał Gór Kaczawskich, z lawami keratofirowymi i zieleńcami. Okrywa ta musiała być penetrowana przez emanacje wychodzące z granitu Strzegom - Sobótka, co tłumaczy dlaczego kataklazyty – według K. Smulikowskiego (1956) – pochodzą z hydrotermalnie przerobionych zieleńców. Wytlumaczenie to potwierdza fakt stwierdzony przez K. Smulikowskiego, że w serii zieleńcowej płatu Jaskólna „jak i w kataklazytach pochodzenia wulkanicznego zauważa się dwa oddzielne etapy ruchów dyferencjalnych, jeden przed, drugi po pierwszej infiltracji kwarcowo albitowej, za to w kataklazytach ziarnistych i porfiroklastycznych widać tylko jeden etap” (*op. cit.*). Pierwsze z tych skał wykazują deformacje, którym były poddane skały kaczawskie przed karbonem górnym, późniejsze ich infiltrowanie w stropie granitu i wreszcie odkształcenia, wynikające z ich transportu do depresji Świebodzic. Skały zaś wywodzące się z granitu przeszły deformacje tylko tego drugiego etapu (por. opis K. Smulikowskiego 1956, p. 49 i 53). Interpretację tektoniczną tego zjawiska K. Smulikowski pozostawił otwartą, do rozstrzygnięcia przez geologów.

W latach pięćdziesiątych granit Strzegom - Sobótka nie był datowany radiometrycznie, zdawał się należeć do zupełnie innego okresu rozwoju Sudetów i bloku przedsudeckiego niż Góry Kaczawskie i depresja Świebodzic. Dlatego zapewne opisywanych tu zjawisk nie kojarzono ze sobą albo raczej czekano na dalszą dokumentację.

W regionie skał pochodził płat Jaskólna, w masywie Strzegom-Sobótka znaleziono oznaki, które wydają się świadczyć, że górne partie granitu były transportowane na południe. Wskazuje na to zespół spękań hydrotermalnie zmienionych oraz układ krótkich żył kwarcowych, wypełniających tensyjnie szczeliny, które znaleziono w kamieniołomie w Gniewkowie. Pozycję tych zjawisk i wynikającą z nich interpretację dynamiczną ilustruje rysunek (fig. 16). Żyły kwarcowe mogły powstać w polu działania pary sił, zobrazowanych na figurze 16B. Spękania zaś, przedstawione na figurze 16A mają układ spękań ścinających. Niestety, obraz ten nie jest kinematycznie jednoznaczny, dopuszcza bowiem wyjaśnienie go dyferencjalnymi ruchami pionowymi bloków.

Być może, miarolityczne pegmatyty, opisane przez Janeczka (1985), powstały w czasie gdy strop masywu granitowego Strzegom - Sobótka został gwałtownie odciążony przez opisany proces tektonicznej erozji jego powały.

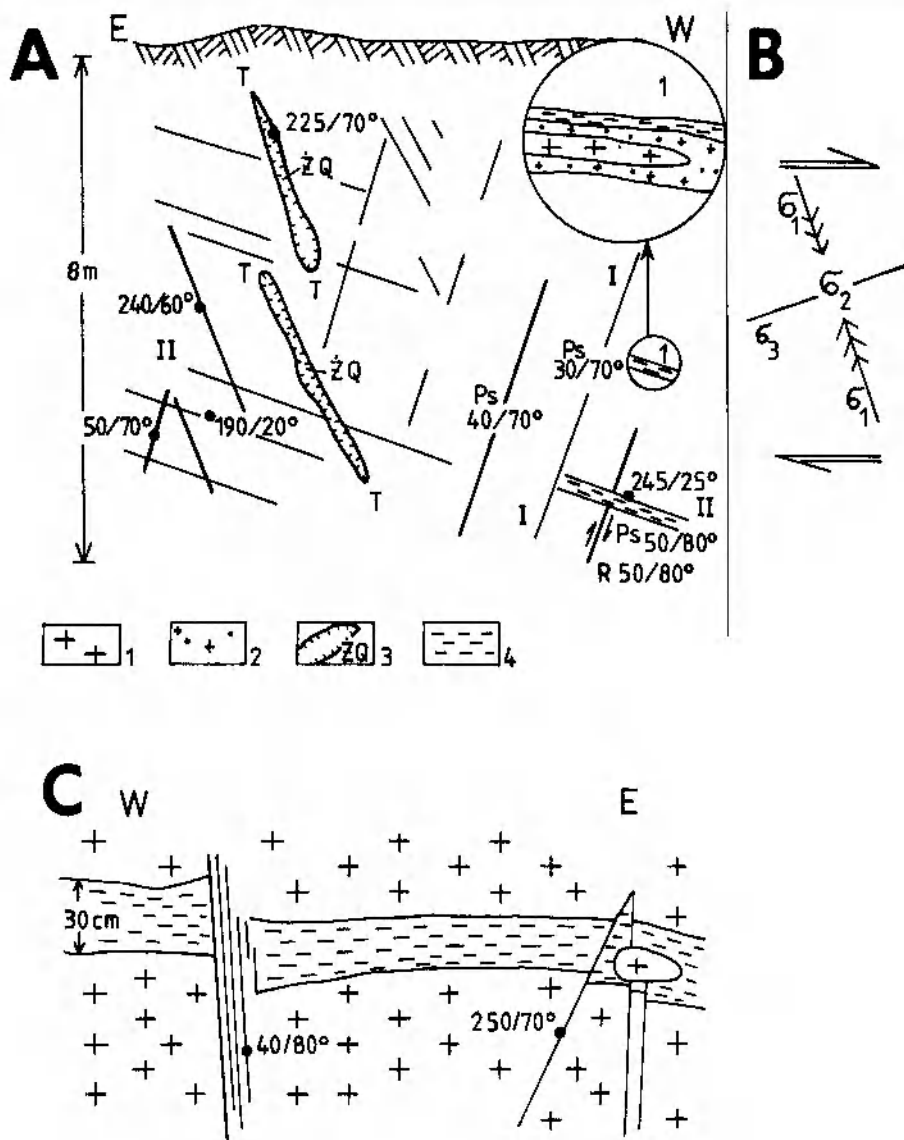


Fig. 16. Wzajemne relacje między krótkimi żyłami kwarcowymi, zmienionymi hydrotermalnie strefami kłiważu a spękaniami. **A.** 1 - granit; 2 - granit zmieniony; 3 - żyły kwarcowe; 4 - strefy kłiważu; Ps - powierzchnie ślizgowe; R - rysy; T - strefy tensji. **B.** Sugerowany układ głównych koordynat stressu. **C.** Strefa kłiważu przecięta przez uskoki normalny. Objaśnienia jak w punkcie A

The pattern of quartz veins, faults and joints. The Gniwków quarry, the Strzegom-Sobótka granitic massif. **A.** 1 - granite; 2 - granite hydrothermally changed; Ps - slickenside; R - strae; T - domains of tension. **B.** Proposed arrangement of the main stress axes, indicating horizontal movements. **C.** Horizontal cleavage plain and a normal fault. Explanations as in item A

Ruchy pionowe – omawiane w tym rozdziale – polegały na tworzeniu niecek sedymentacyjnych, podnoszeniu stropu masywu Strzegom - Sobótka oraz ześlizgiwaniu powały tego granitu do depresji Świebodzic. Istniała tutaj na niewielką skalę kopia zjawiska opisywanego przez Haarmana (1935) w jego ogólnie sformułowanej hipotezie pulsacji. Haarman przyjmował podnoszenie się skorupy w postaci geotumoru, z którego następnie ześlizgiwały się stropowe skały do przyległej geodepresji. W ten sposób Haarman połączył przyczynowo ruchy pionowe z poziomymi.

TRZECI ETAP RUCHÓW PIONOWYCH NA PRZYKŁADZIE IZOSTATYCZNEGO PODNOSZENIA MASYWU GRANITOWEGO KARKONOSZY

Zagadnieniu temu poświęcono odrębną, obszerną pracę (Mierzejewski 1985). W tym miejscu rozpatrzone będzie jedynie, w jakim stopniu nowsze badania skorygowały albo potwierdziły zawarte w niej wnioski. Poniższe uwagi będą w pełni zrozumiałe po przeczytaniu wspomnianej pracy, gdzie omówione są metody na których się oparto. Powtarzanie ich tutaj byłoby zbędne.

Rozważania, które przeprowadzono na temat dawnej denudacji Prakarkonoszy, oparto między innymi na opublikowanych oznaczeniach wieku radiometrycznego próbek granitu i na rozpatrzeniu głębokości izoterm do jakich te datowania się odnosiły. Próbki do oznaczeń wieku były pobrane głównie z kamieniołomu Szklarska Poręba Huta i kamieniołomu w Michałowicach, gdzie granit jest świeży. Można zapytać, czy te próbki były reprezentatywne, czy nie pochodziły z jakichś bloków, które mogły być wyjątkowo intensywnie podnoszone lub obniżane w stosunku do innych bloków, a więc nie można na ich podstawie wyciągać wniosków ogólniejszych. Obszar plutonu karkonoskiego jest przecież pocięty licznymi dyslokacjami.

W sprawie najważniejszej dyslokacji, przecinającej masyw granitowy Karkonoszy i przebiegającej od Kowar przez Sobieszów i dalej ku NWW, odbyła się dyskusja na temat jej natury (Cloos 1925; Berg 1940; Jahn 1980; Oberc J. 1975; Sroka 1991). Była ona omówiona też w odrębnej pracy jej poświęconej (Mierzejewski 1986), gdzie przeprowadzono analizę nowo ujawnionych oznak tektonicznych widocznych w licznych otworach wiertniczych, które wykonano w związku z budową zapory wodnej między Marczycami a Podgórzynem.

Analiza ta oraz studium drobnych struktur tektonicznych, które można obserwować w skałkach granitowych towarzyszących tej linii tektonicznej, wykazały niedwuznacznie, że jest to uskoki, który rozwijał się wieloetapowo. Najstarsze jego założenia pochodzą z czasów przed intruzją magmy granitowej. Z tego dawnego okresu nie mamy

informacji co do jego natury. Po zakrzepnięciu magmy uskok ten wykazuje cechy dyslokacji przesuwczej, niejednoetapowej, gdzie starsze kataklazyty i żyły kwarcowe były pokruszone a następnie zlepione młodszymi żyłami kwarcowymi. Odnowienie tej strefy tektonicznej w kenozoiku, jako tak zwanego neotektonicznego rowu Rozdroża Izerskiego (Oberc 1975), było powiązane z niewielkimi ruchami pionowymi, co można ocenić, ponieważ skarpy tego rowu są obecnie rozcinane wodospadami. Sroka (1991) ocenił pleistoceńskie przemieszczenie pionowe na niecałe 15 m.

Inny zespół uskoków jest widoczny na mapie geologicznej w skali 1:25 000 na arkuszu Szklarska Poręba. Był on już częściowo znany Bergowi (1922), obecnie udało się ten zespół oznaczyć w szczegółach (Mierzejewski 1982b), które przesadzają o jego zespolonej, ścięciowej naturze. Uskoki te przecinają się wzdłuż pionowej krawędzi w rejonie struktury pierścieniowej Trzech Jaworów, zaś ruch na uskokach był poziomy. Przy ogólnej kompresji, która działała w Karkonoszach południkowo, rozchylone ramiona tego zespołu uskoków oraz wysycenie go żyłami kwarcowymi świadczą, że powstał on w okresie gdy masyw granitowy reagował na naciski jeszcze tak jak ciało podatne.

Ważnym argumentem w kwestii prawidłowości metodologicznej, wspomnianej na początku tego rozdziału pracy, jest wreszcie występowanie granitu o podobnym wieku zarówno w kamieniołomie w Michałowicach, jak i w kamieniołomie Szklarska Poręba Huta (Duthou *et al.* 1991), a więc granitu reprezentującego podobną paleoizotermę w czasie ostygania, a obecnie ten sam poziom intersekcyjny.

Wszystkie wymienione przykłady, pochodzące z obszaru Pogórza Karkonoskiego i jego pogranicza z Kotliną Jeleniogórską przemawiają za tym, że miejsca, z którego pochodziły próbki do oznaczeń wieku izotopowego, nie podlegały znaczniejszym ruchom pionowym w stosunku do innych bloków tego Pogórza.

Oczywiście idealną sytuacją byłoby, gdybyśmy dysponowali z każdego wielkiego bloku masywu granitowego, o odmiennej wysokości powierzchni zrównań, to znaczy z Grzbietu Karkonoskiego, z Pogórza Karkonoskiego i Kotliny Jeleniogórskiej całym zestawem oznaczeń radiometrycznych, wykonanych różnymi metodami, a więc odnoszących się do różnych paleoizoterm w granicie.

Znaczniejsze natomiast sumaryczne ruchy pionowe, w stosunku do Pogórza Karkonoskiego, wykazała południowa część Karkonoszy, co wynika z kompleksowych badań Burcharta (1989). Jego rekonstrukcja termicznej historii Karkonoszy i Gór Izerskich będzie przez dłuższy czas materiałem wyjściowym do prac geomorfologicznych.

Struktury koliste, które zostały odkryte w granicie Karkonoszy w okolicy Jakuszyc (Mierzejewski 1977; Mierzejewski, Grodzicki 1982) i w okolicy Trzech Jaworów (Mierzejewski 1982b), w obrębie których

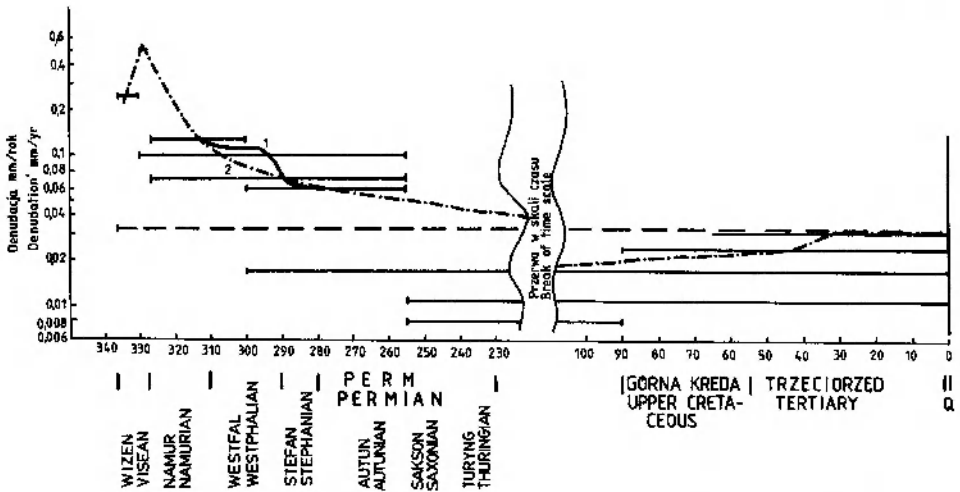


Fig. 17. Wykres natężenia denudacji masywu granitowego Karkonoszy, od wizenu po dzień dzisiejszy. Linia przerywana przedstawia wartość średnią. Krzywa na przemian kropkowa i przerywana łączy wartości cząstkowe. 1 – krzywa poprawiona; 2 – krzywa błędnie wygładzona według wersji opublikowanej poprzednio (Mierzejewski, 1985)

The diagram of denudation rates since Visean till present. The mean value of denudation is denoted by dashed line. The dot-and-dash line connects the partial values. Semilogarithmical scale. 1 – heavy line – improved values; 2 – the previous, incorrect version

można by się spodziewać znacznie większych ruchów pionowych, są zjawiskami występującymi na ograniczonej powierzchni i leżą poza obrębem kamieniołomów skąd pobrano próbki do badań radiometrycznych. Nie wpływają więc na otrzymaną w 1985r. generalną ocenę denudacji. Podobna uwaga odnosi się do rejonu Świńskich Dziur, na zachód od Jakuszyca, gdzie występuje granit o anomalnym wieku (Burchart 1989).

Najważniejszym wreszcie zagadnieniem jest ocena poprawności otrzymanej w 1985 r. krzywej denudacji Prakarkonoszy (fig. 17) skonfrontowanej z nowymi danymi ustalonymi po tym terminie.

Główne stwierdzenie, wynikające ze wspomnianej krzywej, że magma granitowa intrudowała na przełomie karbonu dolnego i górnego zostało w pełni potwierdzone nowymi datowaniami radiometrycznymi, przeprowadzonymi we Francji w Clermont-Ferrand w tamtejszym ośrodku uniwersyteckim Origine et Dynamique des Magma, (Pin *et al.* 1987; Duthou *et al.* 1991). Obaliło to dawno ugruntowaną w podręcznikach opinię, odziedziczoną w spadku po badaczach niemieckich, o górnokarbońskim – asturyjskim wieku plutonizmu w Karkonoszach.

Datowania te były przeprowadzone metodą izochronową, rubidowo-strontową co ma tę zaletę, że w wyniku otrzymuje się czas tylko nieco młodszy od czasu konsolidacji granitu, co jest prawie jednoznaczne z czasem umiejscowienia się magmy (emplacement), ponieważ magma kończy swój ruch gdy zakrzepnie. Oczywiście są to oceny przybliżone, a wypowiedanie kategoriycznych sądów nie jest możliwe.

Otrzymane wyniki wieku granitu centralnego (wg nomenklatury Borkowskiej 1966) z kamieniołomu Szklarska Poręba Huta ustalone na 327 Ma oraz z kamieniołomu Michałowice obliczone na 329 Ma (Pin *et al.* 1987; Duthou *et al.* 1991) prawie dokładnie są uplasowane w uprzednio przewidzianym okresie, to znaczy w dolnym namurze (Mierzejewski 1985) według geologicznej skali czasu (Harland *et al.* 1982).

Na opublikowanej w 1985r. krzywej błędnie oznaczono quantum denudacji, które miało miejsce 310 Ma temu. Błąd polegał na niepotrzebnym wygładzeniu krzywej, która – gdyby przeprowadzono wykres dokładnie przez środki poziomych odcinków, które obrazowały zakresy poszczególnych oznaczeń – byłaby bardziej wierna i powstałoby na niej lokalne przegięcie. Obecnie wiadomo, że to przegięcie wywołane jest odrębną inwazją magmy granitu grzbietowego – równoziarnistego, o wieku radiometrycznym 310 Ma (Duthou *et al.* 1991). Podobny wiek otrzymano dla granitu leukokratycznego, który występuje w postaci sillu w kamieniołomie Szklarska Poręba Huta (*op. cit.*)

Przegięcie na krzywej denudacji, związane z intruzywnym epizodem westfalskim (granit o wieku 310 Ma), jest niewielkie; intruzja magmy granitu grzbietowego i leukokratycznego nie wywołała wielkiego wzmoczenia erozji. Można z tego wnioskować, że magma, która wtedy intrudowała, nie miała wielkiej objętości. Ten właśnie etap był przez dawniejszych geologów uważany za wiek powstania całego masywu.

Nasuwa się pytanie, dlaczego westfalskie optimum klimatyczne (Frakes 1979) nie zaznaczyło się w większym stopniu na omawianej krzywej?

Ruchy pionowe w Karkonoszach trwają współcześnie nadal. W dorzeczu górnego odcinka Kamiennej i na Równi Węglarzy autor obserwował młode naturalne skarpy od kilku do kilkunastu decymetrów, zupełnie jeszcze nie rozcięte, gdzie zawsze skrzydło południowe było podniesione a północne obniżone. Podobną wymowę mają przytaczane obserwacje Sroki (1991) dotyczące przemieszczonych terasów plejstoceńskich. Zgodne to jest z pomiarami grawimetrycznymi (Schwinner 1928), z których wynika, że masyw granitów karkonoskich nie uzyskał jeszcze równowagi izostatycznej; największe ujemne anomalie grawimetryczne wykazuje część południowa, dlatego też ta partia jest podnoszona.

ZAKOŃCZENIE

W powyższym przeglądzie starano się w wydarzeniach, których ślady są utrwalone w różnych jednostkach geologicznych Sudetów, dostrzec sensowne połączenia przyczynowo-skutkowe. Odkryte i opisane uprzednio przez autora zjawiska takie jak: 1) imbrykacja jednostek sudeckich, 2) intrudowanie magm w strefie tensji, 3) nasuwanie się od wschodu bloku gnejsowego Gór Sowich, 4) obalenie ku północy fałdu z ofiolitem Ślęży ujęto w cykl zjawisk geologicznych wielkiej skali. Ten megacykl obejmuje zdarzenia od etapu a) zamykania wąskiego zbiornika z dnem o skorupie oceanicznej, b) poprzez etap imbrykacji wielkich jednostek sudeckich, c) do etapu wytapiania magm, d) ich intrudowania i związanych z tym e) ruchów pionowych zarówno negatywnych, jak i pozytywnych, które wreszcie f) przechodziły w ruchy izostatyczne.

Temu ostatniemu etapowi była poświęcona odrębna praca o denukcji Prakarkonoszy (Mierzejewski 1985), której tezy zostały w pełni potwierdzone późniejszymi badaniami.

Opisane procesy dotyczą dość płytkich (z wyjątkiem wytapiania magm) poziomów intersekcyjnych. Wyobrażenie o procesach, które się zapewne działy głębiej, daje praca Stettnera (1971) dotycząca zachodniej i południowej części Masywu Czeskiego, gdzie zwrócił on uwagę na związek między ruchami bloków podłoża a powstawaniem magm – frikcionitów.

Niniejszy wywód jest oczywiście niepełny, z wyjątkiem wzmianki o nasunięciu koło Kuropatnika (Oberc *et al.* 1988), nie podano jak wyglądało zamykanie zbiornika na wschód od strefy Niemczy, informacje na ten temat są jeszcze bardzo niekompletne.

Powyższy opis jest być może zbyt jednostronny, ponieważ w zdaniach geologicznych doszukiwano się przede wszystkim powiązań między tektoniką a magmatyzmem, a więc magmo-tektoniki. Nazwa ta znaczy co innego niż "Granittektonik" w sensie Cloosa (1922, 1925). Cloos pojmował "Granittektonik" jako powiązanie między cechami strukturalnymi w obrębie masywu pochodzenia magmowego. Pod pojęciem zaś magmo-tektoniki autor rozumie sprzężenia zwrotne między ruchami skorupy ziemskiej a wytapianiem i ruchami magm. Wymaga to dalszego uzasadnienia. W ostatnich trzydziestu latach uprawiano w Sudetach, pod wpływem wybitnego geologa H. Teisseyre'a geologię strukturalną, polegającą na odcyfrowywaniu w terenie sekwencji lineacji w nadziei, że kolejność drobnych struktur tektonicznych pozwoli na ustalenie następstwa wielkich faz górotwórczych. W niniejszej pracy dążono do celu znacznie skromniejszego. Orientacją lineacji osi fałdów posługiwano się głównie w celu ustalenia położenia w przestrzeni wielkich bloków, co w rezultacie zaowocowało odkryciem imbrykacji

sudeckich jednostek geologicznych, które to zjawisko przynajmniej w części wyjaśnia naturę mozaiki sudeckiej, a więc i naturę "Lugicum" – pojęcia niegdyś zdefiniowanego przez Suessa (1935). Przy okazji wyjaśniono, jak się zdaje, pozycję depresji Świebodzic, której molasowe osady, lokalne w Sudetach, miały znaczenie zagadkowe, od czasu gdy została zakwestionowana opinia o kaledońskim wieku głównej deformacji w Górach Kaczawskich. Czasowy i przestrzenny zasięg tych molas w modelu imbrykacyjnym jest zupełnie zrozumiałą. Wyjaśniono też pochodzenie kataklazytów płatu Cieszowa, choć co do tego zagadnienia można jeszcze mieć wątpliwości. Szersze ujęcie problemu oddziaływania między blokami Sudetów i blokami ich przedpola będzie dopiero w pełni możliwe po rozwiązaniu tektoniki Gór Kaczawskich, co wydawało się być bliskie i zostało gwałtownie oddalone przez śmierć długoletniego badacza tych gór śp. Adama Haydukiewicza. Nowe wartościowe dane, które są publikowane z tamtego regionu, dotyczą głównie zagadnień określenia facji metamorficznych i wulkanizmu (W. Smulikowski 1990; Kryza, Muszyński 1987).

W przedstawionym ciągu zdarzeń najmniej pewny jest etap wytapiania magm na skutek imbrykacji skorupy. Dlatego też ten fragment wyводу potraktowano jako hipotezę roboczą, a zagadnienie to trzeba będzie zapewne jeszcze wielokrotnie rozpatrywać z różnych pozycji. Niewątpliwie jednak stoimy przed koniecznością znalezienia mechanizmu, który prowadzi do wytapiania magmy przy zamykaniu wąskich, geotektonicznie niedojrzałych zbiorników ze skorupą oceaniczną, które zapewne nie były stowarzyszone z subdukcją. Dotychczas w światowej literaturze nie było dyskutowane zagadnienie zamykania wąskich zbiorników, a prawie cały ogień dotychczasowej dyskusji był zwrócony na klasyczne w pełni rozwinięte strefy wokół pacyficzne.

Już po przyjęciu tej pracy do druku, opublikowano nowe oznaczenia wieku ofiolitu Ślęży, przeprowadzone na ziarnach cyrkonów. Wiek ten określono metodą U-Pb i wynosi on 420 Ma (Oliver *et al.* 1993), co odpowiada syluowi. Wiek ten dobrze koresponduje z wiekiem łupków z Pustkowa Wilczkowickiego i z występowaniem bloków gabra w obrębie osadów górnego dewonu w kamieniołomie w Dzikowcu. To oznaczenie wieku ofiolitu Ślęży stanowi nowy punkt wyjścia do oznaczenia szerokości zbiornika, w którym został on utworzony. Rozważmy to w szerszej skali. Na wschód od strefy Niemczy, w obszarze Wzgórz Strzebińskich, na krystaliniku zalegają konglomeraty dolnego dewonu. W obszarze morawsko-śląskim, ponad utworami syluru zalegają klastyczne osady dewonu dolnego (ziegen) z konglomeratami, co oznacza znaczne spłylenie zbiornika. Ziegen dolny przyjęto zatem jako czas gdy zespół ofiolitowy został przytransportowany do brzegu zbiornika. Między utworzeniem ofiolitu a jego obdukcją upłynęło około 25 Ma, co odpowiada wąskiemu oceanowi. Oliver *et al.* (1993) również uważa, że

ofiolit Ślęży powstał w zbiorniku o rozmiarach Morza Czerwonego. Zatem przeprowadzona tu kalkulacja prowadzi do podobnych wniosków, które uzyskano w rozdziale "Uwagi o strefie Niemczy". Jakiemu więc wydarzeniu odpowiada wspomniane w rozdziale "Ofiolit Ślęży" datowanie ofiolitu ślężańskiego (350 Ma) przeprowadzone metodą Sm/Nd? Czyżby to był czas zafałdowania ofiolitu Ślęży albo czas jego podgrzania przez rodzące się magmy granitoidów masywu Strzegom-Sobótka?

W razie udowodnienia w przyszłości, że jednak w strefie Niemczy odbywała się niegdyś subdukcja i związany z nią magmatyzm, to cały wywód o rodzeniu się magm w stosach imbrykacyjnych (Imbrykacja a powstanie magm), należy uznać jedynie za uzupełnienie klasycznych poglądów na tę sprawę.

W obrębie kontynentów, specjalnie w prowincjach typu rowów i grzbietów, stwierdzano (Condie 1984) istnienie głęboko położonych stref o ułatwionym przepływie prądu. Są one utożsamiane albo ze strefami silnie uwodnionymi, albo z miejscami wytapiania magm. Według Condiego (*op. cit.*) i przytaczanej przez niego literatury przedmiotu, w skorupie poniżej 20 km można się spodziewać dehydratacji osadów i ich parcjalnego przetapiania. W interesującym nas regionie sudeckim i przedsudeckim skorupa ma obecnie ponad 30 km miąższości, zaś po zakończeniu procesu imbrykacji w karbonie była zapewne jeszcze grubsza. Obszar zaś przedsudecki przypominał wtedy prowincję rowów i grzbietów. Trudno to udowodnić na bloku przedsudeckim, gdzie na zdyslokowanych krystalicznych skałach leżą osady trzeciorzędowe, ale wyraźniej to zjawisko jest datowane w przyległej monoklinie przedsudeckiej gdzie układ rowów i grzbietów jest przykryty utworami permu.

Odnosnie do wytapiania niedosyconych w wodę magm, zwrócono uwagę na trzy wspomagające ten proces zjawiska: imbrykację skorupy, rotację poziomą kry gnejsów sowiogórskich i wykorzystanie strefy tensji przez intrudującą magmę. Omówiono też czwarty zapoznany proces, to jest konwersję energii trzęsień ziemi na energię cieplną. Jeśli pierwszy i trzeci proces łatwo pogodzić ze sobą, to relacja procesu drugiego (rotacji) do pozostałych wymaga jeszcze dalszych studiów. Rotacja, choćby nawet niewielka, musiała zaznaczyć się w strukturze skał osłony. Istnieją już dane odnośnie do nakładania się struktur w interesującym nas obszarze (Dumicz, Majerowicz 1979) oraz dane archiwalne. Jednak nie dysponuje się materiałem na tyle kompletnym by móc rozróżnić struktury regionalne od lokalnych wywołanych wspomnianą rotacją.

Układy rotacyjne bloków litosfery w Europie stanowią zapewne przejaw jakiegoś niezupełnie jeszcze rozpoznanego wielkiego procesu umiejscowionego chyba w górnym płaszczu. Rozwiązanie przypadku,

jaki się zaznaczył w Sudetach i w bloku przedsudeckim (fig. 9) oraz na Górnym Śląsku, będzie chyba w przyszłości możliwe w razie wypracowania ogólnej idei, która obejmie podobne zjawiska, występujące od Hiszpanii aż po Polskę.

Podziękowania

Chciałbym serdecznie podziękować Miss Ruth Banger z Library of the Earth Science Department, Cambridge University U.K. za nieocenioną pomoc w uzyskaniu literatury przedmiotu. Dr. Jerzemu Kassnerowi dziękuję za nauczenie mnie komputerowego redagowania tekstów, a profesorom M. Dumiczowi, W. Narębskiemu i J. Znosce za korektę tekstu. Prof. M. Dumicz nakłonił mnie do istotnego rozszerzenia rozważań regionalnych. Prof. K. Dziedzicowi jestem wdzięczny za informacje o szczegółach budowy niecki śródsudeckiej. Prof. T. Guni jestem zobowiązany za terenowe wprowadzenie mnie w geologię depresji Świebodzie. Wdzięczność jestem winien prof. J. Burchartowi za to, że mogłem korzystać z jego ogromnego doświadczenia w sprawie datowań radiometrycznych i za udostępnienie mi swych niepublikowanych nowych osiągnięć. Bez stymulującego wpływu jaki na mnie wywierał prof. A. Majerowicz, który wprowadził mnie w zagadnienie ofiolitów, nie powstałaby idea o nasunięciu bloku gnejsów sowiogórskich oraz pomysł o obalonym fałdzie Ślęży. Bez pomocy prof. M. Borkowskiej w uzyskaniu środków finansowych na badania terenowe nigdy by ta praca nie powstała. Zarówno prof. Borkowskiej jak i doc. W. Smulikowskiemu jestem głęboko zobowiązany za rzeczowe uwagi redakcyjne. Prof. W. Jaroszewskiemu jestem wdzięczny za zachętę do cierpliwego pozbierania mych rozproszonych komunikatów i przedstawienia ich razem w zwartej formie.

LITERATURA

- ACHRAMOWICZ S., LORENC M., 1986. Przypuszczalny związek przebiegu intruzji magmy mieszanej z rozwojem struktur nieciągłych w skałach metamorficznych masywu strzelińskiego. (Dolny Śląsk). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 56, 73 – 108.
- ALEKSANDROWSKI P., 1990. Early Carboniferous strike-slip displacement at the northeast periphery of the Variscan belt in Central Europe. Internat. Conf. on Paleozoic Orogens in Central Europe, Gottingen-Giesen.
- ALLEGRE C. J., 1987. Les ophiolites ou la recherche des ocean perdus. Pour la science., *Scient. Amer.*,
- ANDERSON D. L., 1989. Theory of the Earth. 1 – 361. Blackwell Sci. Publ. Boston.
- AUGUSTYNIAK K., GROCHOLSKI A., 1968. Geological structure and outline of the development of the Intra-Sudetic Depression. *Inst. Geol. Biul.*, 227.
- BACHTADSE V., HELLER F., KRÖNER A., 1983. Paleomagnetic investigations in the Hercynian mountain of Central Europe. *Tectonophysics*, 91, 285 – 299.
- BACHTADSE V., VAN DER VOO R., 1986. Paleomagnetic evidence for crustal and thin-skinned rotations in the European Hercynides. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1, 1 – 164.
- BARANOWSKI Z., LORENC S., HEINISCH H., SCHMIDT K., 1984. Der kambrische Vulkanismus des Bober-Katzbach-Gebirges (Kaczawskie Góry, West-Sudeten, Polen). *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 1, 1 – 26.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A., SOLECKI A., URBANEK Z., 1990. Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 179, 2 – 3.
- BEDERKE E., 1924. Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. Palaont.*, H. 7.

- BEDERKE E., 1927. Zum Gebirgsbau der mittleren Sudeten. *Geol. Rundschau*, 18, 225 – 229.
- BEHR H. J., 1978. Subfluenz, Prozesse im Grundgebirges - Stockwerk Mitteleuropas. *Z. dt. geol. Ges.*, 129, 283 – 313.
- BERG G., 1925. Die Gliederung des Oberkarbons und Rotligenden in niederschlesisch - böhmischen Beckens. *Jb. Preuss. Geol. L. A.*, 46.
- BERG G., 1940. Geologische Karte. Blatt Schmiedeberg und Tschopsdorf. II. Auflage.
- BLIZKOVSKY M., BUCHA V., IBRMAJER J., SUK M., 1988. Geophysical pattern of Bohemian Massif. *Proceed. of the 1st Intern. Conf. on the Bohemian Massif. Prague, Czechoslovakia.*
- BOGACZ W., KROKOWSKI J., 1981. Rotation of the basement of the Upper Silesian coal basin. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 51, 361 – 381.
- BORKOWSKA M., 1959. Granitoïdy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. *Arch. Miner.*, 21, 2, 229 – 382.
- BORKOWSKA M., 1966. Petrografia granitu Karkonoszy. *Petrographie du granite des Karkonosze. Geol. Sudetica*, 2, 7 – 119.
- BORKOWSKA M., 1985. Gabroic rocks and their minerals from the Nowa Ruda masif (Sudetes). *Geol. Sudetica*, 20, 1, 3 – 35.
- BORKOWSKA M., HAMEURT J., VIDAL Ph., 1980. Origin and age of Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. *Acta Geol. Polon.*, 30, 121 – 146.
- BORKOWSKA M., SMULIKOWSKI K., 1973. Minerale skałotwórcze. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- 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). *Wiek, znaczenie i ewolucja strukturalna kaledońsko-waryscyjskich granitognejsów metamorfiku Śnieżnika w Sudetach Środkowych. Studium geochemiczne. Geol. Sudetica*, 25, 1-2, 1 – 24.
- BRAUSE H., 1970. Ur-Europa und das gefaltete sächsische Palaeozoikum. *Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Palaont.*, 15, 3, 327 – 367.
- BRAUSE H., 1970. Variszischer Bau und "Mitteldeutsche Kristallinzone". *Geologie*, 19, 281 – 292.
- BRAUSE H., 1980. Differentialmobilismus. *Z. geol. Wiss.*, 8, 4, 405 – 414.
- BREWER J., 1981. Thermal effect of thrust faulting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56, 233 – 244.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POZARYSKI W., TOMCZYK H., 1981. Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Przegl. Geol.*, 29, 385 – 395.
- BRUNN J. H., GRACIANSKY P., GUTNIC M., JUTEAU TH., LEFEBRE R., MARTIN CH., MARCOUX J., MONOD O., POISSON A., 1971. Apercu sur la structure des Taurides occidentales. *In: Tectonique de l'Afrique. Unesco. Paris.*
- BURCHART J., 1960. On the Jawornik granitoids (Eastern Sudetes). *Arch. Miner.*, 22, 2.
- BURCHART J., 1972. Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mts. Poland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 15, 4, 418 – 422.
- BURCHART J., Rekonstrukcja termicznej historii otoczenia skał intruzywnych przy pomocy metod trakowych. Raport końcowy. Arch. ING. PAN. Warszawa.
- CHAB J., FEDIUKOVA E., FISERA M., NOVOTNY P., OPLETAL M., 1988. Deformation and metamorphism in the Silesicum. (North Moravia Czechoslovakia). *Proceed. of the 1st Intern. Conf. on the Bohemian Massif.* 44 – 46. Prague.
- CHALOUPSKY J., a kolektiv. 1989. Geologie Krkonoš a Jizerských Hor. 1 – 288. Praha.

- CHALOUPSKY J., 1989. Synoptic geological map of the Karkonoše and Jizerske Hory Mts. 1:100 000. Publ. Geol. Survey, Prague.
- CHAPPELL B. W., WHITE A. J. R., 1974. Two contrasting granite types *Pac. Geol.*, 8, 173 – 174.
- CHOLEWICKA-MEYSNER D., 1984. Spatial distribution of igneous bodies of the Sobótka vicinities in the light of magnetic survey. *Geol. Sudetica*, 19, 2.
- CHOROWSKA M., 1975. Upper Devonian and Lower Carboniferous strata in Southern part of the Kaczawa Mts. *Przegl. Geol.*, 23, 3, 128.
- CHOROWSKA M., SAWICKI L., 1975. O występowaniu zmetamorfizowanego górnego dewonu i dolnego karbonu w Górach Kaczawskich. On the occurrence of metamorphosed Upper Devonian and Lower Carboniferous rocks in the Kaczawa Mts. *Kwart. Geol.*, 19, 2.
- CHOROWSKA M., RADLICZ K., 1984. Olistostrome limestone breccia with olistolithes of the Upper Devonian to Lowest Carboniferous limestone of the Wapnica Mt. (Bardzkie Mts). In: Schwab M., Wajsprych B. (eds.). Rock-sequences of the Sudetes as a record of a large-scale allochtony. Guide-book. Multilateral Coop. Acad. Sciences Socialistic Countries. Wrocław-Halle.
- CLEMENS J. D., MAWER C. K., 1991. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*,
- CLOOS H., 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. 107. Gebr. Borntrager. Berlin.
- CLOOS H., 1925. Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinung (Granittektonik). I Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. Gebr. Borntrager. Berlin.
- CLOOS H., 1927. Zur Frage des Deckenbaues in Schlesien und im Fichtelgebirge. *Geol. Rundschau*, 18, 221 – 225.
- CONDIE K. C., 1984. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press. 1 – 310. New York.
- COLEMAN R. G., KEITH T. E., 1971. A chemical study of serpentization - Burro Mountain, California. *Jour. Petrol.*, 12, 2, 311 – 328.
- CWOJDZIŃSKI S., 1977. Główne etapy rozwoju polskich waryscydów w świetle tektoniki płyt. Main stages in evolution of Polish Variscan tectogen in light of plate-tectonic. *Przegl. Geol.*, (11).
- CWOJDZIŃSKI S., 1980. Ewolucja geologiczna SW Polski w świetle tektoniki płyt. Geological evolution of SW Poland interpreted by plate tectonics. *Geol. Sudetica*, 15, 1.
- CYMERMAN Z. 1987. Związek ofiolitu Ślęży z waryscyjską strukturą metamorfiku sowiogórskiego. *Przegl. Geol.*, 6, 304 – 312.
- CYMERMAN Z., 1991. Waryscyjskie deformacje rotacyjne w metamorfiku Śnieżnika. In: Dumicz M. (red.), Następstwo serii skalnych masywu Śnieżnika w świetle kartografii geologicznej, analizy strukturalnej i badań radiometrycznych. Mat. Konf. Teren. Łądek Zdrój. 137 – 159.
- CYMERMAN Z., 1993. Pozycja tektoniczna jednostki sowiogórskiej - uwagi do modelu niezakorzenionych waryscyjskich płaszczowin krystalicznego podłoża na Dolnym Śląsku. *Przegl. Geol.*, 1.
- DATHE E., ZIMMERMANN E., 1912. Geol. Karte... Blatt Freiburg.
- DEPCIUCH T., 1971. Wiek bezwzględny granitoidów strzegomskich. *Kwart. Geol.*, 15, 4, 862 – 869.
- DEPCIUCH T., LIS J., 1972. Wiek bezwzględny (K-Ar) granitoidów strzelińskich. *Kwart. Geol.*, 16, 1, 95 – 102.
- DEWEY J. F., 1976. Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, 31, 1/2. 93 – 120.

- DIDIER J., DUTHOU J. L., LAMEYRE J., 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Jour. Volcan. Geoth. Res.*, 14, 125 – 132.
- DMOWSKA R., 1983. Fizyka skorupy i wnętrza Ziemi. In: Wróblewski A. K. (red.), *Encyklopedia Fizyki Współczesnej*. Państw. Wyd. Nauk. 815 – 826. Warszawa.
- DON J., 1964. Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. The Złote and Krowiarki Mts. as structural elements of the Śnieżnik metamorphic massif. *Geol. Sudetica*, 1, 79 – 117.
- DON J., 1982. Die Entwicklung der Migmatite in der Zone der Übergangsgneise von Międzygórze (Metamorphikum des Śnieżnik - Sudety). In: *Deformation und Metamorphose der Gesteine II. Veröffentl. Zentralinst. f. Physik Erde*. 72, 5 – 20. Potsdam.
- DON J., 1984. Kaledonidy i waryscydy Zachodnich Sudetów. Caledonides and Variscides of the West Sudetes. *Przegl. Geol.*, 32, 8-9, 459 – 468.
- DON J., 1985. Model ekspansyjnego rozwoju Sudetów Zachodnich w paleozoiku (propozycja). *Przegl. Geol.*, 33, 3, 109 – 114.
- DON J., BIERNAT S., DUMICZ M., BEREŚ B., 1968. Harpolit granitowy tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38, 4.
- DON J., DUMICZ M., WOJCIECHOWSKA I., ŻELAŻNIEWICZ A., 1989. An introduction to the geology of the Orlica-Śnieżnik dome. In: Żelaźniewicz (ed.). *Indicators of structural evolution in polyphase deformed metamorphic complexes: criteria for distinction of para and orthogneisses, the Orlica-Śnieżnik dome, West Sudetes*. WWANGS. Wrocław.
- DON J., 1989. On the position of the eclogites within the gneisses of Międzygórze (Śnieżnik metamorphic massif - Sudetes). *Ibidem*.
- DON J., DUMICZ M., WOJCIECHOWSKA I., ŻELAŻNIEWICZ A., 1990. Lithology and tectonics of the Orlica - Śnieżnik Dome, Sudetes - recent state of knowledge. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 179, 2/3, 159 – 188.
- DUMICZ M., 1964. Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich. Geology of the crystalline massif of the Bystrzyckie Mts. *Geol. Sudetica*, 1.
- DUMICZ M., 1976. Próba wyjaśnienia tektogenezy serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. In: Dumicz (red.). *Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej*. Mat. Konf. Teren. Międzyzlesie. 9 – 37. ING. Uniw. Wrocław. PTG.
- DUMICZ M., 1988. Złoty Stok-Skrzynka structural element in the light of mesostructural analysis of Łądek-Śnieżnik. *Geol. Sudetica*, 23, 2.
- DUMICZ M., 1989. Następstwo serii gnejsowych masywu Śnieżnika w świetle analizy mezostrukturalnej wybranych obszarów w jednostkach geologicznych Międzygórze i Gieraltowa. The Śnieżnik Mts. gneisses sequence in the light of mesostructural analysis of some areas of the Międzygórze and Gieraltów units. *Geol. Sudetica*, 24, 1, 139 – 189.
- DUMICZ M., MAJEROWICZ A., 1979. Problem wieku łupków metamorficznych, charakterystyka petrograficzna, generacje struktur. In: Gunia T. (red.). *Wybrane zagadnienia stratigrafii petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego*. The selected stratigraphic, petrographic and tectonic problems of the region East of the Sowie Góry gneissic block and the Kłodzko metamorphic unit. Mater. Konf. Teren. Nowa Ruda. 8-9 wrzesień 1979. Wyd. Uniwersytet Wrocławski.
- DURRANCE E. M., 1986. *Radioactivity in geology. Principles and application*. 441 p. John Wiley. New York.
- DUTHOU J. L., COUTURIE J. P., MIERZEJEWSKI M. P., PIN CH., 1991. Oznaczenie wieku granitu Karkonoszy metodą izochronową, rubidowo-strontową, na podstawie całych próbek skalnych. Next dating of granite samples from the

- Karkonosze Mts. using Rb/Sr total rocks isochrone metod. *Przegl. Geol.*, 39, 2, 75 – 79.
- DZIEDZIC K., 1961. Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. Lower Permian of the Intra-Sudetic Basin. *Stud. Geol. Polon.*, 6.
- DZIEDZIC K., 1971. Sedymentacja i paleogeografia utworów górnokarbońskich w niecce śródsudeckiej. Sedimentation and paleogeography of the Upper Carboniferous deposits in the Intra-Sudetic Depression. *Geol. Sudetica*, 5.
- DZIEDZIC K., 1989. The Paleozoic of the Silesia Region, SW Poland. A geodynamic model. *Z. geol. Wiss.*, 17, 6, 541 – 551.
- DZIEDZIC K., TEISSEYRE A. K., 1990. The Hercynian molasse and younger deposits in the Intra-Sudetic Depression, SW Poland. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 179, 2/3, 285 – 305.
- DZIEDZICOWA H., 1963. Syenites of the Niemcza. *Arch. Miner.*, 24.
- DZIEDZIC H., 1973. The Niemcza zone granitoids. In: Smulikowski K. (ed.). *Revue des problemes geologiques des zones profondes de l'ecorce terrestre en Basse Silesie*. Warszawa.
- DZIEDZICOWA H., 1989. Tectonics and petrogenesis of the Braszowice gabbros. In: Narębski W., Majerowicz A. (eds.). Lower and Upper Paleozoic metabasites and ophiolites of the Polish Sudetes. Multilateral Coop. of Acad. Sci. Guide-book.
- DZIEDZICOWA H., CHOWANIEC B., 1974. Submarine volcanic ore mineralisation and its relation to the deformation and metamorphism of the rocks series East of Niemcza. *Bull. Acad. Polon. Sci. Ser. Sci. Terre*, 22, 1.
- DZIEDZICOWA H., GÓRECKA T., 1965. On the occurrence of metamorphosed Carboniferous rocks in the Niemcza zone (Sudetes). *Bull. Acad. Polon. Sci. Sci. Geol. Geogr.*, 13, 2.
- EDEL J. B., COULON M., 1982. Rotations et virgations de la chaine hercynienne. *Réun. Sci. Terre*, 9 me Paris.
- EDEL J. B., MONTIGNY R., THUIZAR, 1981. Late Paleozoic rotations of Corsica and Sardinia; new evidence from paleomagnetic and K-Ar studies. *Tectonophysics*, 79, 201 – 223.
- ELDREDGE S., BACHTADSE V., VAN DER VOO R., 1985. Paleomagnetism and the orocline hypothesis. *Tectonophysics*, 119, 153 – 179.
- EUROPEAN Geotraverse Project (EGT) 1990. Final Raport. 1983 - 1990. European Science Foundation. Strasbourg.
- FAURE-MURET A., CHOUBERT G., STÖCKLIN J., 1971. Apresçu de l'évolution structurale de l'Iran. In: Tectonique de l'Afrique. Unesco. Paris.
- FRAKES L. A., 1979. Climates troughout geologic time. Elsevier.
- FRANKE W., 1984. Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse, abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. *Geotekt. Forsch.*, 68, 1 – 253.
- FRANKE W., 1990. Tectonostratigraphic units in the W part of the Bohemian Massif. An introduction. IGCP 233. Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogenes. Internat. Conf. on Paleozoic orogens in Central Europe. Gottingen-Giessen.
- FRIEND P. F., 1985. Molasse basins of Europe; a tectonic assessment. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sci.*, 76, 451 – 462.
- FRISCHBUTTER A., HANISCH M., 1991. A model of granitic melt formation by frictional heating on shear planes. *Tectonophysics*, 194, 1 – 11.
- GAJEWSKI Z., 1970. The properties and occurrence of magnesites from the Gogołów-Jordanów serpentine massif. *Inst. Geol. Bul.*, 240, 55 – 156.
- GIRDLER R. W., 1985. Problems concerning the evolution of oceanic lithosphere in the northern Red Sea. *Tectonophysics*, 116, 109 – 122.
- GIRDLER R. W., UNDERWOOD M., 1985. The evolution of early oceanic lithosphere in the southern RedSea. *Tectonophysics*, 116, 95 – 108.

- GLEADOW A. J. W., LOVERING J. F., 1978. Thermal history of granitic rocks from the Western Victoria; a fission-track dating study. *Journ. Geol. Soc. Australia*, 25, 6, 323 – 340.
- GROCHOLSKI A., 1986. Proterozoic and Paleozoic of Southwestern Poland in a light of new data. *Inst. Geol. Biul.*, 355, 7, 1 – 23.
- GROCHOLSKI A., 1987. Paleozoik południowo-zachodniej Polski. The Paleozoic of Southwestern Poland. *Geol. Sudetica*, 22, 69 – 90.
- GROCHOLSKI W., 1967. Tektonika Gór Sowich. Structure of the Sowie Mts. *Geol. Sudetica*, 3, 103 – 234.
- GUNIA P., 1989. Ultrabasic rocks of the Braszowice-Brzeźnica ophiolite massif; their textural variability and petrologic implications. *In: Narębski W., Majerowicz A.*, (eds.). Lower and Upper Paleozoic metabasites and ophiolites of the Polish Sudetes. Multilat. Coop. of Acad. Sci. Guidebook. Wrocław.
- GUNIA P., 1992. Petrologia skał ultrazasadowych z masywu Braszowic - Brzeźnica (blok przedsudecki). Petrology of the ultrabasic rocks from the Braszowice - Brzeźnica Massif. (Fore-Sudetic Block). *Geol. Sudetica*, 26, 119 – 170.
- GUNIA T., 1968. Fauna, stratygrafia i warunki sedymentacji górnego dewonu depresji Świebodzi. On the fauna, stratigraphy and condition of sedimentation of the Upper Devonian in the Świebodzi Depression (Middle Sudetes). *Geol. Sudetica*, 4, 115 – 218.
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKA I., 1971. Zagadnienie wieku wapieni i fillitów z Małego Bożkowa (Sudety Środkowe). On the age of limestones and phyllites from Mały Bożków (Central Sudetes). *Geol. Sudetica*, 5, 137 – 164.
- HAACK U., 1976. Rekonstruktion der Abkühlungsgeschichte des Damara-Orogens in Südwest-Afrika mit Hilfe von Spaltspuren Altern. *Geol. Rundschau*, 65, 3, 967 – 1002.
- HAAKE R., HERRMANN G., PALCHEN W., PILOT J., 1973. Zur Alterstellung der Granodiorite der westlichen Lausitz und angrenzende Gebiete. *Zeit. geol. Wiss.*, 12, 1669 – 1671.
- HALL R., 1982. Ophiolites: Frigments of Oceanic Lithosphere? *In: Ophiolites and passive continental margins. Ofioliti*, 7.
- HAMILTON W., 1979. Tectonics of the Indonesian Region. *Geol. Survey Prof. Paper*, 1078.
- HAQ B. U., EYSING F. W. B., 1987. Geological Time Table. Elsevier.
- HARLAND W. B., COX A. V., LLEWELLYN P. G., PICTON C. A. G., SMITH A. G., 1982. Geologic time scale. Elsevier.
- HARRISON T. M., CLARKE G. K. C., 1979. A model of the thermal effect of igneous intrusion and uplift as applied to Quottoon pluton, British Columbia. *Can. Jour. Earth Sci.*, 16, 411 – 420.
- HERBICH E., 1980. O rozłamie górnośląskim. On Upper Silesian deep fracture. *Przegl. Geol.*, 3, 156 – 159.
- HERBICH E., 1981. Analiza tektoniczna sieci uskokowej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. A tectonic analysis of the fault network of the Upper Silesia Coal Basin. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 51, 3-4, 383 – 434.
- HOLMES A., 1965. Principles of Physical Geology. Nelson. 1288.
- HUGHES CH. J., 1982. Igneus petrology. 1 – 551. Elsevier. Amsterdam.
- HUTTON D. H. W., DEMSTER T. J., BROWN P. E., BECKER S. D., 1990. A new mechanism of granite emplacement; intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, 343, 452 – 455.
- JAHN A., 1954. Karkonosze - rys morfologiczny. *Czas. Geogr.*, 23/24, 107 – 121.
- JAHN A., 1962. Geneza skałek granitowych. *Czas. Geogr.*, 33, 1, 19 – 44.
- JAHN A., 1980. Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. *Czas. Geogr.*, 51, 2, 129 – 153.

- JAMROZIK L., 1979. Staropaleozoiczne metałupki z radiolarami w strefach metamorficznych okolic Pustkowa Wilczkowieckiego (Dolny Śląsk). Old Paleozoic metashales with radiolarians in metamorphic complex of the Pustków Wilczkowiecki vicinity. (Lower Silesia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49, 3-4, 223 – 329.
- JAMROZIK L., 1981. Tectonic position of ultrabasite-basite massifs surrounding the Góry Sowie Mts block. In: Narębski W. (ed). Ophiolites and Initialites of northern border of the Bohemian Massif. v. II. Potsdam-Freiberg.
- JANECZEK J., 1985. Typomorficzne minerały pegmatytów masywu Strzegom-Sobótka. *Geol. Sudetica*, 21, 2, 1 – 62.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1984. Geochronologiczne studium części północnej osłony granitu Karkonoszy za pomocą metod trakowych. Geochronological study of a part of the northern cover of the Karkonosze granite by fission-track methods. *Arch. Miner.*, 39, 2, 139 – 183.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1987. Geochronologia intruzji waryscyjskich. *Kwart. Geol.*, 31, 4, 531 – 542.
- JAROSZEWSKI W., 1980. Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. 2. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- JELINEK E., SOUCEK J., 1981. Geochemie Jesenického a Sobotinskeho amfibolitoveho massivu. *Acta Universitatis Carolinae - Geologica*. Hejtman Vol. 4, 379 – 411. Praha.
- JERZMANSKI J., 1965. Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. *Inst. Geol. Biul.*, 185.
- JERZMANSKI J., 1991. Nowo wykryte ciała bazytów i ultrabazytów w okolicy masywu Ślęży na bloku przedsudeckim. New basite and ultrabasite bodies in the Ślęża massif vicinity on the Fore-sudetic block. *Państw. Inst. Geol. Biul.*, 367, p. 87 – 104.
- JERZYKIEWICZ T., MIERZEJEWSKI M., ŻELAŻNIEWICZ A., 1974. Joint fracture patterns in basement and sedimentary rocks in the Sudetes Mts. Proc. First Intern. Conf. New Basement Tectonics. Utah Geol. Association. Publ. 5.
- JĘDRYSEK M. O. The geology of Ślęża ophiolite complex (in Polish). M. Sc. thesis. Arch. Inst. Geol. University Wrocław.
- JĘDRYSEK M. O., MAJEROWICZ A., JASIŃSKA B., HAŁAS S., 1989. The migration of oceanic water into the upper mantle; evidence from D, and ¹⁸O values for minerals of rodingitic rock of the ophiolitic complex of Ślęża, SW Poland. *Miner. Polon.*, 20, 1.
- JOHNSSON M. J., 1985. Late Paleozoic - Middle Mesozoic uplift rate, cooling rate and geothermal gradient for south - central New York state. *Nucl. Tracks*, 10, 295 – 301.
- KARACZUN M., KARACZUN K., 1981. Magnetyczna mapa Polski 1:200000.
- KOHN B. P., EYAL M., 1981. History of uplift of the crystalline basement of Sinai and its relation to opening of the Red Sea as revealed by fission track dating of apatites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, 129 – 141.
- KOSSMAT F., 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abh. sächsisch. geol. L. A.*, 1.
- KOWALCZUK J., 1972. Metody sejsmiczne. In: Fajkiewicz Zb. (red.). Zarys Geofizyki Stosowanej. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- KOTAS A., 1975. Budowa geologiczna podłoża GZW. Referat w Oddz. Warsz. Pol. Tow. Geol.
- KOTAS A., 1985. Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). X Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Madrid 1983. *Compt. Rend.* 3.
- KRAL J., 1977. Fission track ages of apatites from the West Carpathians. *Geol. Sbornik*, 28, 2.

- KRYZA R., MUSZYŃSKI A., 1987. Metamorphosed diabase - sedimentary complex from Wojcieszów Dolny - consequence of early rifting of Lower Paleozoic of Kaczawskie Mts. *Przegl. Geol.*, 6, 338 - 344.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A., VIELZEUF D., BOUDAL C., 1988. Transformation de facies schiste bleu en facies schiste vert dans le socle Variscique des Mts. Kaczawa: Example des diabases de Wojcieszów Dolny. In: Lorenc S., Majerowicz A. (eds.). *Petrologie et geologie du socle Variscique des Sudetes polonaises.*, Abstracts, 61 - 62, Wrocław.
- LELIWA-KOPYSTYŃSKI J., BAKUN-CZUBAROW N., 1983. Przejścia fazowe w płaszczu Ziemi. In: Teisseyre R. (red.). *Fizyka i ewolucja wnętrza Ziemi.* Państw. Wyd. Nauk. Warszawa.
- LERDU P., LARDEAUX J. M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J. M., FLOCH P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A., 1989. Ou sont nappes dans le Massif central français? *Bull. Soc. géol. France*, 8, 3, 605 - 618.
- LORENC M. W., 1984. Enklawy homogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzeelińskich. *Geol. Sudetica*, 19, 1, 75 - 100.
- LORENC M. W., 1988. Granitoidy Wzgórz Strzeelińskich. Mat. do sesji nauk.: Budowa, rozwój i surowce skalne krystaliniku strzeelińskiego. Inst. Nauk Geol. Uniwersytet Wrocław, Przedsięb. Geol. Wrocław. 22 - 27.
- LORENC M. W., 1991. Uwagi o genezie intruzji kłodzko - złotostockiej. *Arch. Mineral.*, 47, 79 - 98.
- LORENC M. W., LEWCZUK L., 1981. On the occurrence of quartz diorites in the northern part of the Strzelin granitoid massif (Lower Silesia). *Bull. Acad. Polon. Sci. Ser. Sci. Terre*, 29, 3, 199 - 209.
- LORENZ V., NICHOLLS J. A., 1984. Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. *Tectonophysics*, 107, 25 - 56.
- LYONS J. B., 1980. Uplift of the Lesser Himalayas, Northern Pakistan, as inferred from fission-track ages of sphene, epidote and zircon. In: *Fission-Track Dating Workshop. Abstracts*, Pisa.
- LAPOT W., 1986. Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts. Sudetes. *Geol. Sudetica*, 21, 2, 1 - 144.
- MAJ S., 1983. In: Teisseyre R. (red.). *Fizyka i ewolucja wnętrza Ziemi. cz. 1. Pole cieplne Ziemi.* 92 - 146. Państw. Wyd. Nauk. Warszawa.
- MAJEROWICZ A., 1972. Masyw granitowy Strzegom-Sobótka. *Geol. Sudetica*, 6, 7 - 96.
- MAJEROWICZ A., 1979. Grupa górská Ślęza a współczesne problemy petrologiczne ofiolitów. In: *Wybrane zagad. strat. petr. i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego.* Mat. Konf. Teren. Nowa Ruda. 9 - 34.
- MAJEROWICZ A., 1981. Rock series of the Ślęza Mts. group in the light of petrologic studies of ophiolite complexes. In: Narębski W. (ed.). *Ophiolites and Initialites of N border of the Bohemian Massif. II. Potsdam-Freiberg.*
- MAJEROWICZ A., 1990. Some petrological problems of the Ślęza ophiolite complex, Sudetes, Poland. Poster at the Internat. Conf. Göttingen.
- MAJEROWICZ A., PIN Ch., 1989. Recent progress in petrologic study of Ślęza Mts. ophiolite complex. In: Narębski W., Majerowicz A. (eds.). *Lower and Upper Paleozoic metabasite and ophiolites of the Polish Sudetes.* Multilateral Coop. Acad. Sci. Guide-book. Wrocław.
- MAJEROWICZ A., PIN Ch., (w druku). The main petrological problems of the Mt. Ślęza ophiolite complex, Sudetes, Poland. *Centralbl. f. Min. Petro.*

- MAJEROWICZ A., MIERZEJEWSKI M. P., 1989. Idealised cross section of the Ślęza Group ophiolites. In: Narębski W., Majerowicz A. (eds.). Lower and Upper Paleozoic metabasites and ophiolites of the Polish Sudetes. Guide-book. Wrocław.
- MAJEROWICZ A., SKURZEWSKI A., 1987. Granity z okolicy Wojcieszowa w Górach Kaczawskich. *Acta Universitatis Wratislaviensis. Pr. Geol. Miner.*, 10, 788.
- MÁSKA M., 1954. K tektonické analýze krystalinika. 1 – 258. Československé Akad. Ved. Praha.
- MASTALERZ K., 1990. Lacustrine succession in fault-bounded basins; 1. Upper Anthracosia shale (Lower Permian) of the North-Sudetic Basin. SW. Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 60, 75 – 106.
- MAZUR S., 1987. Tectonics of Upper Devonian and Lower Carboniferous rocks sequence in the Dzikowiec quarry (Bardo Mts.). *Przeł. Geol.*, 35, 6, 327 – 332.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1977. Dysjunkcje koncentryczne rejonu Jakuszyce w granitowym masywie Karkonoszy. Concentric pattern of faults near Jakuszyce, the Karkonosze granite, Sudetes. *Acta Univ. Wratislaviensis*, 378. *Pr. Geol. Miner.*, 6, 303 – 321.
- 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. Polon. Sci. Ser. Sci. Terre*, 29, 4, 311 – 319.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1982a. The problem of flat lying granitic plutons and the velocity of their intrusion. *Veroff. Zentralinst. Physik der Erde*, 72, 140 – 150. Berlin.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1982b. Mapa geologiczna Polski, arkusz Szklarska Poręba. 1:25000. The geologic map of Poland. The Szklarska Poręba quadrangle. 1:25000. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1985. Denudacja Prakarkonoszy w permo-karbonie i mezozoiku. Denudation of the ancient Karkonosze Mts. during Permo-Carboniferous and Mesozoic Era. *Geol. Sudetica*, 20, 1, 197 – 226.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1986a. Nasunięcie i uskok przesuwczy na granicy między Kotliną Jeleniogórską a Pogórzem Karkonoskim. Overthrust and strike slip fault at the boundary of the Jelenia Góra Kettle and Karkonosze foot hills. *Przeł. Geol.*, 10, 557 – 581.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1986b. Układ wielkich bloków w Sudetach Zachodnich. The great block pattern of the Western Sudetes. (in Polish only). In: Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl kaledońsko-waryscyjski. Uniwersytet Wrocławski.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1988. Rozważania na temat niektórych procesów tektonicznych jakie oddziaływały na masyw granitowy Strzegom-Sobótka. In: Andrzejewski R., Kozłowski S. (red.). Problemy rozwoju Strzegomsko-Borowskiego okręgu funkcjonalnego eksploatacji granitoidów. Książ. X.1988. "Cuprum" Wrocław.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1989. Sectorial shortening of Silesian Orogen, movements of the Sowie Góry Mts block and the position of Lower Silesian ophiolites. In: Narębski W., Majerowicz A. (eds.). Lower and Upper Paleozoic metabasites and ophiolites of the Polish Sudetes. Guide-book. Wrocław.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1990. Redundancja geologiczna na przykładzie Sudetów. Odczyt na posiedzeniu Pol. Tow. Geol. we Wrocławiu.
- MIERZEJEWSKI M. P., BARANOWSKI Z., 1973. Mapa geologiczna bloku karkonosko-izerskiego. Z badań geologicznych Regionu Dolnośląskiego. 22. *Inst. Geol. Biul.*, 264.
- MIERZEJEWSKI M. P., GRODZICKI A., 1982. O możliwości znalezienia kasyterytu w Karkonoszach. Potential casiterite ore in the Karkonosze Mts. *Przeł. Geol.*, 8, 389 – 395.

- MIERZEJEWSKI M. P., MAJEROWICZ A., CZERWIŃSKI J., 1983. Objasnienia do geologicznej mapy ark. Szklarska Poręba. 1 – 83. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- MIERZEJEWSKI M. P., WOJNAR B., 1985. Problem następstwa wiekowego dwóch ciał granitowych i zmienność temperatury krystalizacji w skale z Janowic Wielkich w Rudawach Janowickich. A sequence of two granitic masses and their crystallization temperatures in the endocontacts. *Geol. Sudetica*, 21, 1, 231 – 252.
- MIERZEJEWSKI M. P., OBERC-DZIEDZIC T., 1990. The Izera-Karkonosze Block and its tectonic development (Sudetes, Poland). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 179, 197 – 222.
- MILEWICZ J., 1972. Nowe dane o górnym karbonie w depresji północno-sudeckiej. *Inst. Geol. Biul.*, 259, 21, 153 – 171.
- MISZEWSKI K., 1977. Drobne struktury tektoniczne i następstwo deformacji w warstwach andelskohorskich (SE część bloku przedsudeckiego). Small scale tectonic structures and sequence of deformations in the Andelska Hora beds (SE part of the Fore-Sudetic block). *Geol. Sudetica*, 12, 2, 133 – 144.
- MIYASHIRO A., 1972. Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism. In: Ritsema A. R. (ed.). *The Upper Mantle. Developments in Geotectonics*. 4, 141 – 159. Elsevier.
- MROCZKOWSKI J., 1972. Sedymentacja pstrego piaskowca w niecce północnosudeckiej. *Acta Geol. Polon.*, 22, 2, 351 – 377.
- MROCZKOWSKI J., MADER D., 1985. Sandy Inland braidplain deposition with local eolian sedimentation in the Lower and Middle parts of the Bundsandstein and sandy coastal braidplain deposition in the Topmost Zechstein in the Sudetes (Lower Silesia, Poland). In: Mader D. (ed.). *Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Bundsandstein of Europe. Lecture notes in Earth sciences*. 4, 165 – 195. Springer.
- MYERS J. S., 1975. Cauldron subsidence and fluidization mechanism of intrusion of the Coastal Batholit of Peru into its own volcanic ejecta. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, 1209 – 1220.
- NAREBSKI W., 1980. Paleotectonic setting of the circum-Karkonosze Lower Paleozoic spilite-keratophyre suits on geochemistry of iron group elements. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 50, 1, 3 – 25.
- NAREBSKI W., 1981. General geology of the Rudawy Janowickie-Lasocki Grzbiety Range. In: Narebski W. (ed.). *Ophiolites and Initialites of northern border of the Bohemian Massif. Part I*. 59 – 69. Potsdam.
- NAREBSKI W., 1989. General tectonomagmatic evolution of the Polish part of NE margin of the Bohemian Massif. In: Narebski W., Majerowicz A. (eds.). *Multilat. Coop. Acad. Sci. Guide-book*. Wrocław.
- NAREBSKI W., MAJEROWICZ A., 1989. (eds.). Lower and Upper Paleozoic metabasites and ophiolites of the Polish Sudetes. *Guide-book of excursions in Poland*. Wrocław.
- NAREBSKI W., WAJSPRYCH B., BAKUN-CZUBAROW N., 1982. On the nature, origin and geotectonic significance of ophiolites and related rocks suites in the Polish part of Sudetes. *Ofioliti*, 2/3, 407 – 428.
- NAREBSKI W., WOJCIECHOWSKA I., DOSTAL J., PIN CH., 1989. Geochemistry of metabasic rocks of the Kłodzko metamorphic unit; petrogenetic and paleotectonic implication. In: Narebski W., Majerowicz A. (eds.). Lower and Upper Paleozoic metabasites and ophiolites of the Polish Sudetes. *Multilat. Coop. Acad. Sci. Socialist Countries*. "Cuprum" Wrocław.

- OBERC J., 1957. Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. Directions of orogenic stresses in the border zone of Eastern and Western Sudetes. *Acta Geol. Polon.*, 7, 1 – 27.
- OBERC J., 1960a. Podział geologiczny Sudetów. Geological subdivision of the Sudetes. *Pr. Inst. Geol.*, 30, 2.
- OBERC J., 1960b. Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. Eastern Karkonosze tectonic and their position in the Sudeten structure. *Acta Geol. Polon.*, 10, 1.
- OBERC J., 1964. Główna sudecka dyslokacja diagonalna i jej znaczenie dla stanowiska synklinoriów waryscyjsko-laramijskich. Main Sudetic diagonal dislocation and its significance for position of the Variscan-Laramide synclinories. *Kwart. Geol.*, 8, 3, 478 – 490.
- OBERC J., 1965. Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy. *Inst. Geol. Biul.*, 191.
- OBERC J., 1966. Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. *Pr. Inst. Geol.*, 47.
- OBERC J., 1972. Budowa geologiczna Polski, t. 4. Tektonika. cz. 2. Sudety i obszary przyległe. Wydawnictwa Geologiczne 1 – 307. Warszawa.
- OBERC J., 1975. Neotektoniczny rów Rozdroża Izerskiego. In: Mater. I Kraj. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. 1. 157 – 170.
- OBERC J., 1991. Zagadnienie niezakorzenionych waryscyjskich płaszczowin krystalicznego podłoża na Dolnym Śląsku. Problem on non-rooted Variscan nappes of crystalline basement from the Lower Silesia. *Przeł. Geol.*, 1, 437 – 446.
- OBERC J., GÓRECKA T., 1959. Dolnokarbońska erozja serii górnodewońskich na południowym brzegu gnejsów sowiogórskich. Lower Carboniferous erosion of Upper Devonian series on Southern margin of Sowie Góry gneisses. *Kwart. Geol.*, 3, 1, 4 – 56.
- OBERC J., OBERC-DZIEDZIC T., KLIMAS-AUGUST K., 1988. Rękopiśmienna mapa geologiczna krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. Mapy, przekroje, profile. Załącznik do sesji naukowej. Wrocław.
- OBERC-DZIEDZIC T., 1991. Pozycja geologiczna granitoidów strzelińskich. Geological setting of the Strzelin granitoides. *Acta Univer. Wratislaviensis*. 1375. *Pr. Geol. Miner.*, 29.
- 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. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 150, 353 – 369.
- PETRASCHECK W. E., 1943. Einige Beziehungen zwischen Intrusionstektonik und Lagerstättenverteilung. *Geol. Rundschau*, 34, 1, 38 – 54.
- PIN Ch., MIERZEJEWSKI M. P., DUTHOU J. L., 1987. Wiek izochronowy Rb/Sr granitu karkonoskiego z kamieniołomu Szklarska Poręba Huta oraz oznaczenie stosunku inicjalnego $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w tymże granicie. Age of Karkonosze Mts. granite dated by the isochrone Rb/Sr and its initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value. *Przeł. Geol.*, 10, 512 – 517.
- PIN Ch., MAJEROWICZ A., WOJCIECHOWSKA I., 1988. Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace elements evidence. *Lithos*, 21, 195 – 209.
- PIN Ch., PUZIEWICZ J., DUTHOU J. L., 1989. Ages and origins of a composite granitic massif in the Variscan belt: A Rb/Sr study of the Strzegom-Sobótka massif. W. Sudetes (Poland). *N. Jb. Miner. Abh.*, 160, 71 – 82.
- PITCHER W. S., 1983. Granite type and tectonic environment. In: Mountain building processes. Academic Press. London
- PITCHER W. S., ATHERTON M. P., COBBING E. S., 1985. (eds.). Magmatism at a plate edge. Blackie and John Wiley.

- POREBSKI S. J., 1987. Środowisko depozycyjne i wpływ tektoniki na sedymentację dewonu i karbonu w depresji Świebodzi. *Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Wałbrzychu*. 117 – 130.
- POREBSKI S. J., 1990. Onset of coarse clastic sedimentation in the Variscan realm of the Sudetes (SW Poland). An example from the Upper Devonian-Lower Carboniferous Świebodzi successions. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 179, 2/3, 259 – 274.
- POŻARYSKI W., KOTAŃSKI Z., 1974. Polska na tle Europy. Fig. 2. Szkic tektoniczny waryscydyów środkowej Europy. *In: Pożaryski W. (red.). Budowa geologiczna Polski. t. 4. Tektonika cz. 1. Niż Polski. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa*.
- PRZEWŁODZKI K., MAGDA W., THOMAS H. H., 1962. Age of some granitic rocks in Poland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, 1069 – 1075.
- PUZIEWICZ J., 1990. Masyw granitowy Strzegom-Sobótka. Aktualny stan badań. Strzegom-Sobótka granitic massif (SW Poland) Summary of recent studies. *Arch. Miner.*, 45, 1-2, 135 – 154.
- PUZIEWICZ J., 1992. Geneza granodiorytu z Koźmic, (strefa Niemczy, Dolny Śląsk). *Arch. Miner.* 47, 2, 69 – 94.
- PYTKOWSKI W., 1985. Organizacja badań i ocena prac naukowych. Państw. Wyd. Nauk. Warszawa.
- SAVIELJEVA G. N., 1989. Ofiolity Uralu. Odczyt na konf. WWANKS w Żelaznie, na Dolnym Śląsku.
- SCHROEDER E., 1977. Probleme des Initialmagmatismus in der mitteleuropäischen Varisziden. *Veröffent. Zentralinst. Physik d. Erde*, 44, 65 – 73. Potsdam.
- SCHWINNER R., 1928. Schweremessungen und Gebirgsbau im Riesengebirge. *Preus. Geol. L. A.*, 49, 1, 270 – 278.
- SHARMA K. K., BAL K. D., PARSHAD R., LAL N., NAGPAUL K. K., 1980. Paleouplift and cooling rates from various orogenic belts of India, as revealed by radiometric ages. *Tectonophysics*, 70, 135 – 158.
- SKACEL J., 1979. Tektonické plochy na styku východních a středních Sudet. *Acta Univ. Paladionae Olomouc, Fac. rev. nat.*, 62, *Geol.-geogr.* 17, 97 – 106.
- SMULIKOWSKI K., 1956. Kataklazyty okolic Cieszowa na Dolnym Śląsku. Cataclastic sites in the neighbourhood of Cieszów, (Lower Silesia). Z badań geol. na Dolnym Śląsku. 4, *Inst. Geol. Biul.*, 112.
- SMULIKOWSKI K., 1958. Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. *Studia Geol. Polon.*, 1.
- SMULIKOWSKI K., 1960. Evolution of the granite-gneisses in Śnieżnik Mountains-East Sudetes. *Internat. Geol. Congr., Part. 14*. 120 – 130. Copenhagen.
- SMULIKOWSKI K., 1973: Les roches métamorphiques du Mont Śnieżnik et de la région de Łądek. *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silesie. XV-e Session de l'AZOPRO*. 69 – 77. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. 1979. Polymetamorphic evolution of the crystalline complex of Śnieżnik and Góry Złote Mts. in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, 14, 1, 7 – 79.
- SMULIKOWSKI W., 1972. Petrogenetyczne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. Petrogenetic and structural problems of the northern cover of the Karkonosze granite. *Geol. Sudetica*, 6, 97 – 188.
- SMULIKOWSKI W., 1990. Alkali amphiboles of the low grade metamorphic rocks of Kaczawa Mts. West Sudeten, Poland. Alkaliczne amfibole w skałach metawulkanicznych o niskim stopniu zmetamorfizowania z obszaru Gór Kaczawskich, Sudety Zachodnie, Polska. *Geol. Sudetica*, 25, 1-2, 29 – 58.
- SOGA N., SCHREIBER E., ANDERSON O. L., 1966. Estimation of bulk modulus and sound velocities of oxides at very high temperatures. *Jour. Geophys. Res.*, 71, 5315 – 5320.

- SOLECKI A., 1987. Tektonika dysjunktywna i jej wpływ na warunki występowania kopalin w synklinorium północnosudeckim. (nie publikowane) Arch. ING. Wrocław.
- SPETZLER H., ANDERSON D. L., 1968. The effect of temperature and partial melting on velocity and attenuation in a simple binary system. *J. Geophys. Res.*, 73, 6051 – 6060.
- SROKA W., 1991. Tektoniczny charakter krawędzi Pogórza Karkonoskiego. *Acta Univ. Wratislaviensis. Pr. Geol. Miner.*, 29, 239 – 250. Wrocław.
- STAUFENBERG H., 1985. Apatite fission-track ages in the Central Eastern Alps. (Austria). *Nucl. tracks*, 10, 3, 429.
- STETTNER G., 1971. Orogene Schollentektonik und granitoide Mobilisation im Westteil der Böhmischen Masse. *Geol. Rundschau*, 60, 4, 1465 – 1487.
- SUESS F. E., 1912. Die morawischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. *Denkschriften österr. Akad. Wiss. mat-naturwis. Kl.*, 88, 541 – 631.
- SUESS F. E., 1926. Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin.
- SUESS F. E., 1934. Bericht ueber eine geologische Excursion nach Hauzenberg im Bayerischen Walde. *Akad. Wiss. Math.-nat. Kl. Sitz. Ber. Abt. I.* 143 – 157. Wien.
- SUESS F. E., 1935: Der lugische Bau in seinem Verhältnis zur variszischen Orogenese. *Mitt. geol. Gesel. in Wien*, 28, 1 – 36.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J., 1968. The metamorphic series of the Karkonosze - Góry Izerskie mountainous block. *Inst. Geol. Biul.*, 222.
- TEISSEYRE A. K., 1971. Charakterystyka sedymentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lower Kulm of Intra-sudetic Basin. *Geol. Sudetica*, 5, 237 – 273.
- TEISSEYRE A. K., 1975. Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Sedimentology and paleogeography of the Kulm alluvial fans in the western Intra-sudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland). *Geol. Sudetica*, 9, 3, 7 – 113.
- TEISSEYRE H., 1956. Depresja Świebodzić jako jednostka geologiczna. Świebodzić Depression as a geological unit. Z badań geol. na Dolnym Śląsku. 3. *Inst. Geol. Biul.*, 106.
- TEISSEYRE H., 1964. Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. *Acta Geol. Polon.*, 14, 4.
- TEISSEYRE H., 1967. Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. The metamorphic series of the Kaczawa Mts. Przew. do 40 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Zgorzelcu. 11 – 45.
- TEISSEYRE H., 1968. Stratigraphy and tectonics of the Świebodzić Depression. Stratygrafia i tektonika depresji Świebodzić. Z badań geol. na Dolnym Śląsku. t. 16. *Inst. Geol. Biul.*, 222.
- TEISSEYRE H., 1973. Geology of the Śnieżnik Mountain Group. Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie. XV-e Session de l'AZOPRO. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1976. Spękania skalne w SE części Gór Kaczawskich i w N części depresji Świebodzić. Joints in the south-eastern part of the Kaczawa Mts. and in the northern part of the Świebodzić depression. (Sudetes Mts.). *Geol. Sudetica*, 11.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957. Regionalna geologia Polski. t. 3. z. 1 Sudety. Pol. Tow. Geol. Kraków.

- TEISSEYRE J. H., 1962. Budowa geologiczna elementu Strugi. Structural features and development of the Struga element in the Middle Sudetes. *Acta Geol. Polon.*, 12, 3, 393 – 420.
- TEISSEYRE J. H., 1971. O wieku i następstwie warstw w skałach metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockiego. On the age and sequence of beds in the metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge. *Geol. Sudetica*, 5, 165 – 210.
- TEISSEYRE J. H. 1973. Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Lasockiego Grzbiecie. Metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet range. *Geol. Sudetica*, 8, 7 – 120.
- TOLLMANN A., 1985. Das Ausmass des variszischen Deckenbaues im Mołdanubikum. *Krystalinikum*, 18, 117 – 132.
- TREPKA S., MIERZEJEWSKI M. P., 1961. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Jordanów Śl. 1:25000. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- URBANEK Z., 1975. On the occurrence of Upper Devonian rocks in the epimetamorphic complex of the Kaczawa Mts. (Western Sudetes). *Bull. Acad. Polon. Sci. Ser. Sci. Terre*, 22, 3 – 4.
- VOO VAN DER R., 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics*, 7, 5 – 56.
- WAGNER G. A., REIMER G. M., JÄGER E., 1977. Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. *Memoire degli Inst. di Geologia e Miner. del l'Universita di Padova*. 30, 1 – 28.
- WAJSPRYCH B., 1978. Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich. Allochthonous Paleozoic rocks in the Visean of the Bardzkie Mts. (Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48, 1, 99 – 127.
- WEBER K., 1986. The Mid-European Variscides in terms of allochthonous terrains. Proc. of the third workshop on the European Geotraverse (E. G. T.) Proj. Freeman R., Mueller S., Giese P. (eds.). European Science Foundation.
- WERNER C. D., 1981. Sächsische Granulitgebirge - Saxonian Granulite Massif. In: Kramer W., Werner C. D., (eds.). Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif. 1, 129 – 162. Potsdam.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1969. Granitoidy Barda w Sudetach. Granitoids of Bardo in Sudetes. *Arch. Miner.*, 28, 2.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1976. Granitoidy kłodzko-złotostockie i ich kontaktowe oddziaływanie na skały osłony. Granitoids of the Kłodzko-Złoty Stok massif and their contact influence on the country rocks. (Petrographic characteristics). *Geol. Sudetica*, 11, 2.
- WOJCIECHOWSKA I., 1966. Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Ścinawki Kłodzkiej. Geology of the metamorphic massif in the basin of the Ścinawka Kłodzka. *Geol. Sudetica*, 2.
- WOJCIECHOWSKA I., 1975. Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych. Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations. *Geol. Sudetica*, 10, 2.
- WOJCIECHOWSKA I., 1986. Metabasites in the NW part of Śnieżnik metamorphic unit (Kłodzko area, Sudetes, Poland). *Geol. Rundschau*, 75, 3, 585 – 593.
- WOJCIECHOWSKA I., NARĘBSKI W., DOSTAŁ J., PIN Ch., 1989. Geochemistry of metabasic rocks of the Kłodzki metamorphic unit; petrogenetic and paleotectonic implications. In: Narębski W., Majerowicz A. (eds.). Multilat. Coop. Acad. Sci. Guide-book. Wrocław.

- WOJNAR B., 1977. Petrografia granitu z Górki Sobockiej na bloku przedsudeckim. The petrography of granit of Górka Sobocka. (Fore-sudetic block). *Acta Univer. Wratislaviensis*. 378. *Pr. Geol. Miner.* 6, 139 – 156.
- ZEITLER P. K., TAHIRKHELI R. A. K., NAESER C. W., JOHNSON N. M., LYONS J. B., 1980. Uplift of the Lesser Himalayas, Northern Pakistan, as inferred from fission-track ages of sphene, epidote and zirkon. *In: Fission-Track Dating Workshop. Abstracts.* Pisa.
- ZINKIEWICZ J., 1973. Wyznaczenie wieku bezwzględnego skał metodą rubidowo-strontową. *Przegl. Geol.*, 5, 251 – 254.
- ZNOSKO J., 1981. The problem of oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes Mts. *In: Narębski W. (ed.). Ophiolites et initialites of northern border of the Bohemian Massif. II.* Potsdam.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 1984. Synmetamorphic penetrative mylonitization in orthogneisses of the Bystrzyca Mts., Sudetes. *Acta Geol. Polon.*, 34, 1-2, 111 – 130.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 1987. Tektonika i metamorficzna ewolucja Gór Sowich. Tectonic and metamorphic evolution of the Sowie Góry, Sudetes Mts. SW Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 57, 203 – 348.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 1990. Deformation and metamorphism in the Góry Sowie gneiss complex, Sudetes, SW Poland. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 179, 2-3, 129 – 157.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 1991. Uwagi o deformacji ortognejsów oczkowych w kopule Orlicko-Śnieżnickiej. *In: Dumicz M. (red.). Następstwo serii skalnych masywu Śnieżnika, w świetle kartografii geologicznej, analizy strukturalnej i badań radiometrycznych.* Mat. Konf. Teren. Łądek Zdrój. 122 – 136.

Michał Paweł MIERZEJEWSKI

DISPLACEMENTS OF LITHOSPHERIC BLOCKS AND THE GENERATION AND MOVEMENTS OF MAGMA – SOME EXAMPLES FROM SUDETES MTS. AND FORESUDETTIC BLOCK¹

SUMMARY

As a result of closing of the Niemcza narrow basin with oceanic floor, some geological units of the Sudetes Mts. and Foresudetic Block were arranged in a imbricational pile.

The imbrication process was followed by production of magma. The factors which helped the magma fusion are discussed.

This paper deals not only with a wide range of questions concerning the regional geology of Variscan Sudetes Mts. but has a more general significance. The pattern of geological units in the Sudetes Mts. was recognized as a "mosaic" and named "Lugicum" (Suess 1935; Kossmat 1927), because it does not resemble a typical orogen. It is rather an intriguing design of metamorphic, sedimentary and igneous units. Great efforts were made to solve the nature of this mosaic, but the problem still exists.

¹ Manuscript received 14 April 1992, accepted 27 October 1993.

In the last decade, great progress has been achieved in understanding the role of basic and ultrabasic rocks in the area (Cwojdzinski 1977, 1980; Majerowicz 1979, 1981; Majerowicz *et al.* 1989; Narębski 1980, 1981; Znosko 1981; Borkowska, 1985; Pin *et al.* 1988; Dziedzicowa 1989; Wojciechowska 1986; Wojciechowska *et al.* 1989). It is assumed that in the Sudetes Mts. and its foreland a narrow basin with oceanic floor existed (Majerowicz 1990), but its width didn't exceed the second stage of Wilson's cycle. In the zone where the basin previously existed (with yet not exactly defined margins) one can observe serpentinite, gabbro, amphibolite in the form of sheeted dikes, associated with deep-sea sediments. These rocks are accompanied by later formed quartz diorite and tonalites (H. Dziedzic 1973; Lorenc, Lewczuk 1981) showing some features of "I" type granitoids (Pin *et al.* 1987).

Nevertheless, no signs of Miyashiro's metamorphic belts were found, and the problem arose in which way the basin was closed? It is suggested that the closing of the basin proceeded as a sequence of rotation of geological units which finally gave the imbrication pattern of the West Sudetes Mts. (Mierzejewski 1986b). The pattern of the East Sudetes is beyond the scope of this paper.

The border between the East and West Sudetes is assumed here as the Niemcza zone, which coincides with the occurrence of serpentinite and gabbro bodies and which is regarded by the author as a suture zone. It should be mentioned that no consensus has been achieved concerning this question (Pin *et al.* 1987, Dziedzicowa 1989; Gunia 1989).

In the West Sudetes and its foreland the imbricated units, from east to west, are as follows: the gneissic block of the Sowie Góry Mts. (bgGS), the sediments of the Świebodzice depression (DŚ), the southern part of Kaczawa Mts. epimetamorphic rocks (emGK), the gneissic block of the Izera Mts. (bgI), and the gabbro massif of Nowa Ruda in the Intra-sudetic basin (gmNR).

The first of these, the bgGS is composed of gneisses Pt₃ in age (Gunia 1989), documented by microfossils. The main lineation plunge there 35° to SE (Grocholski 1967). In the NW part of the Sowie Góry Mts., within the gneisses, granulite and eclogite bodies crop out; strata from the lowest parts of the crust. Therefore, both the lineation and the rock types indicate, that the NW part of the bgGS is elevated, and the SE part lowered. The elevated NW edge of this block was eroded during the Upper Devonian. Pebbles of the Sowie Góry Mts. gneisses have been found in the Upper Devonian of the Świebodzice depression (Bederke 1924).

Individual members of sedimentary cover of the gbGS are getting younger (Upper Visean) towards SE (Łapot 1986). The Late Visean transgression came from SE, and probably never reached the NW part of this region (Łapot 1986). Therefore, the rotation of the bgGS occurred not only in the Upper Devonian but probably also during the Uppermost Visean.

In front of the raised northern part of the bgGS, there was established a sedimentary basin of the Świebodzice depression (DŚ), filled with deposits ranging from the Frasnian to Tournaisian in age (Gunia 1968). The sedimentary sequence was characterised by increasing upwards grain-size (Porębski 1987), and, besides, by some features of autocanibalism of the basin (H. Teisseyre 1968). Consequently in younger strata there occur pebbles origin-

ated from older strata of the same basin. In these deposits, there are also pebbles derived from the Sowie Mts. gneisses, which are gradually more frequent towards the top (Porębski 1987).

The Świebodzice depression was deformed in several folds (H. Teisseyre 1968). The axis of larger syncline, is situated near the southern border of this unit, not far from the bgGS. The diabases of the Struga horst (J. H. Teisseyre 1962) which is exposed in the west part of the Świebodzice depression, among the sedimentary rocks, may be interpreted as a fragment of emKM.

An analysis of the map suggests that the Świebodzice depression unit was previously extended further to the east and west (H. Teisseyre 1968, and E. Durrance field discussion). Therefore, during its formation this unit was not limited between the two main sudetic faults – Intrasudetic and Marginal Sudetic ones. Porębski (1987) tried to explain the formation of the Świebodzice depression by pull apart mechanism. In the light of the above mentioned features it seems rather difficult to accept such interpretation. In fact, along the Marginal Sudetic fault, where it crosses the block of the Sowie Góry Mts. gneisses, no signs of significant horizontal movements are visible. The same is valid for the second fault in question. This is of course not consistent with a pull apart basin concept.

The origin of Świebodzice depression and its sedimentological and tectonic features (very complex and intriguing), would be better explained in terms of inter-imbrication basin or flex and load basin sensu "b" or "e" basins in P. F. Friend's (1985) classification (Fig. 2). This basin was probably formed when the bgGS was thrust on the basement of the Świebodzice depression. The above described rotation of the bgSG unit seems to be connected with this thrusting event.

The third, Kaczawa Mts. block, (Cambrian through Lower Carboniferous in age) consists of at least three or four nappes (H. Teisseyre 1967) with the main lineation plunging 15 - 20° to SE. The lowest nappe is situated in the NW part of these mountains, the uppermost in the SE one. It is therefore obvious, that the emGK, as a whole block, was also uplifted in its NW part, and lowered in the SE.

The Izera Mts. gneisses were probably also involved in the process of imbrication. As follows from W. Smulikowski's (1972) paper, the uppermost part of the complex (granites) is exposed in the east part of that unit, and the base part (granodiorites) in the west.

A similar geometric pattern can be observed in the Nowa Ruda gabbro massif situated within the Intra-sudetic basin. Whether the Lower Carboniferous and Lowermost Namurian sediments of the Intra-sudetic basin are imbricated is an open question.

Summing up this consideration, the rotation process described has involved five the above mentioned units. In the West Sudetes, West of the Niemcza N - S zone, a block structure occurs, resembling in its stacking the imbrication of pebbles in a stream. Probably there exists not only an imbricate structure but also a tile-like arrangements of blocks. If someone accepts the idea of successive thrusting of blocks, the nature of their imbricated position is quite clear.

The ophiolites of the Niemcza N-S zone were probably obducted onto unknown basement (here proposed to be called "the Sub-Sowie Góry Mts. block" (sub-bgSG)). Subsequently, the gneissic block of Góry Sowie Mts. was thrust over that basement covered by ophiolites. The mirror image of dislocations and magnetic anomalies around the Sowie Góry block suggest this block was transported from the east (Fig. 6).

The closing of the basin, and the imbrication of large geologic units (imbrication is a result of a dynamic process) were of course connected with thrusting, tilting, and friction heating along the thrust planes, as well as some seismic wave generation. According to Stettner (1971), Brewer (1981) and Frischbutter, Hanisch (1991) calculations, the friction heating leads to the generation of "frictionites" that means to melting of limited amounts of magma.

Normally, the seismic wave energy is dispersed within a large volume of hundreds or thousands km³, but when the material is already heated the seismic energy is absorbed, and finally converted into thermal energy. Probably, this process is avalanche in character: the broader frictionite zones are the greater is the conversion of seismic energy into thermal effect. In this way the gap between the temperature controlled by geothermal gradient in the crust and the solidus temperature of different parts of imbricated pile is bridged, and the amount of magma is greater and greater. It explains, why the magmatic intrusions take place in a pulsatory manner, and why the successive pulses exhibit different Sri.

This idea on the generation of magma is a working hypothesis only. This hypothesis should be discussed among specialists, petrologists and geophysicists. Nevertheless, the process of imbrication in the Sudetes Mts. (Late Devonian - Early Carboniferous) is roughly synchronous with the magma generation or the granitoid intrusions (Namurian - Westphalian) occurred fifty Ma latter (Fig. 10).

In the study area it is impressive that the emplacement of three large granitoid bodies (Fig. 8) are connected with the formation of three sedimentary basins (Mierzejewski 1981). The time of origin of these twin units is nearly synchronous. This is especially striking for the North-sudetic basin and the Strzegom Sobótka granite massif.

It should be mentioned that the pattern of the three granitic bodies and three basins is only one example of several other rotational block structures which occur in Europe (Jaroszewski 1980; Bogacz, Krokowski 1981; Van der Voo 1969; Bachtadse, Van der Voo 1986 Weber 1986; Edel, Coulon 1982; Lorenz, Nicholls 1984; Eldredge *et al.* 1985).

The generation of magma was therefore connected with negative vertical movements (formation of basins). On the other hand, the magma uplifted the metamorphic country rocks, which, consequently were unstable, and slid aside onto the sedimentary rocks of the Świebodzice depression. This idea solves the old problem (H. Teisseyre 1956; K. Smulikowski 1956) of the origin of the Jaskólin element, a pile of greenschist and other volcanogenic rocks associated with cataclasites in their base.

After these rather rapid vertical and horizontal Variscan movements, the granitoid bodies were slowly but stably raised which was followed by denuda-

tion. That process exemplified by the Karkonosze Mts. and spanning the time since Carboniferous till now, was described in details (Mierzejewski 1985). The denudation rates were estimated for different periods of Mesozoic and Cainozoic Erae.

The described chain of processes is therefore rather long. It consists of: the formation of basin, its closing connected with imbrication of large geologic units, generation of magma in the imbricated pile, followed by negative and positive vertical movements and gravitational slides. In final stage of this long sequence of events, new formed granitoid bodies are subjected to isostatic movements and denudation.

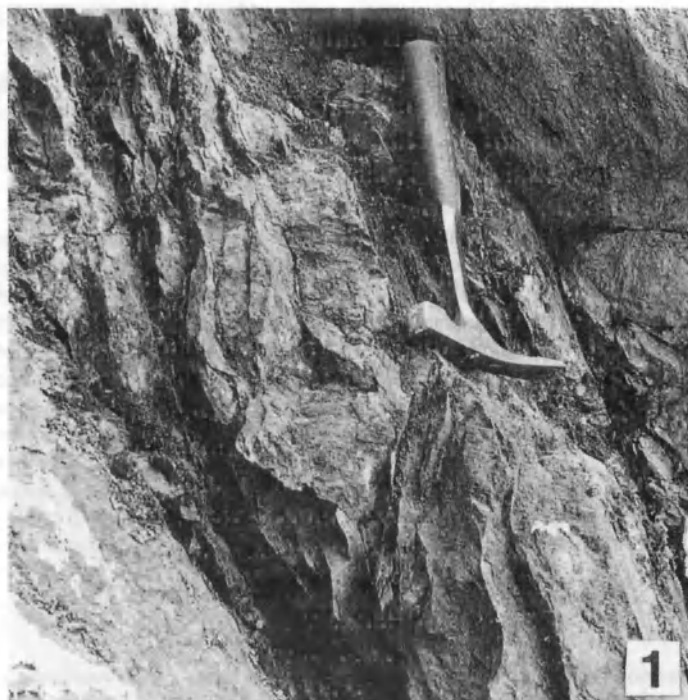
The presented model in this way can explain very complicated Sudetic mosaic design.

*Department of General Geology,
Institute of Geological Sciences,
Wrocław University, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław*

OBJAŚNIENIA PLANSZY EXPLANATIONS OF PLATE

Plansza (Plate) I

- 1 — Dyslokacje bliźniacze. Kamieniołom na południowym skraju wsi Pogorzała
Fot. J. Stachowiak
Duplex structures. The quarry at the south end of Pogorzała village
Photograph by J. Stachowiak
- 2 — Kliważ międzywarstowy. Szarogłazy i mułowce dewonu górnego. Pogorzała
Fot. J. Stachowiak
Cleavage in Upper Devonian mudstones and greywackes. Pogorzała village
Photograph by J. Stachowiak



Michał P. MIERZEJEWSKI – Przemieszczenia fragmentów litosfery a powstawanie i ruchy magm – wybrane przykłady z regionu sudeckiego i przedsudeckiego