

Marek MICHNIEWICZ\*

## PRÓBA INTERPRETACJI WCZESNYCH ETAPÓW TEKTOGENEZY SUDETÓW W NAWIĄZANIU DO TEORII DIAPIRYZMU WGLĘBNEGO ORAZ KONCEPCJI GŁĘBOKICH ROZŁAMÓW

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	75
Wstęp . . . . .	76
Problem wczesnych etapów tektonogenezy Sudetów w świetle wyników badań geologicznych ostatnich lat . . . . .	76
Typy genetyczne deformacji, ich symbolika . . . . .	78
Deformacje i elementy strukturalne związane z fazami nacisków tangencjalnych i ich wpływ na dalszy rozwój strukturalny Sudetów . . . . .	79
Główne fazy kopułotwórcze w Sudetach na tle wywołanych przez nie przeobrażeń strukturalnych . . . . .	86
Plutonizm granitoidowy i jego związki z budową strukturalną i deformacjami w Sudetach . . . . .	98
Granitoidy związane z fazą deformacyjną $DT_2$ (ardeńską?) . . . . .	101
Granitoidy związane z fazą deformacyjną $DT_3$ (wczesnobretońską) . . . . .	107
Granitoidy związane z fazą deformacyjną $DT_4$ (sudecką) . . . . .	109
Granitoidy związane z fazą deformacyjną $DT_5$ (asturyjską) . . . . .	111
Granitoidy związane z fazą deformacyjną $DT_6$ (saalską) . . . . .	118
Schyłkowe przejawy magmatyzmu waryscyjskiego w Sudetach związane z fazą $DT_7$ (wczesnopalatynacką) . . . . .	119
Struktury deformacyjne związane genetycznie z przemieszczaniem się intrudujących granitoidów . . . . .	121
Wulkanizm i jego powiązania z plutonizmem na tle niektórych aspektów problematyki złożowej w Sudetach . . . . .	124
Związki faz deformacji tangencjalnych i faz deformacji kopułotwórczych — schemat ewolucyjny wczesnych etapów tektonogenezy Sudetów . . . . .	128
Wnioski końcowe . . . . .	131
Literatura . . . . .	133
Early stages of the tectogenesis of Sudetes Mts as interpreted in the light of deep diapirism theory and the concept of deep fractures — summary . . . . .	138

### Streszczenie

Orogen sudecki powstał — zdaniem autora — w wyniku kilku faz podobnie zorientowanych nacisków tangencjalnych, które to naciski zaznaczyły się pomiędzy platformą wschodnioeuropejską a Masywem Czeskim. Naciski prowadziły do stopniowego zawężania środkowoeuropejskiej strefy geosynklinalnej, leżącej między wspomnianymi dwoma masywami oporowymi. Zawężaniu tej strefy, założonej najprawdopodobniej u schyłku prekambriu, być może w wendzie, towarzyszyła migracja obszaru geosynklinalnego ku zewnętrznym peryferiom późniejszego orogenu sudeckiego. Wiele danych wskazuje przy tym, że mimo wielofazowości wczesne etapy rozwoju orogenu sudeckiego

wiązać należy z jednym cyklem rozwojowym geosynkliny środkowoeuropejskiej. Zwężenie strefy geosynklinalnej, związane z deformacjami tangencjalnymi, prowadziło do rozbudowy tej strefy w profilu pionowym i pograżania jej partii bazalnych, co z kolei wiązało się z oddziaływaniem na nie coraz wyższych temperatur. Potwierdzeniem tego jest obserwowany w Sudetach progresywny przez dłuższy czas charakter procesów metamorficznych. Taki rozwój orogenu sudeckiego doprowadzić musiał do przetapiania pograżonych bazalnych partii pierwotnej struktury geosynklinalnej i powstawania magm palignetycznych, z tym zaś był związany wzrost objętości sięgający 12%

\* Oddział Dolnośląski Instytutu Geologicznego, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław.

Satran 1978). Paralelizacja głównych etapów deformacji tektogenu sudeckiego z rozwojem waryscydów środkowoeuropejskich wydaje się słuszna również w świetle pozycji tego tektogenu względem złożonej

struktury Masywu Czeskiego. Brzeżne, peryferyczne położenie Sudetów pozwala wiązać ich tektogenezę raczej z młodszymi etapami ewolucji wspomnianego Masywu.

## TYPY GENETYCZNE DEFORMACJI, ICH SYMBOLIKA

Punktem wyjścia do dalszych rozważań jest problem najstarszych generacji struktur fałdowych w Sudetach, w tym zaś szczególnie ich przestrzenna orientacja, gdyż rozwój megaform tych struktur rzutował na dalszą ewolucję orogenu sudeckiego. Analizę tego zagadnienia utrudniały dwa czynniki. Jednym z nich była odmienna symbolika struktur fałdowych stosowana przez różnych badaczy metamorfiku sudeckiego — zmuszało to do przeprowadzenia żmudnej korelacji wspomnianych form pomiędzy różnymi rejonami Sudetów. Drugi czynnik nie był dotychczas akcentowany w literaturze dotyczącej geologii strukturalnej Sudetów. Chodzi tu o zróżnicowanie genetyczne deformacji, w których wyniku tworzyły się poszczególne systemy struktur fałdowych.

W świetle analizy obejmującej interdyscyplinarnie aktualny stan rozpoznania geologicznego Sudetów można stwierdzić, że dominujący typ genetyczny reprezentują deformacje wywołane bezpośrednio przez naciski tangencjalne pomiędzy Masywem Czeskim a platformą wschodnioeuropejską. Ze względu na podstawową przyczynę omawianych deformacji — naciski tangencjalne, będą one określane w niniejszej pracy uproszczonym terminem deformacji tangencjalnych i oznaczane ogólnym symbolem *DT*. Wyróżniające się odrębne fazy deformacji tangencjalnych będą oznaczane dodatkowym indeksem cyfrowym, którego rosnące wartości odpowiadają coraz młodszemu fazom deformacyjnym, np. *DT*<sub>1</sub>, *DT*<sub>2</sub>, *DT*<sub>3</sub> itd.

Oprócz wspomnianych wyżej deformacji tangencjalnych wyróżnić można, według autora, jeszcze dwa inne typy genetyczne deformacji, które z naciskami tangencjalnymi, mającymi tu charakter czynnika inicjalnego, związane są jedynie pośrednio. Pierwszy z wymienionych typów reprezentują deformacje wywołane rozwojem procesów kopułotwórczych. Szczegóły dotyczące istoty procesów kopułotwórczych zostaną omówione w dalszych częściach pracy — tu nadmienić należy, że stanowią one efekt przetopienia i związanego z nim wzrostu objętości korzeniowych partii orogenu sudeckiego. Przeobrażenia te, wywołane wzrostem zasięgu głębokościowego bazalnych partii tego orogenu na skutek nacisków tangencjalnych, zachodziły z pewnym opóźnieniem w stosunku do inicjujących proces zachwiania równo-

wagi geotermicznej poszczególnych faz ruchów i deformacji tangencjalnych. Ze względu na bezpośredni związek omawianego typu deformacji z rozwojem procesów kopułotwórczych proponuje się je określać jako deformacje kopułotwórcze i oznaczać ogólnym symbolem *DK*. Wyróżniające się odrębne fazy deformacji kopułotwórczych, zwane również w skrócie fazami kopułotwórczymi, będą określane dodatkowo przedstawionym w nawiasie symbolem tej fazy deformacji tangencjalnych, która w danym przypadku odegrała rolę czynnika aktywizującego rozwój procesów kopułotwórczych — np. *DK (DT)*<sub>3</sub>.

Ostatni typ genetyczny reprezentują deformacje powstałe na skutek mechanicznego oddziaływania na skały osłony intruzji granitoidowych migrujących ku górze w strefach przyrozłamowych. Szersze omówienie tego procesu na tle problematyki związanej ze strukturami rozłamowymi będzie przedstawione w dalszej części pracy. Tu należy jedynie podkreślić, że ten typ deformacji jest ograniczony głównie do obszarów tych stref przyrozłamowych, które stanowiły źródło migracji intruzywów, w związku z czym deformacje te są znacznie mniej powszechne od dwóch wcześniej wymienionych typów. Omawiany ostatni typ genetyczny proponuje się określać jako przyrozłamowe deformacje synintruzywne i oznaczać ogólnym symbolem *DI*. Wyróżniające się odrębne fazy tych deformacji będą określane dodatkowo przedstawionym w nawiasie symbolem tej fazy deformacji tangencjalnych, która inicjowała i była w przybliżeniu synchroniczna z procesem danej intruzji — np. *DI (DT)*<sub>4</sub>.

W celu zapewnienia spójności logicznej symboliki struktur fałdowych oraz omówionej powyżej symboliki genetyczno-chronologicznej faz deformacyjnych dodano literę *F* przed symbolem deformacji, co jednocześnie jest zgodne z dotychczasową tradycją w geologii strukturalnej — np. *FDT*<sub>3</sub>, *FDK (DT)*<sub>3</sub>, *FDI (DT)*<sub>4</sub>.

W wypadkach, gdy są trudności z ustaleniem przynależności struktur fałdowych do konkretnej fazy deformacyjnej, co w centralnej części Sudetów dotyczy szczególnie deformacji kopułotwórczych, których efekty wyraźnie się nakładają, poprzestać należy jedynie na zaakcentowaniu typu genetycznego deformacji — np. *FDK*.

## DEFORMACJE I ELEMENTY STRUKTURALNE ZWIĄZANE Z FAZAMI NACISKÓW TANGENCJALNYCH I ICH WPŁYW NA DAJSZY ROZWÓJ STRUKTURALNY SUDETÓW

Wiele danych wskazuje, że we wczesnych etapach tektonogenezy Sudetów zaznaczyło się kilka faz nacisków tangencjalnych stanowiących odzwierciedlenie względnych przemieszczeń pomiędzy sztywnymi masami: platformą wschodnioeuropejską i Masywem Czeskim. Efektem wspomnianych przemieszczeń i związanych z nimi nacisków tangencjalnych były kolejne fazy zawężania przestrzeni zajmowanej przez geosynklinę środkowoeuropejską i deformacji struktury tej geosynkliny. Badania Dvořáka (1975) przeprowadzone na obszarze Niského Jeseniku wskazują, że zwięźenie w tym rejonie sięgało 30–50% szerokości zajmowanej pierwotnie przez osady. Podobne wielkości przytacza Oberca<sup>1</sup> dla południowego pnia Gór Kaczawskich; ten sam rząd wielkości określił wreszcie Wunderlich (1964) dla renohercyniku, będącego bliźniaczym odpowiednikiem orogenu sudeckiego. Świadczyłoby to o zbliżonym względny stopniu deformacji pierwotnych sedymentów na całym obszarze środkowoeuropejskiej geosynkliny waryscyjskiej.

Analizując orientację struktur deformacyjnych związanych z naciskami tangencjalnymi można stwierdzić, że w orogenie sudeckim występują dwa różnokierunkowe zespoły tych struktur, złożone z kilku różnowiekowych generacji. Należy przypuszczać, że oba zespoły powstały w wyniku podobnie zorientowanych regionalnych nacisków tangencjalnych, zachodzących pomiędzy Masywem Czeskim a platformą wschodnioeuropejską, a odmienny przebieg starszego zespołu traktować należy jako odzwierciedlenie wpływów dwóch głównych czynników:

1) plastycznego charakteru pierwotnego materiału geosynklinalnego,

2) sztywnych obszarów ramowych i śródgórskich.

Do wspomnianych sztywnych elementów oporowych zaliczyć trzeba: NE ramy Masywu Czeskiego, masyw śródgórski Gór Sowich oraz zachodnie ramy hipotetycznego tylko w pewnej mierze masywu Brunni, którego odpowiednik przypuszczalnie stanowią skały krystalicznego podłoża karpacciego rowu przedgórskiego (Dudek, Melková 1975). Podkreślić należy istotną rolę, jaką odegrał w rozwoju orogenu sudeckiego blok sowiogórski. Blok ten, mający charakter masywu śródgórskiego, stanowi najprawdopodobniej relikwyt wcześniejszych etapów tektonogenicznych Masywu Czeskiego. Odrębność chronologiczną, a zarazem

silne wpływy bloku sowiogórskiego na ewolucję strukturalną Sudetów akcentują szczególnie dwa fakty:

1. Zgodność przebiegu starszego zespołu struktur deformacyjnych, związanych z naciskami tangencjalnymi, z zarysem kry sowiogórskiej. Potwierdza to zarazem przedstawioną wyżej tezę o wpływie sztywnych elementów na orientację przebiegu starszego zespołu omawianych struktur. Należy przy tym sądzić, że wspomniana zgodność dotyczyła zapewne również strefowości procesów sedymentacyjnych w obrębie Gór Sowich w początkowych etapach rozwoju geosynkliny sudeckiej.

2. W okresie najintensywniejszego piętrzenia i erozji głównych sudeckich elementów kopułowych — w karbonie dolnym, blok sowiogórski był obszarem zajęty przez płytkie morze szelfowe, co akcentowałoby odrębność strukturalną tego masywu.

Tak więc struktury deformacyjne starszego zespołu powstały w wyniku nacisków związanych ze sztywnymi elementami ramowymi i śródgórskimi, dla których jednakże bezpośrednią przyczyną były główne naciski regionalne pomiędzy Masywem Czeskim a platformą wschodnioeuropejską. Procesy metamorficzne, które objęły osadowy materiał geosynklinalny i stanowiły reperkusje deformacji odpowiadających starszemu zespołowi, przeobraziły w znacznym stopniu pierwotne sedymenty geosynklinalne, a także uplastyczyły podłoże struktury geosynklinalnej. W wyniku tych przemian późniejsze fazy nacisków tangencjalnych deformowały orogen już zhomogenizowany względem wspomnianych uprzednio elementów sztywnych i nie ulegający wpływom tych elementów poza marginalnie leżącym blokiem Masywu Czeskiego. Efektem tych późniejszych faz nacisków są kolejne generacje struktur deformacyjnych drugiego młodszego zespołu, którego orientacja odzwierciedla już w sposób bezpośredni naciski pomiędzy Masywem Czeskim a platformą wschodnioeuropejską.

Starszy zespół tworzą, zgodnie z dotychczasowymi wynikami badań w Sudetach, dwie różnowiekowe generacje elementów strukturalnych (m. in. H. Teisseyre 1975a). W świetle przyjętej wyżej nomenklatury zespół ten można określić symbolem  $ZDT_{1-2}$ . Ponieważ w przypadku młodszego zespołu dominującą zaznaczyła się jego najstarsza faza deformacyjna, a kolejne późniejsze deformacje miały przy tej samej orientacji znacznie sztywniejszy charakter utrudniający ich rozdzielenie szczególnie w centralnych partiach orogenu sudeckiego, celowe wydaje się oznaczenie tego zespołu symbolem  $ZDT_{\geq 3}$ .

<sup>1</sup> Na podstawie referatu *Budowa geologiczna SE części Gór Kaczawskich* wygłoszonego przez Oberca w czerwcu 1979 roku we Wrocławiu na XCIII Sesji Naukowej Instytutu Geologicznego.

Przechodząc do problematyki struktur fałdowych związanych z deformacjami tangencjalnymi należy zwrócić uwagę na tabelę 1. Tabela ta umożliwia korelację najstarszych generacji struktur fałdowych wyróżnianych przez badaczy różnych rejonów Sudetów w nawiązaniu do przedstawionej w niniejszej pracy ujednoliconej symboliki tych struktur.

Najstarsza w Sudetach w świetle dotychczasowych danych generacja struktur fałdowych  $FDT_1$  ma jedynie reliktowy charakter, a zatem nie może być regionalnym elementem wskaźnikowym. Koaksjalność struktur  $FDT_1$  i młodszych elementów  $FDT_2$  stanowiła podstawę do traktowania obu tych gene-

racji, w przypadku niektórych syntez strukturalnych, jako efektu zbliżonych w charakterze aktów deformacyjnych (m. in. Wojciechowska 1975; Żelaźniewicz 1978). Koaksjalność ta, jak się wydaje, jednocześnie potwierdza przynależność form  $FDT_1$  i  $FDT_2$  do tego samego etapu w rozwoju strukturalnym Sudetów — etapu, któremu, jak już wspomniano, zawdzięcza powstanie zespół struktur  $ZDT_{1-2}$ . Nie można również wykluczyć, że część struktur  $FDT_1$  stanowi formy genetycznie związane z synsedymencyjnymi przemieszczeniami natury grawitacyjnej. Jest to prawdopodobne szczególnie w świetle powiązań zespołu  $ZDT_{1-2}$  ze sztywnymi obszarami ramowymi geosyn-

Tabela 1

Regionalne zestawienie korelacyjne najstarszych systemów struktur fałdowych w metamorfiku sudeckim wraz z symboliką tych struktur

Ujednolicona nomenklatura zastosowana w pracy przez autora	$FDT_{1-2}$	$FDT_3$
Region Materiały źródłowe	Oryginalna symbolika struktur	
Góry Izerskie Kotowski 1967	$B_1$	$B_2$
Wschodnia osłona granitu Karkonoszy J. Teisseyre 1973	$F_1$	$F_2$
Góry Ołowiane (fragment południowej części Gór Kaczawskich) J. Teisseyre 1973	$F_1$	$F_2$
Południowa część Gór Kaczawskich H. Teisseyre 1975a	$F_1$	$F_2$
Jednostki Rzeszówka i Jakuszowej (fragment północnej części Gór Kaczawskich) A. Haydukiewicz 1977	$F_1, f_1$	$F_{II}, f_{II}^*$
Góry Orlickie Żelaźniewicz 1978	$F_1$ i $F_2$ (systemy koaksjalne)	$F_4^{**}$
Góry Bystrzyckie Dumicz 1964	najstarszy system (orientacja N—S)	młodszy system (orientacja NW—SE)
Metamorfik kłodzki Wojciechowska 1975	$F_1$ i $F_2$ (systemy koaksjalne)	$F_3$
Metamorfik śnieżnicki Don 1964, 1975	$b_1$ ( $F_1$ i $F_2$ — systemy koaksjalne)	$b_2$ ( $F_3$ )
Metamorfik śnieżnicki H. Teisseyre 1975b	$F_1$ i $F_2$ (systemy koaksjalne)	$F_3$
Północna część metamorfiku łądeckiego Cwojdziański 1977	$F_1$	$F_2$
Metamorfik strzeleński Wójcik 1974	$B_1$	$B_2$
Metamorfik Kepnika Franke 1969, Svoboda <i>et al.</i> 1964	najstarszy system (orientacja N—S i NE—SW)	młodszy system (orientacja W—E)

\* Należy przypuszczać, że podobna orientacja struktur  $FDT_3$ , jak i młodszych systemów fałdowych, obserwowanych w obrębie utworów górno-dewońskich i dolnokarbońskich, wynika z podobieństwa planu tych deformacji. Problem ten będzie jeszcze poruszony w niniejszej pracy.

\*\* Wydzielany przez Żelaźniewicza (*op. cit.*) system  $F_3$  ma według niego jedynie znaczenie lokalne i wiąże się ze schyłkiem okresu deformacyjnego, z którego pochodzą struktury koaksjalne  $F_1$  i  $F_2$  ( $FDT_1$  i  $FDT_2$  *sensu* autor).

kliny sudeckiej, a także (co się z tym zapewne wiąże) — z przebiegiem ówczesnych stref sedimentacyjnych.

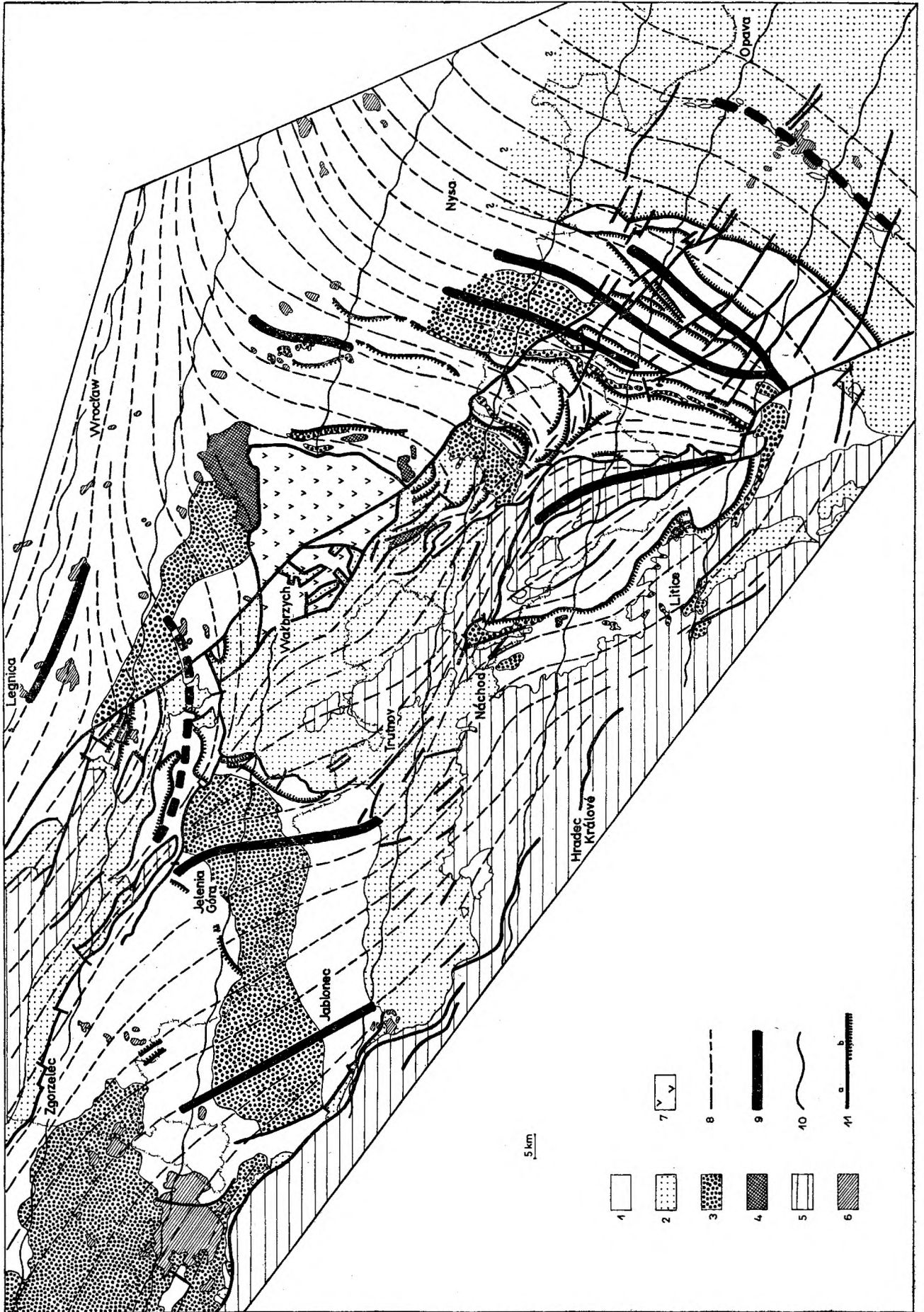
Młodszy system fałdów  $FDT_2$  zaznacza się dość powszechnie w centralnych partiach orogenu sudeckiego, dlatego też możliwa była rekonstrukcja przebiegu struktur związanych z tą fazą deformacji tangencjalnych. Ilustrację między innymi tego ostatniego zagadnienia stanowi figura 2.

Należy zwrócić uwagę na reliktowy charakter systemu  $FDT_2$  na obszarze Gór Kaczawskich (H. Teisseyre 1976). Fakt ten w połączeniu ze stwierdzeniem ciągłości sedimentacji przez cały dewon w północnej części Gór Kaczawskich (Urbanek 1978) oraz z udokumentowaniem przez Chorowską (1978) górnego wizenu w zachodniej części metamorfiku kaczawskiego wskazuje, że starsze fazy deformacyjne, z którymi jest związane powstanie zespołu  $ZDT_{1-2}$  i które objęły centralną część Sudetów, spowodowały jedynie nieznaczne deformacje w partiach peryferycznych tego górotworu. Nie przerwały one procesów sedimentacji typu geosynkinalnego, a zmieniły jedynie jej charakter. Podobnych zjawisk migracji stref subsydencji na zewnątrz górotworu doszukać się można również w Sudetach Wschodnich (Dvořák 1977). W takiej sytuacji przedstawione na figurze 2 przebiegi struktur  $FDT_2$  stanowią dla obszaru Gór Kaczawskich z jednej strony rezultat ekstrapolacji w nawiązaniu do sąsiednich rejonów występowania kompleksów metamorficznych — Gór Izerskich, wschodnich Karkonoszy i metamorfiku bloku przedsudeckiego, z drugiej zaś nawiązują do rekonstrukcji tych kierunków przeprowadzonej dla Gór Ołowianych (fragment południowego pnia Gór Kaczawskich) przez J. Teisseyre'a (1973). Podobny ekstrapolacyjny charakter ma też orientacja tej samej generacji struktur przedstawiona dla obszaru kulmu wschodniosudeckiego, a także dla innych obszarów, gdzie starsze struktury są przykryte młodszymi utworami diastroficznymi. Te ostatnie uwagi dotyczą również rekonstrukcji przebiegu późniejszych elementów strukturalnych —  $FDT_3$ , które także prezentowane są na figurze 2.

Deformacje, którym zawdzięczają powstanie struktury  $FDT_3$  — najstarsza generacja w zespole  $ZDT_{\geq 3}$ , objęły najintensywniejszymi przejawami również centralną część tektogenu sudeckiego. Świadczyłyby to, że odsłaniające się obecnie poziomy w tej części orogenu pograżone były wówczas na znacznej głębokości. Nawet bez uwzględnienia wieku dwóch starszych faz deformacyjnych ( $DT_1$  i  $DT_2$ ) wiele danych wskazuje, że powstanie struktur  $FDT_3$  miało miejsce przed dewonem górnym (H. Teisseyre 1968). Wprawdzie przynależność metamorfitów znajdujących się wśród materiału otczakowego górnego dewonu depresji Świebodzic do inwentarza Gór Kaczawskich

(H. Teisseyre, K. Smulikowski, Oberc 1957) nie jest bezpośrednio udowodniona, jednakże z jednej strony obserwacje sedimentologiczne Guni (1968) wskazujące ten rejon jako jeden z obszarów alimentacyjnych kulmu depresji Świebodzic, z drugiej zaś stwierdzenie przez J. Teisseyre'a (1973) w metamorficznych otczakach kulmu synklinorium śródsudeckiego wyraźnych struktur typu  $FDT_3$  potwierdzają sugerowany wyżej wiek powstania tych form. Charakterystyczny dla tej generacji struktur jest dość jednolity pierwotny ich przebieg w całych Sudetach: dominują kierunki WNW do równoleżnikowych. Świadczyłyby to, że cały orogen deformowany był wówczas już jako ciało strukturalnie jednorodne.

Bardzo istotny jest sygnalizowany już fakt, że młodsze generacje struktur związanych z deformacjami tangencjalnymi cechują się przebiegami podobnymi do struktur  $FDT_3$ . Wskazuje to, że w swym dalszym rozwoju orogen sudecki reagował podobnie na kolejne fazy nacisków tangencjalnych — to stało też u podstaw wydzielenia zespołu  $ZDT_{\geq 3}$ . I tak, w zespole tym młodszą generację, nawiązującą przebiegiem do struktur  $FDT_3$ , reprezentują między innymi najstarsze elementy fałdowe w obrębie warstw andelskohorskich kulmu wschodniosudeckiego. Struktury te, określane przez Miszewskiego (1977) symbolem  $F_1$ , można wiązać zapewne z deformacjami tangencjalnymi wiekowo odpowiadającymi przejawom fazy sudeckiej. W przyjętej nomenklaturze formy te należałoby oznaczyć symbolem  $FDT_4$ . Do tej samej generacji zaliczyć można też równoleżnikowe formy fałdowe zaznaczające się w utworach górnego dewonu i dolnego karbonu Gór Bardzkich, a także w analogicznych wiekowo kompleksach północnej części Gór Kaczawskich. Na jeszcze młodsze deformacje tej samej genezy, odpowiadające najprawdopodobniej fazie asturyjskiej, wskazuje sygnalizowana przez Unruga i Dembowskiego (1971) obecność równoleżnikowych struktur fałdowych w górnym karbonie basenu morawsko-śląskiego ( $FDT_5$ ?). Z kolei występowanie zbliżonych w przebiegu (NW—SE) form fałdowych w cechszynie synkliny leszczyńskiej (Gunia 1962), a także w cechszynie niecki grodzieckiej (Konstantynowicz 1960), potwierdza istnienie jeszcze późniejszych — pokarbońskich, przejawów deformacji tangencjalnych, odzwierciedlających się w młodszym utworach. Wszystkie wspomniane wyżej postdewońskie deformacje tangencjalne, nawiązujące przebiegiem do form  $FDT_3$ , zaznaczają się wyraźnie w utworach młodszym, natomiast w skonsolidowanych w znacznej mierze już wcześniej skałach metamorficznych ich efektem jest tworzenie się bądź spękań i dyslokacji, bądź też bardzo sztywnych form fałdowych, których przynależność do konkretnej



fazy deformacyjnej jest zazwyczaj niemożliwa do ustalenia. Do tych ostatnich elementów zaliczyć można najprawdopodobniej, wydzieloną przez H. Teisseyre'a (1975b), najmłodszą generację struktur fałdowych w metamorfiku śnieżnickim, oznaczoną przez wspomnianego autora symbolem  $F_5$  i reprezentowaną przez generalnie równoleżnikowo przebiegające struktury typu kink band i joint drag, podkreślone analogicznie zorientowanymi spękaniami.

Przechodząc do naświetlenia problemu ewolucji przemian metamorficznych w orogenie sudeckim należy zaznaczyć, że zwięzanie przestrzeni zajmowanej przez geosynklinę stanowiło, jak już wspomniano, najprawdopodobniej bezpośredni efekt nacisków tangencjalnych pomiędzy Masywem Czeskim a platformą wschodnioeuropejską. Jednocześnie zwięzanie to było ściśle powiązane z dalszym skutkiem, niemniej istotnym z punktu widzenia geotektoniki — powiększaniem zasięgu struktury geosynklinalnej w profilu pionowym, przy czym głównym zagadnieniem jest tu wzrost głębokości zasięgu partii korzeniowych wspomnianej struktury. Maksimum tego wzrostu przypada na obszary antyklinoriale późniejszego górotworu, a partie bazalne tych obszarów znalazły się wskutek nacisków deformujących w głębokich strefach tektogenu waryscyjskiego, cechujących się odmiennymi warunkami fizykochemicznymi.

Deformacje fazy  $DT_2$ , zamykającej reprezentowany przez struktury zespołu  $ZDT_{1-2}$  etap wstępnej homogenizacji orogenu sudeckiego, zainicjowały intensywny rozwój procesów metamorficznych, w tym granityzacji. Świadczyłoby to, że w fazie tej doszło do znacznego pograżenia głębszych partii geosynkliny sudeckiej. Charakterystyczny jest fakt, podkreślany między innymi przez J. Teisseyre'a (1973) i Dumicza (1976), że rozwój wspomnianych wyżej procesów metamorficznych miał miejsce w ciągu całego interwału czasowego pomiędzy fazami  $DT_2$  i  $DT_3$  (metamorfoza

w warunkach ciśnień statycznych), a następnie przebiegały one synkinematycznie w stosunku do fazy  $DT_3$ . Ta ostatnia faza charakteryzowała się intensyfikacją wpływów termicznych (m. in. J. Teisseyre, *op. cit.*) wskazującą na dalsze pograżenie korzeniowych partii geosynkliny. Obserwowany również postkinematyczny w stosunku do fazy  $DT_3$  metamorfizm wysokotemperaturowy (J. Teisseyre, *op. cit.*) potwierdza konsekwencję rozwoju przemian metamorficznych w orogenie sudeckim. Przeciągnęły się one we wspomnianej wysokotemperaturowej formie zapewne aż do karbonu. Wskazują na to submetamorficzne przeobrażenia o charakterze regionalnym (silne uwęglenie, intensywna rekrytalizacja illitu) w dewońsko-karbońskich utworach osadowych w obrębie waryscydów środkowoeuropejskich (Paproth, Wolf 1973; Weber 1972), częściowo tylko możliwe do wy tłumaczenia wpływami magmatyzmu waryscyjskiego. Bardzo wątpliwe wydają się natomiast sugestie Dvořáka (1975), według którego gradient geotermiczny w omawianym okresie cyklu waryscyjskiego przekraczał  $150^\circ\text{C}/\text{km}$ . Nie negując dużego prawdopodobieństwa, że gradient ten był podwyższony, co jest zrozumiałe w świetle zaburzeń równowagi geotermicznej tektogenu sudeckiego, związanych z jego deformacją, nie wydaje się, by mógł on osiągnąć rozmiary sugerowane przez Dvořáka (*op. cit.*). W takim bowiem wypadku na głębokości paru kilometrów dochodziłoby do generacji magm palingenetycznych, a to z kolei wykluczają obserwowane fakty. Zaznaczyć tu trzeba, że wartość gradientu przyjęta przez Dvořáka (*op. cit.*) jest oparta na danych z jednego tylko wiercenia, które zostało wykonane koło miejscowości Zlaté Hory w pasmie Hrubého Jeseníku. Należy przypuszczać, że niereprezentatywność danych z wymienionego wiercenia wynika z dwóch przynajmniej przyczyn:

1. Wiercenie to leży w sąsiedztwie głębokiej

Fig. 2

Pierwotna orientacja struktur  $FDT_2$  i  $FDT_3$  (*sensu* autor) a przebieg form kopułowych i głównych dyslokacji w centralnej części Sudetów na tle wybranych i zgeneralizowanych elementów litostratigraficznych (zestawił autor na podstawie regionalnych opracowań polskich i czeskich)

1 — metamorfik sudecki (proterozoik górny — karbon dolny); 2 — syn- i postorogeniczne utwory diastroficzne cyklu waryscyjskiego (łącznie z sylurem i starszym dewonem w jednostce bardzkiej) wraz z towarzyszącymi wulkanitami cyklu waryscyjskiego; 3 — plutonity kwaśne (granitoidy) cyklu kaledonowaryscyjskiego (sylur — perm); 4 — plutonity zasadowe i ultrazasadowe (wiek?); 5 — pokrywa utworów cyklu alpejskiego — kreda górna; 6 — wulkanity cyklu alpejskiego; 7 — blok gnejsowy Gór Sowich (masyw związany z wcześniejszą prekambryjską konsolidacją); 8 — pierwotne kierunki przebiegu struktur  $FDT_2$ ; 9 — przebieg osi form kopułowych (linia przerywana oznacza przebieg osi subkopuły); 10 — zgeneralizowane pierwotne kierunki przebiegu struktur  $FDT_3$ ; 11 — dyslokacje: a — uskoki, b — nasunięcia

Original orientation of structures  $FDT_2$  and  $FDT_3$  (*sensu* present author) versus the extent of dome-like forms and main dislocations in Central Sudetes, as shown on the background of selected, generalized lithostratigraphic elements of the region (compiled by the present author on the basis of Polish and Czechoslovakian regional studies)

1 — metamorphic units of Sudetes (Upper Proterozoic — Lower Carboniferous); 2 — syn- and post-orogenic, diastrophic deposits of Variscan cycle (including Silurian and Lower Devonian of Bardzkie Mts) and associated Variscan volcanites; 3 — acid plutonites (granitoids) of Caledono-Variscan cycle (Silurian — Permian); 4 — basic and ultrabasic plutonites (age?); 5 — sedimentary cover of Alpinian cycle (Upper Cretaceous); 6 — volcanites of Alpinian cycle; 7 — Góry Sowie Gneissic Block (massif related to earlier, Pre-Cambrian consolidation); 8 — primary directional trends of the structures  $FDT_2$ ; 9 — extent of the axes of dome forms (dashed lines indicate the axes of sub-domes); 10 — generalized primary directional trends of the structures  $FDT_3$ ; 11 — dislocations: a — faults, b — thrusts

strefy rozłamowej, którą autor proponuje nazwać jesenickim rozłamem wglębnym. Wpływy tego rozłamu mogły zniekształcać wielkość naturalnego gradientu geotermicznego.

2. Wspomniany otwór leży w strefie nasunięcia epizonalnie zmetamorfizowanej serii vrbenskiej na metamorfik kopuły Desny.

Szczególnie istotną rolę odgrywa zapewne drugi czynnik, gdyż wielkość gradientu została wyznaczona na podstawie obecności serii mezozonalnie zmetamorfizowanych, występujących w najgłębszych partiach omawianego wiercenia (Dvořák 1975).

Intensyfikacja strumienia ciepłego, wyraźnie związana przyczynowo z fazą  $DT_3$ , prowadziła z jednej strony do wzmożenia procesów granityzacyjnych (*sensu lato*) i dalszej homogenizacji głębszych partii tektogenu sudeckiego, z drugiej zaś do anatektycznego przetapiania bazalnych partii tego tektogenu i generowania, mniej lub bardziej kwaśnych, palingenezytycznych magm granitoidowych. O ile jednak wzrost intensywności zjawisk granityzacyjnych był w przybliżeniu synchroniczny w stosunku do fazy  $DT_3$ , o tyle palingeneza mogła zaznaczyć się dopiero z pewnym, dość znacznym, opóźnieniem w stosunku do wspomnianej fazy deformacyjnej. Taki stan rzeczy wynika z analizy charakteru jakościowych przemian termicznych zachodzących w orogenie, którego korzeniowe partie znalazły się na skutek deformacji znacznie głębiej — w środowisku cechującym się temperaturami wyższymi od punktu topnienia skał. W tej pograżonej głębiej części orogenu procesy granityzacyjne rozpoczynają się od razu, podczas gdy intensywnej natychmiastowej palingenezie przeciwiała duża bezwładność układu, w którym bazalne partie orogenu znajdują się w nowych warunkach termicznych i muszą najpierw wchłonąć duże ilości ciepła, by osiągnąć temperaturę topnienia. Oczywiście jest to proces bardzo zróżnicowany czasowo i przestrzennie w obrębie orogenu, zależny przy tym od wzajemnych relacji termicznych, niemniej jednak zaznacza się wyraźnie moment, w którym układ osiąga temperaturę topnienia i dopływ nowych ilości ciepła nie powoduje już dalszego ogrzewania, a jedynie topnienie (w dużym uproszczeniu przebieg tego procesu nawiązuje do zjawisk obserwowanych przy topieniu się porcji lodów, która po osiągnięciu temperatury topnienia roztopia się już bardzo szybko).

Wiele danych wskazuje, że w cyklu rozwojowym Sudetów powyższe procesy zachodziły kilkakrotnie. Z przetapianiem związany był wzrost objętości, sięgający 10–12%, a jego konsekwencją była z kolei indywidualizacja struktur kopułowych, przy czym piętrzenie tych struktur było spowodowane zarówno

wspomnianym wzrostem objętości, jak i naciskami pionowymi tworzącej się magmy palingenezytycznej. Magma ta bowiem cechuje się znacznie mniejszym ciężarem objętościowym (ok. 2,4 g/cm<sup>3</sup>) od skał nadkładu (ok. 2,7 g/cm<sup>3</sup>). Tak więc zaznacza się wyraźny związek pomiędzy fazami deformacyjnymi stanowiącymi odzwierciedlenie ruchów tangencjalnych ( $DT$ ), które zawężyły, a zarazem rozbudowywały w pionie tektogen sudecki, a stanowiącymi ich skutek i przejawiającymi się z pewnym opóźnieniem fazami kopułotwórczymi ( $DK$ ). Brak oznak młodszych etapów granityzacji, związanych z późniejszymi fazami ruchów tangencjalnych, wskazuje, że wypiętrzenie struktur kopułowych w pierwszej z faz kopułotwórczych usunęło je, przynajmniej w granicach istniejącego obecnie reliefu, z pola wpływów młodszych procesów granitazyzyjnych. Ilustrację tego zagadnienia stanowi figura 3.

Z drugiej strony obecność słabych wprawdzie, ale wyraźnych przemian metamorficznych w dolno-karbońskich utworach Gór Kaczawskich (Chorowska 1978) i w Sudetach Wschodnich (Miszewski 1977), a także wspomniane już przeobrażenia submetamorficzne obserwowane w utworach karbońskich na obszarze całych waryscydów środkowoeuropejskich wskazują, że procesy metamorficzne towarzyszyły i późniejszym deformacjom tangencjalnym.

Analiza inwentarza litologicznego kopuły wykazuje obecność utworów o zróżnicowanym stopniu metamorfozy, co stanowi odzwierciedlenie aktualnego reliefu erozyjnego. Niemniej jednak dominującym elementem w budowie kopuły są gnejsy, które w przypadku odsłonięcia głębszych horyzontów kopuły stanowią jedyne ogniwo litologiczne.

Analiza orientacji form kopułowych wykazuje, że wydłużenie ich jest zgodne z kierunkiem przebiegu osi struktur fałdowych  $FDT_2$  (fig. 2). Nasuwa się stąd wniosek, że megaformy tej generacji stanowiły rodzaj infrastruktury rozbudowywanej na skutek wzrostu objętości głębszych partii górotworu spowodowanego tworzeniem się magm palingenezytycznych. Jest to tym bardziej zrozumiałe, że struktury  $FDT_2$  reprezentują starszy zespół deformacyjny, będący zarazem fundamentem budowy Sudetów i nawiązujący zapewne do przebiegu pierwotnych stref sedymentacyjnych. Konsekwencją piętrzenia się kopuły była deformacja fałdów generacji  $FDT_3$ , polegająca na zróżnicowaniu kierunków zapadu (lub kątów zapadu) tych elementów na skrzydłach nowo powstałych struktur kopułowych, co ukazuje figura 4.

Zróżnicowanie to odzwierciedla się szczególnie w przypadku analizy statystycznej orientacji mezo-fałdów  $FDT_3$ . I tak, przykładowo w Górach Orlickich, na zachodnich zboczach kopuły kłodzko-



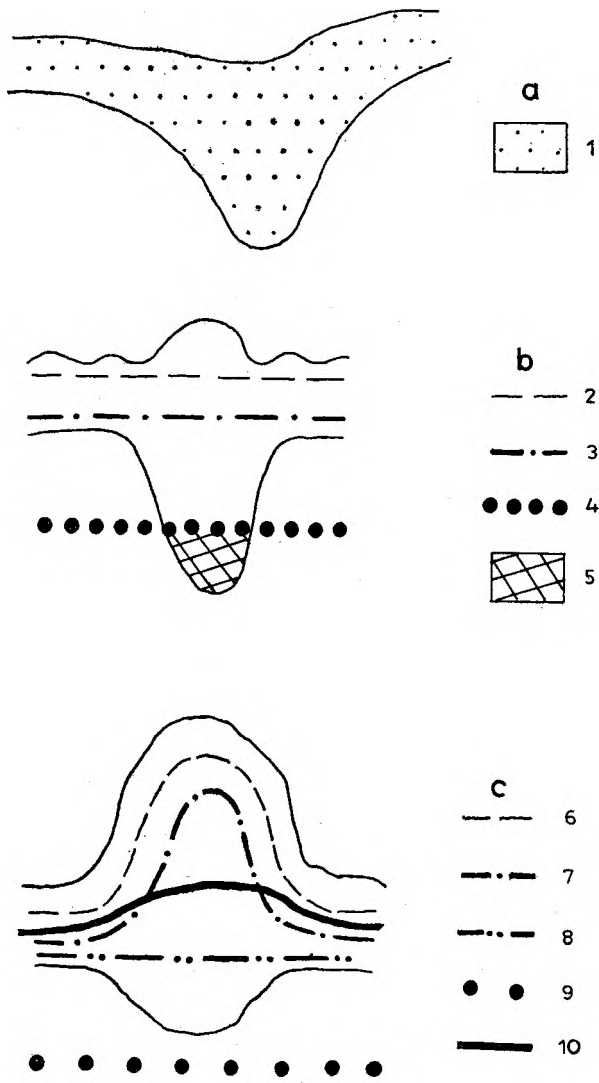


Fig. 3

Schemat ilustrujący wpływ pierwszej fazy kopułotwórczej  $DK(DT_3)$  na strefowość przemian metamorficznych w orogenie sudeckim

*a* – sytuacja przed deformacjami tangencjalnymi: 1 – pierwotne sedymenty geosynklinalne; *b* – sytuacja po deformacjach tangencjalnych faz  $DT_1-DT_3$ , a przed fazą kopułotwórczą  $DK(DT_3)$ ; 2 – front inicjalnych procesów metamorficznych; 3 – front granityzacyjny; 4 – front palingenezy; 5 – bazalne partie orogenu, które w późniejszym okresie uległy palingenezy; *c* – sytuacja po pierwszej fazie kopułotwórczej  $DK(DT_3)$ ; 6 – zasięg przemian metamorficznych i submetamorficznych związanych z okresem poprzedzającym fazę kopułotwórczą  $DK(DT_3)$ ; 7 – zasięg przemian związanych z działalnością frontu granityzacyjnego z okresu poprzedzającego fazę kopułotwórczą  $DK(DT_3)$ ; 8 – front granityzacyjny po pierwszej fazie kopułotwórczej  $DK(DT_3)$ ; 9 – front palingenezy po pierwszej fazie kopułotwórczej  $DK(DT_3)$ ; 10 – współczesny relief erozyjny

Graphical scheme showing the influence of first dome-forming phase  $DK(DT_3)$  on the zonal distribution of metamorphic changes within the Sudetic orogene

*a* – situation prior to tangential deformations: 1 – primary geosynclinal sediments; *b* – situation after the tangential deformation phases  $DT_1-DT_3$ , prior to the dome-forming phase  $DK(DT_3)$ ; 2 – front of initial metamorphic processes; 3 – front of granitization; 4 – front of palingenesis; 5 – orogene basal portions, which underwent palingenesis at a later stage; *c* – situation after the first dome-forming phase  $DK(DT_3)$ ; 6 – extent of metamorphic and submetamorphic changes prior to the phase  $DK(DT_3)$ ; 7 – extent of the changes related to granitization prior to the phase  $DK(DT_3)$ ; 8 – granitization front during the first dome-forming phase  $DK(DT_3)$ ; 9 – front of palingenesis after the phase  $DK(DT_3)$ ; 10 – modern erosional relief

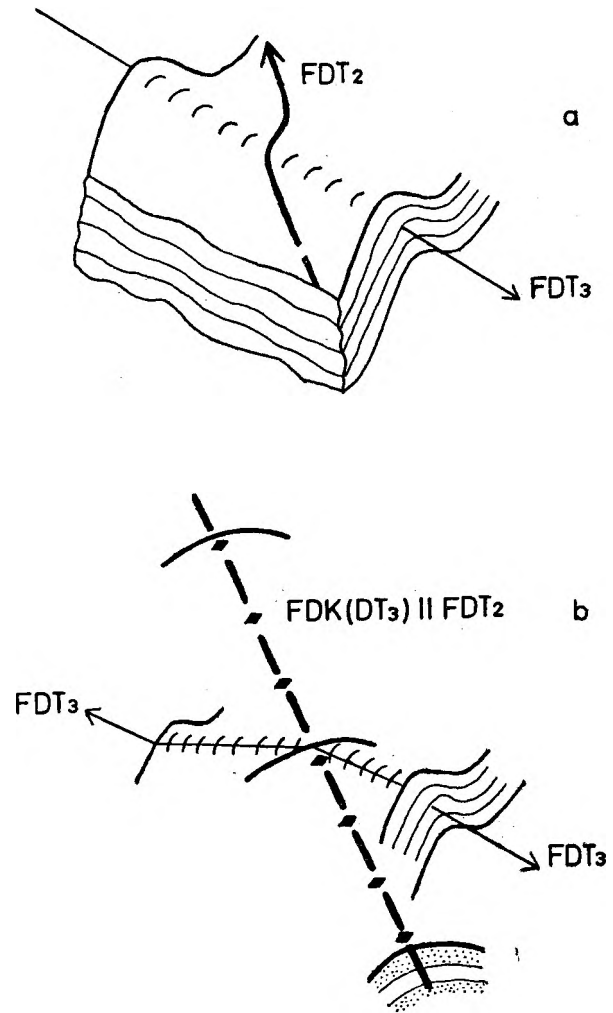


Fig. 4

Schemat ukazujący zmiany w orientacji struktur  $FDT_3$  wywołane piętrzeniem formy kopułowej o osi  $FDK(DT_3)||FDT_2$

*a* – sytuacja po fazie deformacji tangencjalnych  $DT_3$ , a przed fazą kopułotwórczą  $DK(DT_3)$ ; *b* – sytuacja po fazie kopułotwórczej  $DK(DT_3)$

Graphical scheme showing changes in the orientation of structure  $FDT_3$ , as caused by the formation of a dome-like feature with axis  $FDK(DT_3)||FDT_2$

*a* – situation after the tangential-deformation phase  $DT_3$ , prior to the dome-forming phase  $DK(DT_3)$ ; *b* – situation after the doming phase  $DK(DT_3)$

-orlickiej dominują zachodnie i zbliżone do nich kierunki zapadu struktur  $FDT_3$  (Żelaźniewicz 1978), natomiast w metamorfiku kłodzkim, znajdującym się na wschodnich zboczach wspomnianej kopuły, przeważają wschodnie zapady tych form (Wojciechowska 1975). Podobne zależności obserwuje się również w przypadku innych kopuł, między innymi w Górach Izerskich. W tym miejscu nadmienić trzeba, że przy tworzeniu się kopuł wypiętrzaniu i stromieniu ulegała również powierzchnia foliacji (głównego złupkowania krystalizacyjnego), która w czasie powstawania w fazie  $DT_2$  była strukturą zalegającą subhoryzontalnie. Przebieg foliacji podkreśla więc również obecność form kopułowych, z tym że zaznacza się tu niejedno-

krotnie zaburzający wpływ fazy  $DT_3$ , poprzedzającej procesy kopułotwórcze. Wyraźnie akcentowana przebiegiem foliacji jest na przykład struktura kopuły kłodzko-orlickiej.

Związek procesów kopułotwórczych ze wzrostem objętości bazalnych partii orogenu sudeckiego, wywołanym palingenezą, pozwala na doszukanie się w okresach faz kopułotwórczych pewnych analogii do modelu rozwoju orogenu postulowanego przez teorię diapiryzmu wglębnego (Chain 1974). Obecność takich analogii była już sygnalizowana przez autora (Michniewicz 1980). Ponieważ powstawanie i wypiętrzanie struktur kopułowych przebiegało w warunkach wzrostu objętości górotworu, musiało to prowadzić do intensywnej kompresji ogólnej. Wynikiem tej kompresji było z kolei sfałdowanie i powstanie nasunięć w obrębie stref międzykopułowych będących obszarami, gdzie mogło dochodzić do relaksacji wzrastających naprężeń kompresyjnych. Potwierdzeniem słuszności prezentowanej hipotezy jest charakterystyczny przebieg wspomnianych nasunięć relaksacyjnych, które nawiązują najczęściej do orientacji osi kopuły, a co za tym idzie do orientacji struktur  $FDT_2$  (fig. 2). Na marginesie wspomnieć trzeba, że obecność tego typu procesów i deformacji przyjęto między innymi dla wyjaśnienia cyklu rozwojowego Appalachów (Dennis — *vide* Chain, *op. cit.*), a także Wielkiego Kaukazu (Szołpo 1975).

Maksimum rozwoju form kopułowych przypada na centralną część orogenu sudeckiego, jednakże proces ich powstawania rozprzestrzenił się w kierunku peryferycznych partii geosynkliny warwyskiej. Migracja ta dotyczyła zarówno obszaru ka-

czawskiego na północy, jak i sileziku na wschodzie. O ile centralna część Sudetów stanowiła obszar wyniesiony i denudowany intensywnie już w górnym dewonie, a więc przed rozpoczęciem procesów kopułotwórczych, o tyle w marginalnych partiach geosynkliny sudeckiej piętrzenie struktur kopułowych i wspomniane wyżej zjawiska towarzyszące zachodziły synsedymentacyjnie. Przykładem takiej formy synsedymentacyjnej, związanej z procesami kopułotwórczymi, jest antyklinoriale pasmo Šternberk—Horní Benešov w Sudetach Wschodnich. Nie doszło tu do odsłonięcia silniej zmetamorfizowanych serii, na co złożyło się zapewne peryferyczne położenie tego rejonu względem centrum orogenu sudeckiego, w związku z czym w obrębie kulmu wschodniosudeckiego występują starsze słabometamorficzne utwory środkowodewońskie. Wydłużony charakter omawianej formy zbliża ją do wydzielanych przez Chaina (*op. cit.*) wałów, przy czym struktury tego typu są charakterystyczne szczególnie dla Sudetów Wschodnich (fig. 2). Obserwowana również i w przypadku pasma šternbersko-hornobenešovskiego zgodność kierunków fałdów generacji  $FDT_2$  (z sąsiadującego obszaru Hrubého Jeseniku) z przebiegiem tego pasma i jego synsedymentacyjna geneza potwierdzają zarówno przedstawiony mechanizm powstania tej struktury, jak i karboński wiek tego procesu.

Prezentowane powyżej dane wskazują, że w ewolucji strukturalnej Sudetów zaznacza się wyraźny wpływ starszych elementów, które determinują charakter rozwoju i orientację młodszych struktur typu kopuły i ich pochodnych oraz związanych z tworzeniem się kopuły nowych elementów strukturalnych.

## GLÓWNE FAZY KOPUŁOTWÓRCZE W SUDETACH NA TLE WYWOŁANYCH PRZEZ NIE PRZEOBRAŻEŃ STRUKTURALNYCH

Jak już wspomniano wcześniej, w Sudetach zaznaczyło się kilka faz deformacji kopułotwórczych, stanowiących skutek wcześniejszych faz przejawów ruchów tangencjalnych. Podczas analizy elementów charakterystycznych dla wspomnianych etapów tworzenia się form kopułowych zwraca uwagę obecność przerw w sedymentacji, przejawiająca się zazwyczaj na znacznych obszarach. Do innych cech charakteryzujących fazy kopułotwórcze zaliczyć trzeba powstanie nowych garniturów struktur fałdowych oraz tworzenie się nasunięć w strefach międzykopułowych — oba te elementy stanowią efekt wzrostu objętości orogenu i związanej z tym kompresji ogólnej. W przypowierzchniowych partiach kopuły dochodziło w tych warunkach do tworzenia się grawitacyjnych ześlizgów. Obecność takich form w strukturze sudeckiej pot-

wierdzają wyniki badań Wajsprycha (1978) w Górach Bardzkich i Baranowskiego<sup>2</sup> w północnej części Gór Kaczawskich. Wydaje się, że przyczyny ich powstania należy wiązać właśnie z rozwojem procesów kopułotwórczych. Możliwe, że do tej samej grupy trzeba będzie zaliczyć niektóre formy w kompleksie warstw andelskohorskich w Sudetach Wschodnich.

Szczególnie wyraźnie rysują się trzy pierwsze fazy deformacji kopułotwórczych i one będą obecnie szerzej omówione, natomiast problematyka młodszych faz kopułotwórczych będzie poruszona w dal-

<sup>2</sup> Na podstawie referatu *Aktualne kierunki badań stratygraficznych, sedymentologicznych i tektonicznych w Górach Kaczawskich* wygłoszonego przez Baranowskiego w czerwcu 1979 roku we Wrocławiu na XCIII Sesji Naukowej Instytutu Geologicznego.

szej części pracy, po uprzednim naświetleniu innych zagadnień. Nawiązując wspomniane wyżej trzy główne etapy kopułotwórcze do geologicznej skali czasu dwa pierwsze można skorelować w przybliżeniu z okresami odpowiadającymi fazom: bretońskiej i kruszcogórskiej. Trzecia faza kopułotwórcza zaznacza się w stefanie A i dokumentują ją następujące fakty:

1. Przerwa sedymentacyjna obejmująca cały stefan A na znacznej części sąsiadującego z Sudetami obszaru śląsko-krakowskiego. Przerwa ta zaznacza się pomiędzy serią limniczną (namur B — westfal D) a utworami kontynentalnymi stefanu B i C.

2. Stwierdzenie przez geologów czeskich struktur fałdowych deformujących cały westfal, a także stefan A (Havlena, Sattran 1978). Cytowani autorzy wyciągnęli stąd wniosek, że są to przejawy fazy asturyjskiej, która wobec tego jest znacznie młodsza, niż się to zazwyczaj przyjmuje (m.in. Augustyniak, Grocholski 1968; Oberc 1972). Wniosek ten należy uznać w świetle przedstawianych w niniejszej pracy danych i ich interpretacji za dyskusyjny.

3. Wyraźnie diastroficzny charakter arkozy kwaczalskiej występującej w spągu kontynentalnych utworów zaliczanych do stefanu B.

4. Prawdopodobnie do rezultatów fazy późnoasturyjskiej zaliczyć trzeba również objawy sztywnych deformacji tektonicznych i obecność stref kataklastycznych w obrębie granitoidów wieku asturyjskiego oraz związanych z tymi granitoidami stref kontaktowych w ich osłonie. Obecność tego typu postasturyjskich deformacji zaznacza się między innymi w rejonie masywu kłodzko-złotostockiego (K. Smulikowski 1979), a także karkonoskiego (J. Szałamacha — informacja ustna). Charakterystyczny przy tym jest fakt, że w skałach osłony asturyjskich intruzywów odnowieniu uległy starsze strefy dyslokacyjne, związane z wcześniejszymi fazami deformacji kopułotwórczych — wskazywałoby to na podobny plan deformacji.

Dane te, w połączeniu z niewątpliwymi dowodami istnienia u schyłku westfalu B wyraźnych ruchów tektonicznych, po których już w westfalu C rozpoczęły się dalsze procesy sedymentacyjne (*vide* Oberc 1972), wskazują, że chodzi tu o dwie odrębne fazy deformacyjne, z których pierwsza zaznaczyła się na przełomie westfalu B i C, druga natomiast przypada na stefan A i jego schyłek. Analiza charakteru procesów geologicznych zachodzących w czasie tych faz wskazuje, że pierwszą fazę cechuje reżim typowy dla okresów deformacji tangencjalnych, drugą zaś, związaną przyczynowo z efektami fazy pierwszej, cechują przemiany charakterystyczne dla okresów intensyfikacji procesów kopułotwórczych. Z uwagi na fakt,

że starszy z wymienionych etapów deformacyjnych został obszernie opisany w literaturze i jest określany jako faza asturyjska (Oberc *op. cit.*), a także ze względu na istnienie związków przyczynowych łączących ten okres z późniejszym etapem kopułotwórczym, ten ostatni etap będzie określany w tej pracy terminem fazy późnoasturyjskiej.

Przeanalizujmy obecnie w aspekcie regionalnym niektóre konsekwencje rozwoju form kopułowych w orogenie sudeckim. Analizę rozpoczniemy od rejonów leżących w bezpośrednim obrzeżeniu bloku sowiogórskiego, przy czym należy zwrócić uwagę, że pod względem strukturalnym rejonu te mają charakter synklinorialny. Umożliwiało to utrzymanie się na omawianych obszarach w początkowych stadiach wypiętrzania górotworu sudeckiego pierwotnych warunków morskich z głównego etapu sedymentacji geosynklinalnej. Przy zachowaniu ciągłości sedymentacji tempo przebiegu tego procesu stało się bardziej intensywne. W charakterze sedymentów zarysował się natomiast wzrost udziału frakcji grubokruchowej. Wyniki badań paleontologicznych, przeprowadzonych przez J. Haydukiewicza (1977), w połączeniu z analizą stosunków mięszościowych przemawiają za takim cyklem rozwojowym w strukturze bardzkiej, leżącej w południowej części okołosowiogórskiej strefy marginalnej. Rozwój ten nawiązuje częściowo w górnym dewonie do początkowych stadiów ewolucyjnych synklinorium Świebodzie, w północnym obrzeżeniu bloku sowiogórskiego, które to stadia cechował również morski, choć płytkowodny charakter sedymentacji. Wspomniane różnice rozwojowe należy jednak wiązać z odmienną pozycją obu omawianych jednostek w całościowo rozumianej strukturze Sudetów.

Budowa strukturalna Gór Bardzkich oraz obecność w ich sąsiedztwie megaformy kopuły kłodzko-orlickiej wyklucza raczej możliwość wiązania obserwowanego charakteru deformacji z klasycznym typem fałdowania. Pierwszą próbą przezwyciężenia tej trudności była koncepcja Wajsprycha (1978), wyjaśniająca genezę Gór Bardzkich grawitacyjnymi procesami płaszczwinowo-sedymentacyjnymi. Obszarami źródłowymi dla zjawisk redepozycji osadów były według cytowanego autora głównie brzeżne partie masywu sowiogórskiego, objętego płytkim zalewem morskim. Nie negując obecności struktur delapsyjnych w Górach Bardzkich można podać w wątpliwość skalę rozwoju procesów resedymencji, a szczególnie zasięg obszaru alimentacyjnego, upatrywanego przez Wajsprycha (*op. cit.*) aż w Górach Kaczawskich. Na trudności w wyprowadzaniu obecności dużych elementów przedkarbońskich w strukturze bardzkiej jako wyniku ich redepozycji z obszaru kaczawskiego

zwrócił uwagę Oberc (1979), który między innymi podkreślił fakt braku podobnych allochtonicznych makroform w kulmie sowiogórskim, leżącym pomiędzy Górami Kaczawskimi a Bardzkimi. Wydaje się, że główny wpływ na specyficzną budowę Gór Bardzkich wywarły procesy związane z bretońską fazą kopułotwórczą. Początki intensywnego piętrzenia kopuły kłodzko-orlickiej, przypadające na okres wspomnianej fazy, musiały doprowadzić do ograniczenia obszaru basenu bardzkiego. W wyniku rosnącej wówczas kompresji ogólnej doszło do sfałdowania utworów tego basenu, a także powstania szeregu nasunięć relaksujących naprężenia kompresyjne. Ponieważ wspomniane już badania paleontologiczne J. Haydukiewicza (1977) wskazują, że nie doszło wówczas do ustąpienia morza z obszaru bardzkiego, niezgodności obserwowane w początkach karbonu dolnego (Oberc 1977) należy uznać za efekt deformacji synsedymentacyjnych, związanych z kompresją ogólną wywołaną przejawami kopułotwórczej fazy bretońskiej. Wydaje się zatem, że powstanie specyficznej budowy omawianej jednostki stanowi rezultat ściśnięcia utworów basenu bardzkiego między masywem oporowym Gór Sowich a piętrzącymi się i jednocześnie ekspandującymi na boki odnogami kopuły kłodzko-orlickiej. Odnoży te stanowią odzwierciedlenie wirgacji łądeckiej (*sensu* H. Teisseyre 1956b). Pierwsza z tych odnóg—gałęzi, zwana tu kłodzką, cechuje się przebiegiem NW—SE, druga zaś nazwana w tej pracy złotostocką, ma przebieg NNE—SSW, przy czym obie nawiązują wyraźnie do orientacji struktur  $FDT_2$  w tych rejonach (fig. 2). Efektem takiego planu deformacji i przejawiającej się na obszarze jednostki bardzkiej silnej kompresji ogólnej było znaczne spiętrzenie utworów tej jednostki, szczególnie w partiach centralnych. Oś tego spiętrzenia ma podobną orientację, jak osie utworzonej wówczas nowej generacji fałdów, które w centrum struktury bardzkiej cechują się przebiegami N—S i NNW—SSE. Potwierdzeniem panującego wówczas reżimu naprężeń kompresyjnych jest sieć nasunięć i złuskań na obszarze Gór Bardzkich. Dyslokacje te są skierowane od centrum na zewnątrz omawianej jednostki i nawiązują wyraźnie zarówno do nasunięcia samej jednostki bardzkiej na metamorfik kłodzki (zapewne również tego samego — bretońskiego wieku), jak i do sieci nasunięć w obrzeżeniu Gór Bardzkich, co łącznie ilustruje figura 5. Nadmienić przy tym trzeba, że prawdopodobnie nasunięcia w obrzeżeniu struktury bardzkiej są polichroniczne, częściowo związane również z późniejszą fazą kopułotwórczą — kruszcogórską.

Wpływy fazy bretońskiej na budowę kolejnego obszaru leżącego w obrzeżeniu Gór Sowich — syn-

klinorium Świebodzie, należałoby omówić łącznie z naświetleniem ewolucji sąsiadujących z tą jednostką od północy Gór Kaczawskich. Według dotychczasowych poglądów budowa strukturalna tego ostatniego obszaru ma charakter płaszczowinowy. I tak, H. Teisseyre (1956a) wyróżnił w obrębie południowego pnia Gór Kaczawskich cztery jednostki typu płaszczowin grawitacyjnych, które są nasunięte kolejno na siebie. Wspomniany autor analizując przebieg elementów liniowych w tych jednostkach określił sumaryczną miąższość powstałej formy tektonicznej na 10 000 m (H. Teisseyre 1967). W tej klasycznej koncepcji, do której nawiązywano w późniejszych badaniach, rysuje się kilka słabych punktów zaszygnalizowanych poniżej:

1. Dosyć enigmatycznie przedstawia się lokalizacja korzeniowych partii ewentualnych płaszczowin kaczawskich bez względu na to, jaka jest faktyczna wergencja fałdów w północnej części Gór Kaczawskich.

2. Amplituda nasunięć płaszczowinowych musiałaby sięgać od kilkunastu kilometrów (w przypadku północnej wergencji fałdów w północnym pniu kaczawskim) do kilkudziesięciu kilometrów (w przypadku południowej wergencji wspomnianych wyżej fałdów). Szczególnie ta ostatnia wielkość przemieszczeń mających naturę grawitacyjną wydaje się nierealitywna w stosunku do rozmiarów orogenu sudeckiego jako całości, a także wchodzących w jego skład megaform strukturalnych.

3. Z punktu widzenia ogólnego planu budowy strukturalnej Sudetów i potwierdzającej go strefowości konsolidacji tego górotworu niejasna jest również grawitacyjna migracja płaszczowin od partii marginalnych ku centrum orogenu sudeckiego.

4. Zagadkowy jest brak wyraźnych oznak wzrostu stopnia metamorfizmu w coraz niższych elementach płaszczowinowych struktury kaczawskiej, których ekstremalne ogniwa dzielić ma w profilu pionowym odległość 10 000 m (H. Teisseyre, *op. cit.*). Jest to tym bardziej zastanawiające, że powszechne są poglądy, iż podwyższony gradient geotermiczny cechuje waryscyjski cykl orogeniczny (m. in. Havlena, Sattran 1978; Zwart 1976 i Dvořák 1975).

W świetle stanowiska prezentowanego w tej pracy rozwój strukturalny rejonu kaczawskiego przebiegał zapewne odmienną drogą — wspólną dla cyklu rozwojowego całych Sudetów. Południowy grzbiet kaczawski przypuszczalnie ma charakter subkopuły. Tym terminem autor proponuje określać takie struktury kopułowe, w których nie doszło do odstonięcia wysokometamorficznych serii gnejsowych (jednocześnie są to zazwyczaj formy mniejszych rozmiarów niż kopuły *sensu stricto*). Wspomniana subkopuła po-

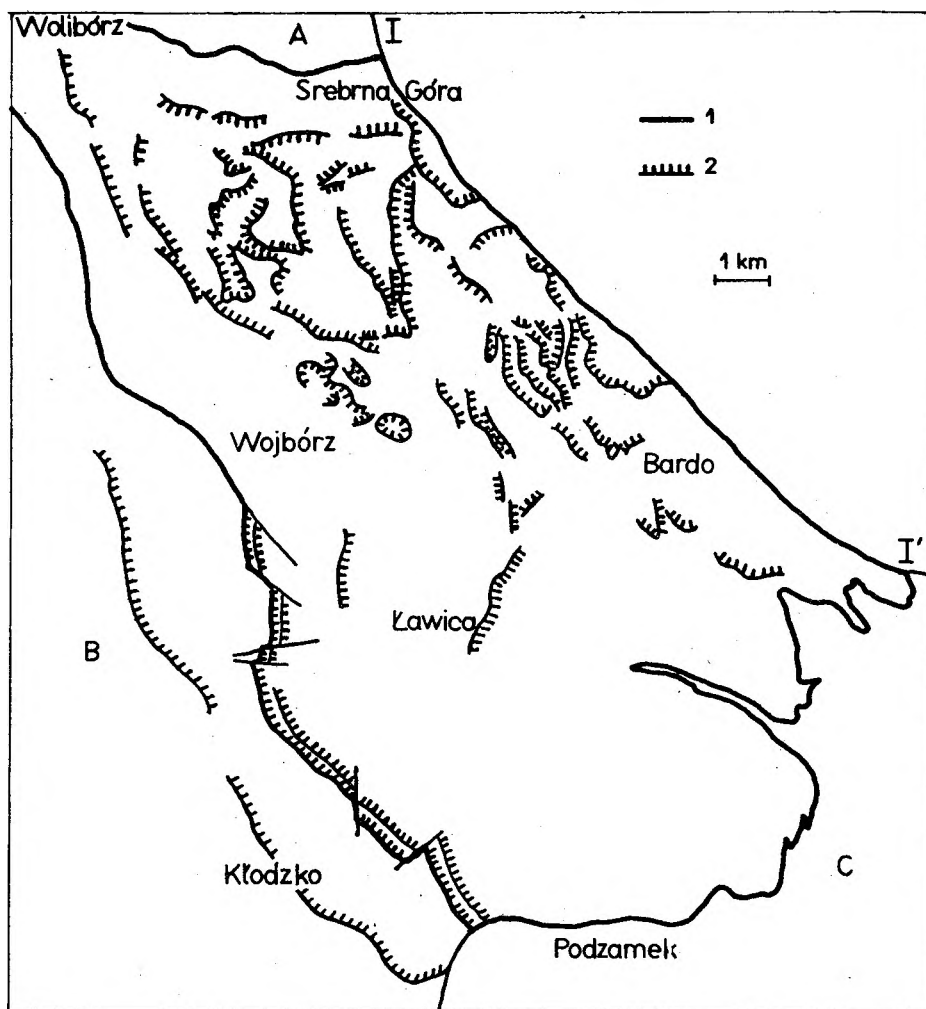


Fig. 5

Schemat sieci nasunięć na obszarze jednostki bardzkiej i w jej obrzeżeniu (według Oberca 1957)

1 – uskoki (w tym I–I' = uskoki sudecki brzeżny); 2 – nasunięcia. Jednostki w obrzeżeniu Gór Bardzkich: A – Góry Sowie; B – metamorfik kłodzki; C – granitoidowy masyw kłodzko-złotostocki

Graphical scheme showing the network of thrust features within the Bardzkie Mts unit and its surroundings (after Oberc 1957)

1 – faults (including the Sudetic Marginal Fault, I–I'); 2 – thrusts. Units surrounding the Bardzkie Mts: A – Gneissic Block of Sowie Mts.; B – Metamorphic Complex of Kłodzko; C – Granitoid Massif of Kłodzko and Złoty Stok

łudniowokaczawska, stanowiąca strukturalny odpowiednik wydzielonego przez H. Teisseyre'a (1956a) siodła Bolków–Wojcieszów, jest zlokalizowana na NE zboczach znacznie większej jednostki – wschodniej kopuły karkonosko-izerskiej. Należy nadmienić, że w budowie strukturalnej metamorfiku karkonosko-izerskiego można wyróżnić dwa elementy kopułowe. W celu uniknięcia zbędnego dualizmu nazw autor proponuje zachować dla tych kopuł terminy wprowadzone przez Oberca (1965) dla określenia elementów intruzji granitu Karkonoszy, która to intruzja wykorzystała wcześniejsze założenia strukturalne omawianego rejonu. Zgodnie z tym wschodnia forma kopułowa określana będzie jako kopuła Jeleniej Góry, zachodnia zaś – Liberca. Ścisły związek subkopuły południowokaczawskiej z kopułą Jeleniej Góry ma swoje odzwierciedlenie w fakcie zaobserwowanym

już przez Schwarzbacha (1939), że struktury odpowiadające generacji  $FDT_3$  (w ujęciu niniejszej pracy) i zapadające na większości omawianego obszaru południowokaczawskiego ku EES ulegają na zachód od Wlenia reorientacji i zanurzają się ku WWN. Wspomniana reorientacja stanowi najprawdopodobniej wynik wypiętrzenia dominującej w tym rejonie megaformy (jaką jest kopuła Jeleniej Góry), której przedłużenie przebiega właśnie na linii Wlenia (patrz fig. 2). Mechanizm takiej reorientacji przedstawiono już wcześniej (fig. 4). Przypuszczać należy, że subkopuła południowokaczawska miała pierwotnie charakter wypiętrzającej się i erodowanej intensywnie geantykliny. Potwierdza to zarówno początkowo morski płytkowodny typ sedymentacji w górnym dewonie struktury Świebodzie (H. Teisseyre 1956a), leżącej na południe od omawianej formy geantykliny

nalnej, jak również obecność synchronicznych sedymentów typu fliszowego w północnej części Gór Kaczawskich (Baranowski 1975). Wskazuje na to także obecność w materiale otczakowym zlepieńców synklinorium Świebodziec metamorfity, które można paralelizować z utworami krystaliniku południowo-kaczawskiego (H. Teisseyre 1956a). Potwierdzają to wreszcie wyniki badań sedymentologicznych Guni (1968) z obszaru wspomnianego synklinorium. Dalsze ruchy wypiętrzające spowodowały regresję morza z depresji Świebodziec (lądowe utwory w facji kulmowej), natomiast nie przerwały morskiej sedymentacji fliszowej w marginalnych częściach geosynkliny na północy i północnym zachodzie Gór Kaczawskich, co dokumentują wyniki badań paleontologicznych Urbanek (1977) i Chorowskiej (1978). Pierwszy etap rozwoju form kopułowych (odpowiadający fazie bretońskiej) spowodował silną kompresję na obszarze położonym między subkopułą południowokaczawską a blokiem Gór Sowich, mającym charakter masywu śródgórskiego. Rezultatem tej kompresji było spiętrzenie i sfałdowanie utworów w depresji Świebodziec (struktury fałdowe o przebiegach zbliżonych do równoleżnikowych), przy czym w warunkach wzrastającej kompresji ogólnej doszło do powstania złuskowań i nasunięć, mających charakter deformacji relaksacyjnych i sięgających głęboko do metamorficznego podłoża. Ten typ deformacji potwierdzają również objawy silnej mylonityzacji stref złuskowań i nasunięć, które były sygnalizowane już przez H. Teisseyre'a (1956a). Z omawianym etapem kopułotwórczym należy zatem wiązać nasunięcie się ku północy jednostek Dobromierza i Cieszowa, przy czym rolę piętrzącego się kopulasto autochtonicznego podłoża spełniał element Bolkowa (*sensu* H. Teisseyre, *op. cit.*), będący dominującym składnikiem strukturalnym w budowie Gór Kaczawskich. W tym miejscu nadmienić trzeba, że mimo odmiennej koncepcji budowy strukturalnej Gór Kaczawskich H. Teisseyre nie wykluczał możliwości, iż jednostki Cieszowa i Dobromierza nasuwały się ku północy (H. Teisseyre 1963). Autor ten nie podał jednak, jaki był mechanizm i przyczyny takiego przebiegu procesu deformacji.

Podobnym przeobrażeniom uległy w fazie bretońskiej najprawdopodobniej również i pozostałe rejonu synklinorialne znajdujące się w obrzeżeniu masywu sowiogórskiego. Bezpośrednią konfrontację utrudnia jednakże głębokie ścięcie erozyjne obszarów leżących w ramach wypiętrzonego później bloku przedsudeckiego, połączone z intensywnymi zmianami kataklastyczno-mylonitycznymi (strefa Niemczy), bądź też przykrycie młodszymi postbretońskimi utworami osadowymi (synklinorium śródsudeckie). Z okresem fazy bretońskiej wiązać należy główne wypiętrzenie

elementów kopułowych w centralnej części orogenu sudeckiego, a także główną deformację stref międzykopułowych w tej części Sudetów, wywołaną przejawami kompresji ogólnej. Struktury fałdowe powstałe w Sudetach w tym okresie należy oznaczyć, zgodnie z nomenklaturą przyjętą przez autora, symbolem *FDK(DT<sub>3</sub>)*. W szerszym aspekcie niektóre z zagadnień regionalnych będą poruszone jeszcze w dalszej części pracy.

Drugi etap intensyfikacji procesów kopułotwórczych przypada na schyłek wczesnego namuru i koreluje się, jak już wspomniano, z przejawami fazy kruszcogórskiej, która zaznaczyła się wyraziście w rozwoju strukturalnym Sudetów obecnością przerwy sedymentacyjnej na obszarze całego górotworu. Z analizy strefy synklinorialnego obrzeżenia masywu Gór Sowich wynika, że faza kruszcogórska zakończyła procesy sedymentacyjne na obszarze depresji Świebodziec, lineamentu Niemczy i struktury bardzkiej. Dalsza sedymentacja ograniczona została tu jedynie do rejonu synklinorium śródsudeckiego, gdzie jednakże wspomnianą fazę rejestruje wyraźny *hiatus*.

Przerwę w depozycji osadów, związaną z przejawami fazy kruszcogórskiej, obserwuje się również w strefach marginalnych Sudetów. We wschodniej części — w basenie morawsko-śląskim, jest ona udokumentowana zarówno na obszarze Polski, jak i CSRS (Unrug, Dembowski 1971; Svoboda *et al.* 1964), natomiast o luce sedymentacyjnej w części północnej na terenie Polski wnioskować można pośrednio opierając się na istnieniu takiej przerwy obserwowanej w rejonie Łużyc (Brause, Hirschmann 1964), a także na dotychczasowych danych z obszaru kaczawskiego, gdzie stwierdzone metamorficzne serie górnowizeńskie (Chorowska 1978) musiały być przykryte młodszymi osadowymi ogniwoami karbonu.

W świetle powyższych danych faza kruszcogórska, której rola w tektogenezie Sudetów była dotychczas raczej nie doceniana, stanowi kolejny etap intensyfikacji piętrzenia orogenu sudeckiego jako całości, a także kolejny etap rozwoju indywidualnych struktur kopułowych i zjawisk towarzyszących temu procesowi. Faza kruszcogórska przypuszczalnie kończy główne stadium piętrzenia centralnych partii Sudetów i aczkolwiek maksimum procesów kopułotwórczych przypada w tym rejonie na fazę bretońską, to trudno jest dla tego obszaru dokonać wyraźnego, całościowego rozgraniczenia udziałów fazy bretońskiej i kruszcogórskiej w kreacji nowych struktur. Wynika to stąd, że przebieg deformacji w obu tych okresach był podobny. Podobne były też efekty: piętrzenie megafarm kopułowych, kompresja prowadząca do sfałdowania i relaksująca się w strefach międzykopułowych w postaci nasunięć, którym to nasunięciom

towarzyszą zazwyczaj strefy intensywnych przejawów metamorfizmu dyslokacyjnego. W fazie kruszcogórskiej zaznacza się również tendencja do aktywizacji struktur leżących coraz bardziej peryferycznie w orogenie sudeckim. Tendencja ta jest charakterystyczna również i dla dalszego rozwoju Sudetów.

Analiza strefy zewnętrznej Sudetów wykazuje, że na obszarze wschodniosudeckim z fazą kruszcogórską należy wiązać zapewne ostateczne wypiętrzenie antyklinorialnej struktury pasma Šternberk—Horní Benešov, a także tworzenie się fałdów o przebiegu NE—SW w obrębie kulmu basenu morawsko-śląskiego. Tę generację struktur między innymi reprezentują wydzielone przez Miszewskiego (1977) w kompleksie warstw andelskohorskich fałdy określone przez cytowanego autora jako  $F_2$ . Struktury te, nawiązując do zasad terminologicznych wprowadzonych w niniejszej pracy, należałoby oznaczyć symbolem  $FDK(DT_4)$ . Ich geneza jest związana z silnym reżimem kompresyjnym stanowiącym pochodną procesu piętrzenia i indywidualizacji struktur kopułowych. W tym też świetle za rezultat fazy kruszcogórskiej należy uznać nasunięcie warstw andelskohorskich na warstwy vrbenskie, a także zapewne dalsze przemieszczenia w strefach istniejących już nasunięć, założonych w fazie bretońskiej. Potwierdzeniem roli fazy kruszcogórskiej we wschodniej części orogenu sudeckiego jest wyraźna zmiana środowiska sedymentacji w basenie morawsko-śląskim. Odzwierciedla to regresja morza u schyłku namuru A i późniejsze lokalne procesy erozyjne, po których nastąpiła depozycja osadów typu kontynentalnego, reprezentowanych przez serię limniczną (Unrug, Dembowski 1971).

Na północy, w rejonie kaczawskim, fazie kruszcogórskiej przypisać należy niemniej istotną rolę. W omawianym okresie, przy panującej ogólnej tendencji do rozbudowy form kopułowych, doszło do silnej kompresji na obszarze pomiędzy dwoma wielkimi piętrzącymi się elementami, które wyznaczały SW i NE ramy rejonu kaczawskiego. Elementami tymi były: kopuła Jeleniej Góry oraz kopuła Wądroża, leżąca obecnie na terenie bloku przedsudeckiego (fig. 2). Wydaje się przy tym, że w fazie kruszcogórskiej formą szczególnie ekspandującą była leżąca peryferycznie kopuła Wądroża, co zgodne byłoby z sygnalizowanymi wyżej tendencjami rozwojowymi w orogenie sudeckim. Wzmagająca się kompresja ogólna prowadziła jednocześnie do relaksacji naprężeń, czego odzwierciedleniem jest szereg nasunięć zorientowanych w dwóch podstawowych kierunkach — od osi struktury synklinorialnej, przebiegającej mniej więcej wzdłuż obecnego rowu Świerzawy, ku obu wymienionym kopułom.

Figura 6 ukazuje schematycznie orientację osi maksymalnej kompresji i kierunki przemieszczeń relaksacyjnych, związanych z fazą kruszcogórską, na tle głównych elementów strukturalnych obszaru kaczawskiego. W kierunku południowym na jednostkę Bolkowa, zgradowaną erozyjnie po fazie bretońskiej, nasunęła się jednostka Świerzawy (*sensu* H. Teisseyre 1956a). Obecność tego nasunięcia potwierdzają między innymi zjawiska mylonityzacji w obrębie serii łupków radzimowickich (H. Teisseyre, *op. cit.*), stanowiących strop elewowanej jednostki Bolkowa. Zaznaczyć jednocześnie trzeba, że stosunkowo znaczne przykrycie osiowych partii subkopuły południowokaczawskiej przez jednostkę Świerzawy wynika z sygnalizowanego już wyżej faktu, iż wspomniana subkopuła jest elementem wyraźnie podrzędnym zarówno w stosunku do kopuły Jeleniej Góry, jak i kopuły Wądroża, których ekspansja determinowała w głównej mierze wielkość omawianego nasunięcia. W kierunku północnym i północno-wschodnim doszło również do wielu nasunięć, jednakże znacznie późniejsze dysjunkcje, dzielące blokowo obszar północnokaczawski, utrudniają korelację poszczególnych elementów, a co za tym idzie dokładne odtworzenie całościowej budowy tego rejonu. Niemniej słuszne wydaje się stanowisko Oberca (1972), który poza zieleńcami Jakuszowej, traktowanymi przez niego jako ekwiwalent jednostki Dobromierza z obszaru południowokaczawskiego, resztę metamorfiku północnokaczawskiego uważa za odpowiednik jednostki Bolkowa. W takim ujęciu zieleńce Jakuszowej (z utworami towarzyszącymi) stanowią element nasunięty na metasedymenty jednostek Rzeszówka i Chełmca. Do interesujących wniosków prowadzi analiza przebiegu głównych nasunięć w strefie północnokaczawskiej, które oddzielają poszczególne elementy o charakterze łusek (Wajsprych 1974). I tak, w miarę posuwania się od południa ku północy zaznacza się wyraźna zmiana orientacji nasunięć — od kierunków w przybliżeniu równoleżnikowych do przebiegu NW—SE, nawiązującego do orientacji osi kopuły Wądroża (porównaj fig. 2 i fig. 6). W południowej części łuski Bogaczowice linia nasunięcia ulega łukowatemu wygięciu i przebiega dalej NE—SW, co odpowiada kierunkom struktur  $FDT_2$  na sąsiednim obszarze bloku przedsudeckiego. Z przedstawionym wyżej etapem rozwoju obszaru kaczawskiego, a dokładnie rzecz biorąc jego środkowych i północnych rejonów, związana jest kolejna deformacja utworów; jej odzwierciedleniem stanowią struktury, które na terenie jednostki Rzeszówka i Jakuszowej zostały określone przez A. Haydukiewicza (1977) symbolami  $f_{IIIa}$  i  $F_{III}$ , a które według nomenklatury przyjętej przez autora należy oznaczyć jako  $FDK(DT_4)$ .

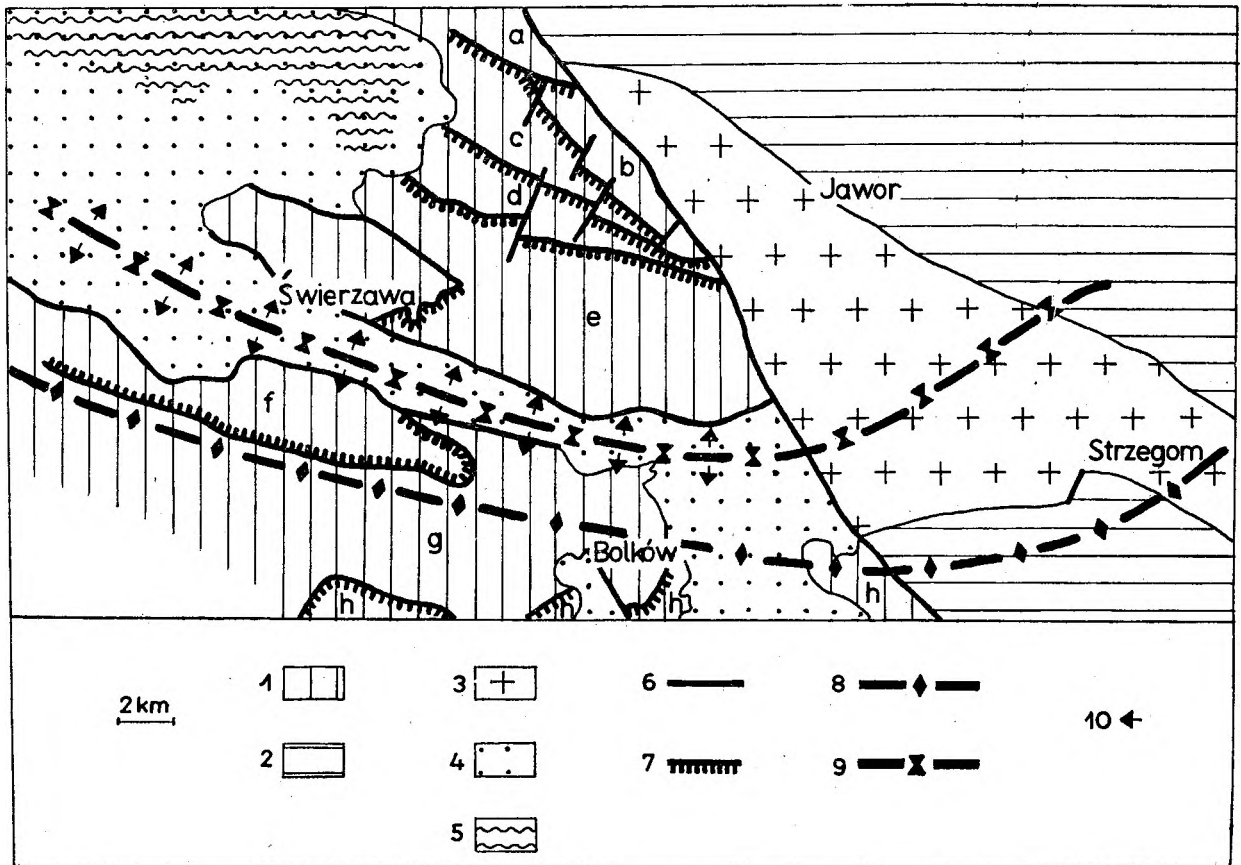


Fig. 6

Elementy strukturalne metamorfiku kaczawskiego i ich pozycja w deformacjach kopułotwórczych związanych z fazą kruszcogórską. Obraz kartograficzny oparty na materiałach H. Teisseyre'a (1967) i Wajsprycha (1974)

1 – metamorfik kaczawski: a – jednostka Złotoryja–Luboradz; b – łuska Bogaczowic; c – łuska Stanisławowa; d – łuska Pomocnego (elementy b, c i d wchodzi w skład jednostki Chełmca); e – jednostka Rzeszów–Jakuszowa; f – jednostka Świerzawy; g – jednostka Bolkowa; h – jednostka Dobromierza; 2 – metamorfik bloku przedsudeckiego; 3 – granitoidy intruzji Strzegom–Sobótka; 4 – utwory osadowe górnego paleozoiku synklinorium północnosudeckiego (westfal górny? – perm); 5 – pokrywa utworów mezozoiku; 6 – uskoki; 7 – nasunięcia; 8 – oś subkopuły południowokaczawskiej (megaantiforma  $FDT_2$  rozbudowana procesami kopułotwórczymi faz  $DK(DT_3)$  i  $DK(DT_4)$ ); 9 – oś megasyntery  $FDT_2$  rozbudowanej procesami kopułotwórczymi; 10 – kierunki przemieszczeń relaksacyjnych

Structural elements of the Kaczawskie Mts Epimetamorphic Complex, and their position within the dome-forming deformations related to the Krušné Hory phase. Map compiled after H. Teisseyre (1967) and Wajsprych (1974)

1 – Epimetamorphic Complex of Kaczawskie Mts: a – Złotoryja–Luboradz unit; b – Bogaczowice thrustfold; c – Stanisławów thrustfold; d – Pomocne thrustfold (elements b, c and d belong to the Chełmec unit); e – Rzeszów–Jakuszowa unit; f – Świerzawa unit; g – Bolków unit; h – Dobromierz unit; 2 – Metamorphic Fore-Sudetic Block; 3 – Strzegom–Sobótka granitoids; 4 – Upper Palaeozoic sedimentary rocks (Upper Westphalian?–Permian) of the North–Sudetic Synclinorium; 5 – Mesozoic sedimentary cover; 6 – faults; 7 – thrusts; 8 – axis of the Southern Kaczawskie Mts subdome (i.e. mega-antiform  $FDT_2$  enlarged through the doming processes of phases  $DK(DT_3)$  and  $DK(DT_4)$ ); 9 – axis of the mega-syntery  $FDT_2$  enlarged through the doming processes; 10 – directions of relaxatory movements

Przejawy trzeciego etapu intensyfikacji procesów kopułotwórczych – fazy późnoasturyjskiej, zaznaczyły się głównie w marginalnych partiach orogenu sudeckiego, co dla obszaru basenu morawsko-śląskiego jest zgodne z tezą wysuwaną już wcześniej przez geologów czeskich (Svoboda *et al.* 1964), a podkreślaną później między innymi przez Unruga i Dembowskiego (1971), o migracji ku wschodowi przejawów coraz to młodszych faz deformacji tego basenu. Z fazą późnoasturyjską wiąże się zatem zapewne finalny stopień sfałdowania utworów w omawianym basenie, piętrzenie jego południowo-wschodnich ram, a także powstanie wielu nasunięć, w tym

michałkowickiego i orłowskiego. W północnej części Sudetów ze względu na znaczne przykrycie utworami permu trudno jest dokładniej precyzować całokształt przeobrażeń związanych z fazą późnoasturyjską, jednakże prawdopodobnie i tu zaznaczyła się ona wyraźnie.

Analiza regionalna przejawów trzech głównych sudeckich faz kopułotwórczych pozwala również na stwierdzenie związku pomiędzy intensywnością deformacji wywołanych procesami kopułotwórczymi a ich usytuowaniem w planie strukturalnym orogenu. W świetle wspomnianej analizy do obszarów, gdzie w wyniku procesów kopułotwórczych dochodziło



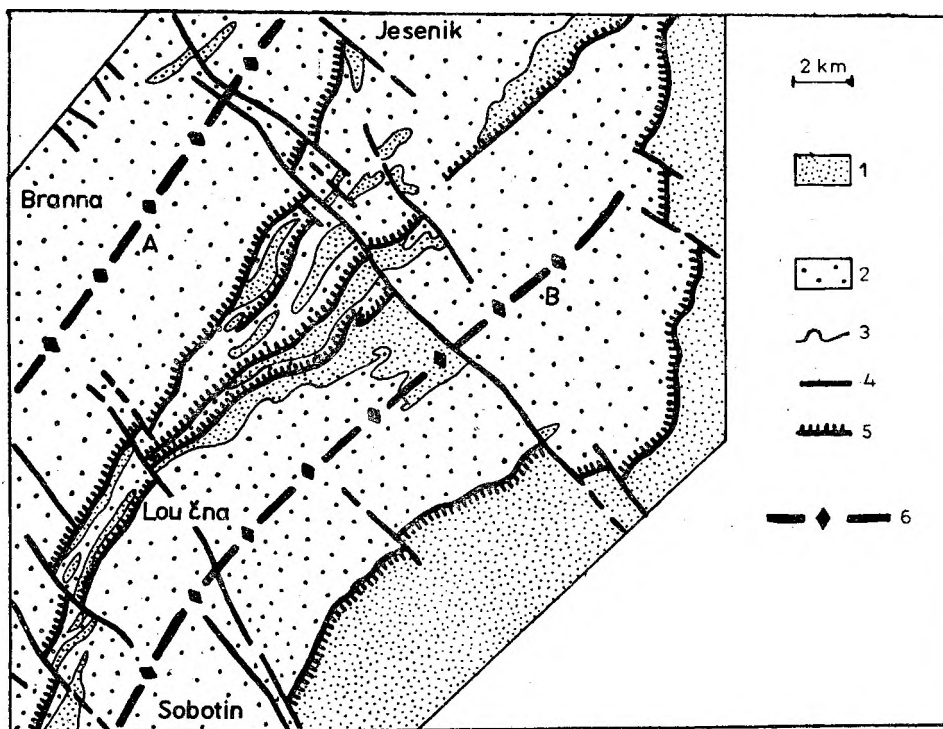


Fig. 7

Szkic geologiczno-strukturalny części obszaru Hrubého Jeseníku — strefa intensywnej kompresji międzykopułowej u zbiegu kopuł cechujących się nieznaczną dywergencją (według obrazu kartograficznego Pouby 1963)

1 — serie dewońskie bądź uważane za dewońskie; 2 — serie uważane za proterozoik; 3 — granice litologiczne; 4 — uskoki; 5 — nasunięcia; 6 — przebieg osi kopuł: A — Keprnika, B — Desny

Geological-structural sketchmap of a fragment of the Hrubý Jeseník, Czechoslovakia, showing zone of intense inter-dome compression as developed at the juncture of slightly divergent domes; mapping data after Pouba (1963)

1 — rock series of Devonian (or presumably Devonian) age; 2 — rock series of presumed Proterozoic age; 3 — lithological boundaries; 4 — faults; 5 — thrusts; 6 — orientation of dome axes: A — Keprnik dome, B — Desna dome

do intensywnego przeładowania utworów połączonego z rozwojem nasunięć i złuskowań o charakterze relaksacyjnym, można zaliczyć:

- 1) strefy wirgacji megastruktur  $FDT_2$ ,
- 2) strefy synklinorialne leżące w obrzeżeniu śródgórskiego masywu oporowego Gór Sowich,
- 3) strefy położone między kopułami cechującymi się nieznaczną dywergencją.

Pierwsze dwa przypadki zostały szeroko omówione i przedstawione w ujęciu regionalnym już wyżej, natomiast odzwierciedleniem ostatniego jest obszar Hrubého Jeseníku na terenie CSRS, prezentowany na figurze 7.

Partie międzykopułowe zajmują tu serie — rejvizská i koutská (zwana też serią Červenohorského Sedla), w których inwentarzu znajdują się przeładowane wzajemnie bardzo intensywnie:

1) utwory dewońskie udokumentowane paleontologicznie lub uważane za dewońskie przez analogię. W wyjaśnieniu stwierdzić należy, że udokumentowany paleontologicznie dewoński wiek w rejonie Hrubého Jeseníku ma seria vrbenská oraz niektóre ogniwa serii rejvizskiej (Chlupáč 1975), natomiast przez analogię

ten sam wiek przypisuje się górnej części serii Branny oraz niektórym ogniwom serii koutskiej;

2) utwory traktowane przez większość geologów czeskich jako proterozoiczne.

Osie powstałych fałdów są zorientowane podobnie, jak osie fałdów generacji  $FDT_2$  w omawianym rejonie, a także w przybliżeniu zgodnie z przebiegiem osi kopuł Keprnika i Desny, których dywergencja jest nieznaczną. Jednocześnie kontakty obu omawianych serii z partiami jądrowymi kopuł mają charakter nasunięć, których odpowiedniki zaznaczają się również i w obrębie samych stref międzykopułowych. W zewnętrznych partiach wymienionych kopuł — zachodniej części kopuły Keprnika i wschodniej części kopuły Desny, gdzie nie ma kątowych niezgodności w przebiegu megaform, intensywność deformacji była znacznie mniejsza i zarówno w obrębie górnej części serii Branny, jak i w serii vrbenskiej nie obserwuje się elementów utożsamianych z proterozoicznymi (Pouba *et al.* 1962; Pouba 1963).

Kompresja towarzysząca rozwojowi kopuł prowadziła do utworzenia się nowego systemu fałdów, a także form relaksacyjnych typu nasunięć, w obrębie

Tabela 2

Regionalne zestawienie korelacyjne struktur fałdowych związanych genetycznie z fazami kopułotwórczymi w Sudetach — FDK (formy polichroniczne związane głównie z fazą bretońską i kruszcogóorską — FDK/DT<sub>3-4</sub>)

Region Materiały źródłowe	Oryginalna symbolika struktur	Charakterystyka struktur	Orientacja przebiegu
Góry Izerskie Kotowski 1967; Oberc 1973	$B_3$	fałdy dachowate, spłaszczone skrzydła	od NW—SE do NE—SW; głównie kierunki południkowe
Wschodnia osłona granitu Karkonoszy J. Teisseyre 1973	$F_4$	szytwe fałdy o charakterze fleksuralnym, spłaszczone skrzydła	NW—SE
Metamorfik ještědzki i żelaznobrodzki Svoboda <i>et al.</i> 1964	młodszy system lineacji	szytwe fałdy deformujące równoleżnikowy system lineacji (FDT <sub>3</sub> wg symboliki przyjętej w tabeli 1)	od NW—SE poprzez N—S do NE—SW*
Południowa część Gór Kaczawskich H. Teisseyre 1967	$B_3^{**}$	drobne fałdki, zmarszczki, sztywny charakter	NW—SE do N—S
Północna część Gór Kaczawskich A. Haydukiewicz 1977	$F_{III}$ $f_{IIIa}$	struktury fałdowe o poziomych lub zbliżonych do poziomych powierzchniach osiowych	W—E, NW—SE, N—S; duża zmienność odzwierciedla dużą dyspersję orientacji struktur FDT <sub>2</sub> (porównaj fig. 2)
Góry Orlickie Żelaźniewicz 1978	$F_6$	szytwe fałdy fleksuralne, szerokopromienne, fałdy stojące z wybożenia	stałe przebiegi NW—SE
Góry Bystrzyckie Gunia, Dumicz 1976b; Dumicz, Haydukiewicz, Majerowicz 1976	$F_3$	plaskie, sztywne fałdy	przebiegi NW—SE
Metamorfik kłodzki Wojciechowska 1975	$F_4$ $F_5^{***}$	fałdy załomowe, fleksuralne, gufraż struktury budinażowe (osie równoległe do przebiegu stref mylonitycznych)	N—S NNW—SSE
Metamorfik śnieżnicki H. Teisseyre 1975b	$F_4$	szytwe fałdy otwarte, gufraż, spękania równoległe do powierzchni osiowych wymienionych fałdów	przebiegi NW—SE
Północna część metamorfiku łądeckiego Cwojdzński 1977	$F_3$ $F_4^{****}$	otwarte fałdy fleksuralne szytwe fałdy załomowe, budiny, gufraż	przebiegi NW—SE przebiegi NW—SE (podobny plan deformacji jak w przypadku struktur $F_3$ )
Metamorfik strzeleński Wójcik 1974	$B_3$	fałdy dachowe i fleksuralne	przebiegi NE—SW i NNE—SSW
Wschodnie Sudety Svoboda <i>et al.</i> 1964; Miszewski 1977	młodsze systemy mezostruktur fałdowych (w tym $F_2$ Miszewskiego, <i>op. cit.</i> )	młodsze systemy mezostruktur fałdowych jako wynik kompresji między starszymi mezostrukturami o tym samym generalnie przebiegu (w tym wydzielone przez Miszewskiego struktury $F_2$ w obrębie warstw andelskohorskich)	orientacja NE—SW i NNE—SSW

\* Przebieg tych struktur jest determinowany ich położeniem względem megastruktury kopułowej. I tak, w rejonie ještědzkim, leżącym na południowo-zachodnich zboczach kopuły Liberca, obserwowany jest SW—NE przebieg omawianych struktur, natomiast w okolicach Frydlantu, znajdujących się na północno-zachodnich zboczach kopuły Liberca, lineacja ta ma przebieg NW—SE. Również w rejonie żelaznobrodzkim, leżącym pomiędzy kopułą Liberca a kopułą Jeleniej Góry, obserwuje się zmienność przebiegów wspomnianej lineacji: od NW—SE na zachodzie, poprzez N—S, do NE—SW na wschodzie (według danych Svobody, *op. cit.*).

\*\* Wydaje się, że wydzielone przez H. Teisseyre'a (1967) generacje struktur  $B_2$  i  $B_3$  nawiązują wyraźnie do struktur  $F_3$  i  $F_4$ , wydzielonych przez J. Teisseyre'a (1973) na sąsiadującym z Górami Kaczawskimi obszarze wschodniej osłony granitu Karkonoszy, co jest zresztą zgodne z sugestiami tego ostatniego autora. W takim razie ich wzajemne następstwo czasowe jest odwrotne, jak to zostanie uzasadnione w pracy. Być może, że wpływ na to miały maskujące oddziaływania późniejszych faz kopułotwórczych (pókruszcogóorskich), utrudniające analizę strukturalną.

\*\*\* Prawdopodobnie młodsza generacja związana z późniejszą kolejną fazą kopułotwórczą.

\*\*\*\* Prawdopodobnie młodsza generacja związana z późniejszą kolejną fazą kopułotwórczą, podobnie jak w metamorfiku kłodzkim, patrz wyżej.

stref synklinorialnych także w przypadkach równoległości sąsiadujących ze sobą kopuł, aczkolwiek przejawy deformacji są wówczas zazwyczaj mniej intensywne. W obrębie zaś samych kopuł, gdzie brak było możliwości relaksacji, dochodziło jedynie do formowania się systemu fałdów w przybliżeniu równoległych do osi ekspandujących struktur kopułowych. W tabeli 2, mającej charakter korelacyjny, przedstawiono regionalną orientację struktur fałdowych, których powstanie wiąże się z fazami procesów kopułotwórczych. Tabela ta uwzględnia indywidualną nomenklaturę stosowaną przez różnych autorów dla poszczególnych rejonów Sudetów, przy czym pominięto tu omówione wcześniej struktury deformacyjne występujące w obrębie synklinoriów leżących na obrzeżeniu masywu Gór Sowich, związane głównie z bretońską fazą kopułotwórczą. Podkreślić również należy polichroniczny charakter struktur przedstawionych w tabeli 2, których powstanie w centralnej części Sudetów jest związane w głównej mierze z dwiema pierwszymi fazami. Problem ten był już sygnalizowany wcześniej. W tym też świetle, a także zgodnie z przedstawionymi założeniami nomenklaturowymi, struktury przedstawione w tabeli 2 zostały określone jedynie ogólnym symbolem genetycznym — *FDK*, bez precyzowania związków chronologicznych z konkretnymi, elementarnymi fazami kopułotwórczymi.

Innym ze skutków piętrzenia się form kopułowych była wspomniana już relaksacja wzrastających naprężeń kompresyjnych, z którą było związane powstawanie nasunięć. Towarzyszyły temu procesy kataklazy i mylonityzacji, przy czym należy podkreślić zbieżność sugestii Dona (1964), mówiących o „przynajmniej dwóch etapach mylonityzacji” w utworach metamorfiku łądecko-śnieżnickiego, i dowodzonej przez autora tezy o szczególnie intensywnych przejawach dwóch pierwszych faz kopułotwórczych w centralnej części Sudetów. Jeżeli weźmiemy pod uwagę fakt, że wzrost form kopułowych był związany z inwersją pierwotnej struktury geosynkinalnej, a także stwierdzenie przez Dumicza (1976) zgodności laminarnych stref kataklazyczno-mylonitycznych w gnejsach śnieżnickich i gieraltowskich z przebiegiem foliacji, to nasuwa się wniosek, iż przy generacji form kopułowych szczególnie mobilne i uaktywnione dla przemieszczeń były powierzchnie starszych elementów strukturalnych.

Należy tu wspomnieć o pewnym specyficznym typie nasunięć, związanym również z procesem piętrzenia kopuł, lecz stanowiącym przykład szczególnie silnej rozbudowy pierwotnych elementów strukturalnych. Otóż, w ujęciu schematycznym, rejon Sudetów Wschodnich tworzył na etapie struktur *FDT*<sub>2</sub> kompleks megafałdów nachylonych ku wschodowi, przy

czym wergencja taka zaznaczyła się już począwszy od wschodnich partii obecnej kopuły kłodzko-orlickiej. Piętrzenie form kopułowych w obrębie takiej infrastruktury prowadziło do dalszego wzrostu asymetrii, konsekwencją zaś tego było nasuwanie się kopuł na strefy synklinorialne. Zaawansowanie tego procesu było zróżnicowane. Wstępne stadia są reprezentowane przez poddarcia lub niewielkie nasunięcia w zachodnich partiach stref międzykopułowych (seria koutská), natomiast końcowe etapy charakteryzują się znacznym przykryciem strefy synklinorialnej przez nasuniętą od zachodu kopułę. Klasycznym przykładem tego ostatniego stadium, jest nasunięcie ramzowskie, w którego przypadku kopuła velkovrbenska przykrywa znaczną część strefy międzykopułowej, reprezentowanej w stropowych partiach przez serię Branny. Należy zaznaczyć, że w takim ujęciu amplituda nasunięcia ramzowskiego wynosi 5–6 km. Wyłania się przy tym problem wielkości nasunięć tworzących się w wyniku kompresji międzykopułowej. Mechanizm deformacji wskazuje, że wielkość ta musiała być porównywalna z wielkością konkretnych struktur kopułowych. W świetle takich założeń ramowych amplituda większych nasunięć wahałaby się od kilkuset metrów do kilku kilometrów, przy czym wydaje się wątpliwe, by mogła przekraczać dziesięć kilometrów. Nasunięcie ramzowskie należy więc do jednej z większych form tego typu.

Obecność nasunięć komplikuje niekiedy prace badawcze w metamorfiku sudeckim, gdyż często towarzyszą im objawy diaforezy, zacierające różnice w pierwotnym stopniu metamorfozy graniczących ze sobą kompleksów. Między innymi ma to miejsce w rejonie jednostki Leszczyńca we wschodnich Karkonoszach, jak również we wschodnim obrzeżeniu kopuły Desny na obszarze Hrubého Jesenika. Inną grupę skutków nasunięć stanowią obserwowane inwersje stopnia metamorfizmu (przykładem może tu być wspomniane już nasunięcie ramzowskie), które akcentują, obok elementów litologicznych, istnienie nasunięć i stanowią wtedy ważne kryterium diagnostyczne. Przypadek szczególnych komplikacji wywołanych nakładaniem się wymienionych wyżej czynników oraz towarzyszących im przejawów mylonityzacji reprezentuje strefa Niemczy. Na obszarze tym obserwuje się tak dużą zmienność pomiędzy sąsiadującymi niewielkimi domenami skalnymi, że wyprowadzenie budowy strukturalnej tego obszaru jedynie w nawiązaniu do klasycznego typu ewolucyjnego natrafia na poważne trudności, o czym świadczą wyniki dotychczasowych badań (Dziedzicowa 1979a, b).

Uwzględnienie w analizie strukturalnej obecności elementów deformacyjnych związanych z przejawami

faz kopułotwórczych pozwoliło autorowi na przedstawienie nowych poglądów również na niektóre etapy w rozwoju wschodnich Karkonoszy. Na obszarze tym J. Teisseyre (1973) wydzielił wśród młodszych struktur fałdowych dwie generacje —  $F_3$  i  $F_4$ , przy czym pierwszą z nich wiąże z procesem formowania się fleksury wschodnich Karkonoszy. Ponieważ w otoczkach metamorfitów wschodniokarkonoskich, występujących w utworach osadowych kulmu synklinorium śródsudeckiego, nie stwierdza on oznak deformacji typu  $F_3$ , więc sugeruje dla tej deformacji wiek pokulmowy (J. Teisseyre, *op. cit.*). Co do struktur  $F_4$  ogranicza się do stwierdzenia, że są to formy najmłodsze, nie precyzując ich genezy i czasu powstania. Łączenie form  $F_3$  z procesem formowania fleksury wschodnich Karkonoszy jest spostrzeżeniem bardzo słusznym. Potwierdzają to również obserwacje z innych rejonów Sudetów, o czym będzie mowa w dalszych częściach tej pracy. Błędne wydaje się natomiast określenie względnego następstwa form  $F_3$  i  $F_4$ , które jednoznacznie wynika z analizy diagramów strukturalnych wykonanych przez J. Teisseyre'a (*op. cit.*); część tych diagramów przedstawia figura 8.

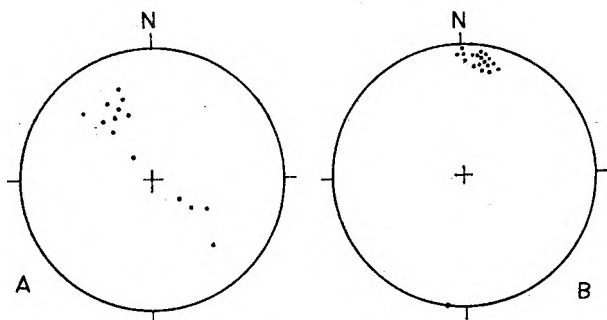


Fig. 8

Diagramy fałdów i lineacji etapów  $F_3$  i  $F_4$  z obszaru wschodniej osłony granitu Karkonoszy (według J. Teisseyre'a 1973)

A — diagram struktur  $F_4$  (14 pomiarów), dane z całego obszaru Wschodnich Karkonoszy; B — diagram struktur  $F_3$  (19 pomiarów), dane z NW części wschodnich Karkonoszy

Diagrams showing the orientation of folds and lineations of stages  $F_3$  and  $F_4$ , as measured within the metamorphic complex of Eastern Karkonosze Mts (after J. Teisseyre 1973)

A — diagram of structures  $F_4$  (14 measurements from the whole area of Eastern Karkonosze); B — diagram of structures  $F_3$  (19 measurements from the northwestern part of Eastern Karkonosze)

Osie struktur  $F_4$  cechują się dużą dyspersją za padów, przy czym wyraźnie zaznacza się pasowy charakter tej dyspersji (fig. 8A) wywołany późniejszą rotacją tych form. Znamienny jest tu fakt, że ós rotacji odpowiada przebiegowi struktur  $F_3$ , które z kolei charakteryzują się dużą stałością orientacji (fig. 8B). A zatem deformacja, której zawdzięczają powstanie struktury  $F_3$  (*sensu* J. Teisseyre, *op. cit.*), spowodowała jednocześnie prawidłową reorientację

struktur z fazy wcześniejszej, którą była faza  $F_4$  (*sensu* J. Teisseyre). Biorąc zaś pod uwagę płaski, fleksurowy kształt owych struktur  $F_4$  oraz przebieg zbliżony do orientacji znacznie wcześniejszych struktur  $FDT_2$  (*sensu* autor), należy paralelizować ich powstanie z reżimem kompresji ogólnej odpowiadającym fazom deformacji kopułotwórczych. Potwierdza to również fakt, że obszar wschodnich Karkonoszy znajduje się w strefie pomiędzy kopułą Jeleniej Góry a subkopułą południowokaczawską, a więc w strefie szczególnie predysponowanej dla rozwoju podobnych deformacji. Obraz nasunięć na rozpatrywanym terenie ma charakter złożony. Powstanie swe zawdzięczają one najprawdopodobniej relaksacji naprężeń kompresyjnych towarzyszących rozwojowi kopuły, natomiast na obserwowaną aktualnie ostateczną formę ich przebiegu wywarło wpływ późniejsze wypiętrzenie fleksury wschodnich Karkonoszy (okres fazy tworzenia się struktur  $F_3$  w rozumieniu J. Teisseyre'a). I tak, pierwotny charakter przebiegu cechuje południowe fragmenty nasunięć Leszczyńca i elementu Przybkowic, podczas gdy przebieg wspomnianych nasunięć na dalszych odcinkach stanowi prawdopodobnie sumaryczny efekt poddarcia fleksuralnego i późniejszych procesów erozyjnych, które ścięty leżące bardziej na zachód nasunięte masy skalne. Ilustracją omówionych zagadnień jest figura 9. Nadmienić tu trzeba, że obecność nasunięcia elementu Przybkowic, znacznie słabiej rozpoznanego niż nasunięcie Leszczyńca, dokumentują odkryte przez J. Teisseyre'a (*op. cit.*) brekce i kataklazyty występujące w strefie kontaktowej między jednostką Leszczyńca a elementem Przybkowic. Strefa ta stanowi zapewne stropową część jednostki Leszczyńca i spągową partię elementu Przybkowic.

Przebieg powierzchni nasunięcia Leszczyńca jest akcentowany przez strefy kataklastyczne, niekiedy nawet mylonityczne, które występują w spągowych partiach jednostki Leszczyńca. Południowa gałąź tego nasunięcia, mająca — jak już wspomniano — zapewne pierwotny kierunek przebiegu, podkreśla nie tylko więz z kopułą Jeleniej Góry, lecz także nawiązuje do orientacji struktur  $FDT_2$  z północno-zachodniej części obszaru kłodzko-orlickiego (patrz fig. 2). Pomostem między kopułami Jeleniej Góry i kłodzko-orlicką był hipotetyczny częściowo w zarysie masyw, który dostarczał materiału okruchowego do basenu kulmowego synklinorium śródsudeckiego (A. Teisseyre 1975). Pozostałości tego masywu, nawiązującego składem litologicznym do kryształiniku rýchorskiego z wschodnich Karkonoszy, wynurzają się spośród utworów osadowych synklinorium śródsudeckiego w okolicy Voletin i Markušovic, na terenie CSRS (Čepek 1964; Čepek *et al.* 1961;

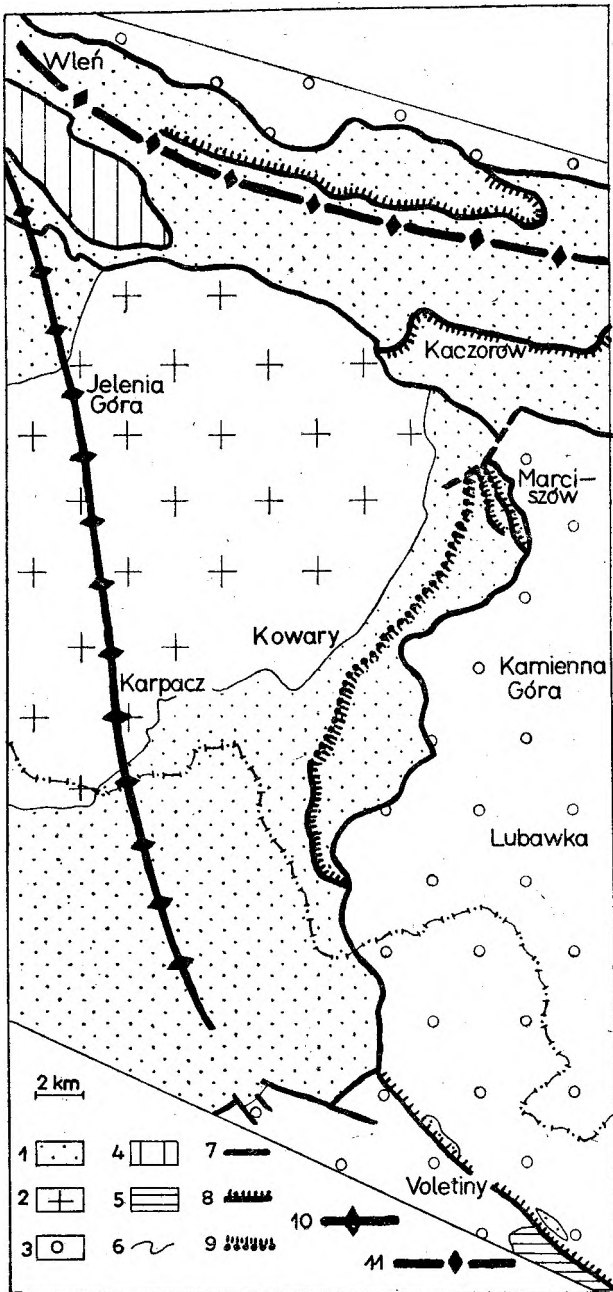


Fig. 9

Szkic geologiczno-strukturalny wschodniej osłony granitu Karkonoszy

1 — metamorfik wschodnich i południowych Karkonoszy, Gór Rychorskich, Gór Izerskich i Gór Kaczawskich; 2 — granit Karkonoszy; 3 — skały osadowe synklinorium śródsudeckiego (karbon—perm); 4 — skały osadowe rowu Wlenia (perm i mezozoik); 5 — skały osadowe synkliny Hronova (kreda); 6 — granice litologiczne; 7 — uskoki; 8 — nasunięcia; 9 — nasunięcia o przebiegu zniekształconym przez fleksurę wschodnich Karkonoszy; 10 — oś kopuły Jeleniej Góry; 11 — oś subkopuły południowokaczawskiej

Geological-structural sketchmap of the eastern cover of Karkonosze granite (i.e. the Eastern Karkonosze Mts)

1 — metamorphic complexes of the Eastern and Southern Karkonosze Mts, Rychorskie Mts, Izerskie Mts, and Kaczawskie Mts; 2 — Karkonosze granite; 3 — sedimentary rocks of Intra-Sudetic Synclinorium (Carboniferous—Permian); 4 — sedimentary rocks of Wleń Graben (Permian—Mesozoic); 5 — sedimentary rocks of Hronov Syncline (Cretaceous); 6 — lithological boundaries; 7 — faults; 8 — thrusts; 9 — thrusts, whose extent has been deformed by the flexure of Eastern Karkonosze Mts; 10 — axis of Jelenia Góra dome; 11 — axis of the subdome of Southern Kaczawskie Mts

Svoboda 1962; Svoboda, Chaloupský, *et al.* 1961). Fakt, że linia nasunięcia Leszczyńca niknie w okolicach Opawy pod utworami kulmu pozwala wiązać powstanie tej dyslokacji, a także nasunięcie elementu Przybkowic, z pierwszym okresem kopułotwórczym — fazą bretońską. W takim ujęciu, nawiązując struktury deformacyjne wydzielone przez J. Teisseyre'a (1973) do nomenklatury zastosowanej przez autora, formy określone przez niego jako  $F_4$  należy oznaczyć symbolem  $FDK(DT_3)$ . Jednocześnie elementy generacji  $F_3$  (*sensu* J. Teisseyre), związane zapewne z migracją granitoidów karkonoskich w fazie asturyjskiej i tworzeniem się fleksury wschodnich Karkonoszy, o czym będzie mowa w dalszej części pracy, odpowiadają strukturom oznaczanym w niniejszej pracy jako  $FDI(DT_5)$ . Dyslokacyjne strefy o miąższościach do 100 m, obserwowane przez A. Teisseyre'a (1975) na kontaktach kulmu i metamorfiku wschodnio-karkonoskiego, gdzie zbrekcjonowaniem i kataklazą objęte są zarówno utwory krystaliczne, jak i osadowe, odpowiadałyby natomiast już deformacjom fazy kruszcogórskiej i być może częściowo zostały odmłodzone w czasie formowania się wspomnianej fleksury. Kruszcogórskiej fazie kopułotwórczej zawdzięczają też zapewne powstanie liczne strefy dyslokacyjne w obrębie synklinorium śródsudeckiego, charakteryzujące się zbrekcjonowaniem i kataklazą utworów strefy kontaktowej. Tej fazie należałoby przypisać również poddarcie utworów karbońskich, obserwowane w brzeżnych partiach omawianego synklinorium.

Reasumując poruszane w tej części problemy można stwierdzić, że rozwój form kopułowych w Sudetach, a być może i w innych rejonach wartyścińskich, na co wskazuje ich zbliżony cykl rozwojowy, rozpoczął się w okresie utożsamianym z przejawami fazy bretońskiej. Potwierdza to analiza wzajemnych stosunków przestrzennych i chronologicznych pomiędzy:

- 1) fliszowymi utworami górnodewońsko-dolnokarbońskimi strefy zewnętrznej orogenu sudeckiego;
- 2) utworami krystalicznymi strefy wewnętrznej, w której kopułowej strukturze jednym z elementów budulcowych jest dewon środkowy i częściowo górny, łączący się przy stopniowym wzroście stopnia metamorfozy z centralnymi partiami kopuły (m. in. Dvořák 1975; Franke 1969<sup>3</sup>), zbudowanymi z utworów przeddewońskich;

<sup>3</sup> Franke (1969) drobniawo dowodzi istnienia ścisłego związku górnej części serii Branny (uważanej *per analogiam* za kompleks wieku dewońskiego) z dolną częścią tej serii oraz z centralnymi partiami kopuły Keprnika. Związek ten uwiadcza się w stopniowym wzroście stopnia metamorfozy, przy czym obecność wkładek zlepniocowych w obrębie dolnej

3) molasowymi utworami śródgórkimi, tworzącymi się począwszy od górnego dewonu.

Dalszych argumentów potwierdzających pośrednio prezentowaną przez autora tezę o roli faz kopu-

łotwórczych w rozwoju strukturalnym Sudetów dostarcza przedstawiona poniżej analiza przejawów plutonizmu granitoidowego i jego powiązań z ewolucją budowy orogenu sudeckiego.

### PLUTONIZM GRANITOIDOWY I JEGO ZWIĄZKI Z BUDOWĄ STRUKTURALNĄ I DEFORMACJAMI W SUDETACH

Przechodząc do tej problematyki trzeba wyjaśnić kilka zagadnień natury ogólniejszej, związanych z ostatnimi poglądami na schemat budowy Masywu Czeskiego. W strukturze tego Masywu i jego obrzeżenia można wyróżnić szereg stref rozłamowych, obejmujących swym zasięgiem pionowym głębokie podłoże. Należy przy tym podkreślić, że przebieg wspomnianych stref nie zawsze pokrywa się z przebiegiem dyslokacji w partiach przypowierzchniowych, a w niektórych przypadkach strefy te mogą mieć charakter kryptostrukturalny i nie odzwierciedlają się wówczas wcale w obrazie powierzchniowym. Strefy rozłamowe, zwane dalej również rozłamami, cechują się złożoną budową, mają znaczne szerokości, niekiedy do 10 km (Chrt *et al.* 1968), i dzielą omawiany obszar na szereg bloków różniących się często inwentarzem litologicznym i przebiegiem ewolucji strukturalnej. Rozłamy są wykrywane bezpośrednio metodami geofizycznymi (głęboka sejsmika, grawimetria), pośrednio zaś ich obecność wskazywać może pasowy układ złóż mineralizacji kruszcowej (Chrt *et al. op. cit.*; Kanasiewicz, Sylwestrzak 1970), a także obecność skał zasadowych, a szczególnie ultrazasadowych. W orientacji przestrzennej zaznaczają się cztery główne kierunki przebiegu głębokich rozłamów w rejonie Masywu Czeskiego: NE—SW, NW—SE, NNE—SSW i WNW—EES (Röhlich, Štovičková 1968), przy czym na obszarze Sudetów dominują trzy pierwsze. Publikowane prace dotyczące blokowej budowy Masywu Czeskiego i jego okolic<sup>4</sup> oraz opublikowane rezultaty prac geofizycznych przeprowadzonych podczas realizacji VII Międzynarodowego Pro-

filu Sejsmicznego (Guterch *et al.* 1975; Pożaryski 1975) umożliwiły autorowi syntetyczne ujęcie sieci głównych rozłamów na obszarze Sudetów. Ujęcie to, poszerzone o przyległą część Masywu Czeskiego, prezentowane jest w schematycznej wersji na figurze 10.

Początki powstawania owej sieci rozłamów należy wiązać z konsolidacją pierwotnej struktury Masywu Czeskiego (starsze generacje rozłamów), a więc zgodnie z ogólnie panującymi poglądami z okresem proterozoiku. Młodsze rozłamy tworzyły się sukcesywnie z rozwojem i konsolidacją Masywu i jego obrzeżenia. Strefy rozłamowe trzeba zatem traktować jako formy długowieczne, rzutujące na przebieg późniejszych etapów rozwojowych, przy czym, jak wykazuje Burtman (1978), długowieczności tej nie przeczy nawet wyprowadzanie geotektonicznej drogi ewolucyjnej na gruncie teorii mobilizmu.

We wcześniejszych częściach tej pracy został przedstawiony pogląd autora, że w okresie kaledonowaryscyjskim zaznaczyło się kilka faz jednolicie zorientowanych regionalnych nacisków tangencjalnych pomiędzy Masywem Czeskim a platformą wschodnioeuropejską. W świetle wspomnianej jednolitej orientacji nacisków regionalnych zrozumiały staje się fakt szczególnie mobilnego charakteru obszaru łużyckiego, który leży na przedłużeniu północnego naroża Masywu Czeskiego. Ten mobilny charakter zaakcentowany jest obfitością granitoidów różnego wieku, które występują w rejonie Łużyc. Konfrontując powyższe uwagi ze schematem blokowej budowy Sudetów można stwierdzić, że towarzyszący poszczególnym fazom ruchów tangencjalnych stres kompresyjny działał głównie wzdłuż osi NNE—SSW. Stres ten, prowadząc z jednej strony do rozbudowy orogenu sudeckiego w profilu pionowym kosztem jego szerokości, powodował z drugiej strony powstanie prostopadłych do wspomnianej osi naprężeń o charakterze tensyjnym. Naprężenia te przejawiać się mogły szczególnie na powierzchniach nieciągłości, a taki charakter, w połączeniu z bardzo korzystną orientacją przestrzenną, miały strefy rozłamowe o przebiegu NNE—SSW. Te właśnie struktury stanowiły drogi migracji dla intruzji granitoidowych o charakterze syn- i późnokinematycznym w stosunku do poszczególnych faz nacisków tangencjalnych. Należy zaznaczyć,

partii serii Branny upodabnia tę część do bazalnych partii górnego ogniwa serii Branny. W konkluzjach Franke przeczy uznawanej dość powszechnie opinii o transgresywnym zaleganiu górnej części serii Branny, lecz wyciąga z tego dalszy wniosek, że cały kompleks Branny jest wobec tego prekambryjski. Błędy w tego typu wnioskowaniu wynikają z błędności przyjętego założenia, które identyfikuje obecność metamorfizmu mezozonalnego z prekambryjskim wiekiem deformacji i związanej z nią metamorfozy (porównaj fig. 1).

<sup>4</sup> Należy tu szczególnie przypomnieć następujące prace: Röhlich, Štovičková 1968; Chrt *et al.* 1968; Kanasiewicz, Sylwestrzak 1970; Polanský 1973; Zeman 1973; Bližkovský, Pokorný i Weiss 1975; Weiss 1977, a także: Bernard 1976; Bližkovský, Dvořák *et al.* 1977 i Palivcová *et al.* 1978.

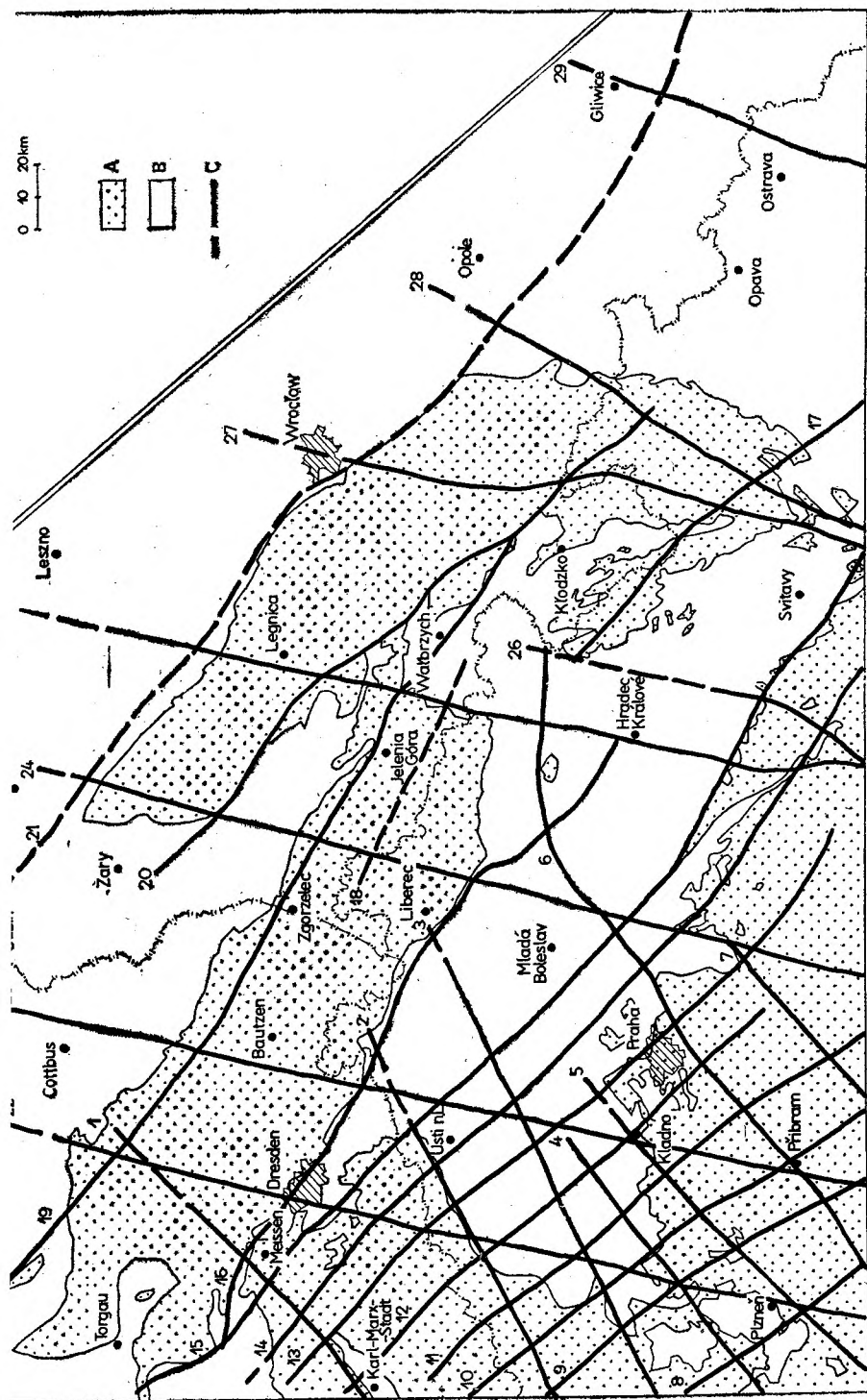


Fig. 10

Schemat sieci rozłamów węgłbnych na obszarze Sudetów i przyległej części Masywu Czeskiego (w nawiązaniu do wystąpień utworów przedkenozoicznych). Przebieg linii rozłamowych oparty na analizie wyników prac, których autorami są: Röhlich i Štovičková (1968), Štovičková (1975), Weiss (1977), Guterch *et al.* (1975), Pożaryski (1975), Bliźkowský *et al.* (1977), Vondrová (1963), Kanasiewicz i Sylwestrzak (1970), Zeman (1973), Polansky (1973), Palivová *et al.* (1978). Podkład ogólnogeologiczny oparty na mapie geologicznej Polski i krajów ościennych (Pożaryski 1979)

A — skały krystaliczne — metamorfity o różnym stopniu przeobrażenia (proterozoik górny — karbon dolny) i towarzyszące im intruzywy; B — skały osadowe (karbon dolny — kreda górna) i towarzyszące im wulkanyty; C — przebieg rozłamów węgłbnych. Rozłamy o orientacji NE-SW: 1 — centralnosaksoński; 2 — kruszcogórski; 3 — litoměřicki; 4 — stříbrski; 5 — kladneński; 6 — środkowoczeski (Klatowski); 7 — benešovski. Rozłamy o orientacji NW-SE: 8 — hornislavkowsk; 9 — jáchymovsk; 10 — příbramski; 11 — tábořski; 12 — brandovsk; 13 — říčanck; 14 — cínoveck; 15 — łabski; 16 — lužyck; 17 — bušinsk (buszyski); 18 — karkonošk; 19 — śródsudeck; 20 — sudeck brzeżny; 21 — odrzański. Rozłamy o orientacji NNE-SSW: 22 — pilzneńsk; 23 — zděck; 24 — białeck; 25 — zachodniomorawski (příbyslavsk); 26 — orlicki\*; 27 — morawsko-śląski; 28 — jeseníck\*; 29 — ortowski

\* Uwaga: Nazwy wprowadzone przez autora dla określenia tych rozłamów, które dotychczas nie miały nazw. Pozostałe nazwy zostały wprowadzone i były stosowane przez cytowanych wyżej autorów

Graphical scheme showing the network of deep fractures within the Sudetes and adjacent part of Bohemian Massif (with reference to the occurrences of pre-Cainozoic rocks). The extent of individual fractures is based on the works by Röhlich and Štovičková (1968), Štovičková (1975), Weiss (1977), Guterch *et al.* (1975), Pożaryski (1975), Bliźkowský *et al.* (1975), Bliźkowský *et al.* (1977), Vondrová (1963), Kanasiewicz and Sylwestrzak (1970), Zeman (1973), Polansky (1973), and Palivová *et al.* (1978). General geological base of the map is after Pożaryski (1979)

A — crystalline rocks, i. e. metamorphic rocks of various alteration rank (Upper Proterozoic — Lower Carboniferous) and associated intrusives rocks; B — sedimentary rocks (Lower Carboniferous — Upper Cretaceous) and associated volcanites; C — extent of deep fractures. Fractures trending NE-SW: 1 — Central Saxonian fracture; 2 — Erzgebirgische fracture; 3 — Litoměřice fracture; 4 — Stříbro fracture; 5 — Kladno fracture; 6 — Central Czech (Klatov) fracture; 7 — Benešov fracture. Fractures trending NW-SE: 8 — Horní Slavkov fracture; 9 — Jáchymov fracture; 10 — Příbram fracture; 11 — Tábor fracture; 12 — Brandov fracture; 13 — Říčany fracture; 14 — Cínovec fracture; 15 — Elbe fracture; 16 — Lusatian fracture; 17 — Bušinsk fracture; 18 — Karkonosze fracture; 19 — Intra-Sudetic fracture; 20 — Marginal Sudetic fracture; 21 — Odra fracture. Fractures trending NNE-SSW: 22 — Píleň fracture; 23 — Zdice fracture; 24 — Białeck fracture; 25 — Western Moravian (Příbyslav) fracture; 26 — Orlica fracture; 27 — Moravian-Silesian fracture; 28 — Jeseník fracture; 29 — Orlovo fracture

\* Note: These names are introduced here for unnamed fractures. All the remaining names are according to the above-cited authors

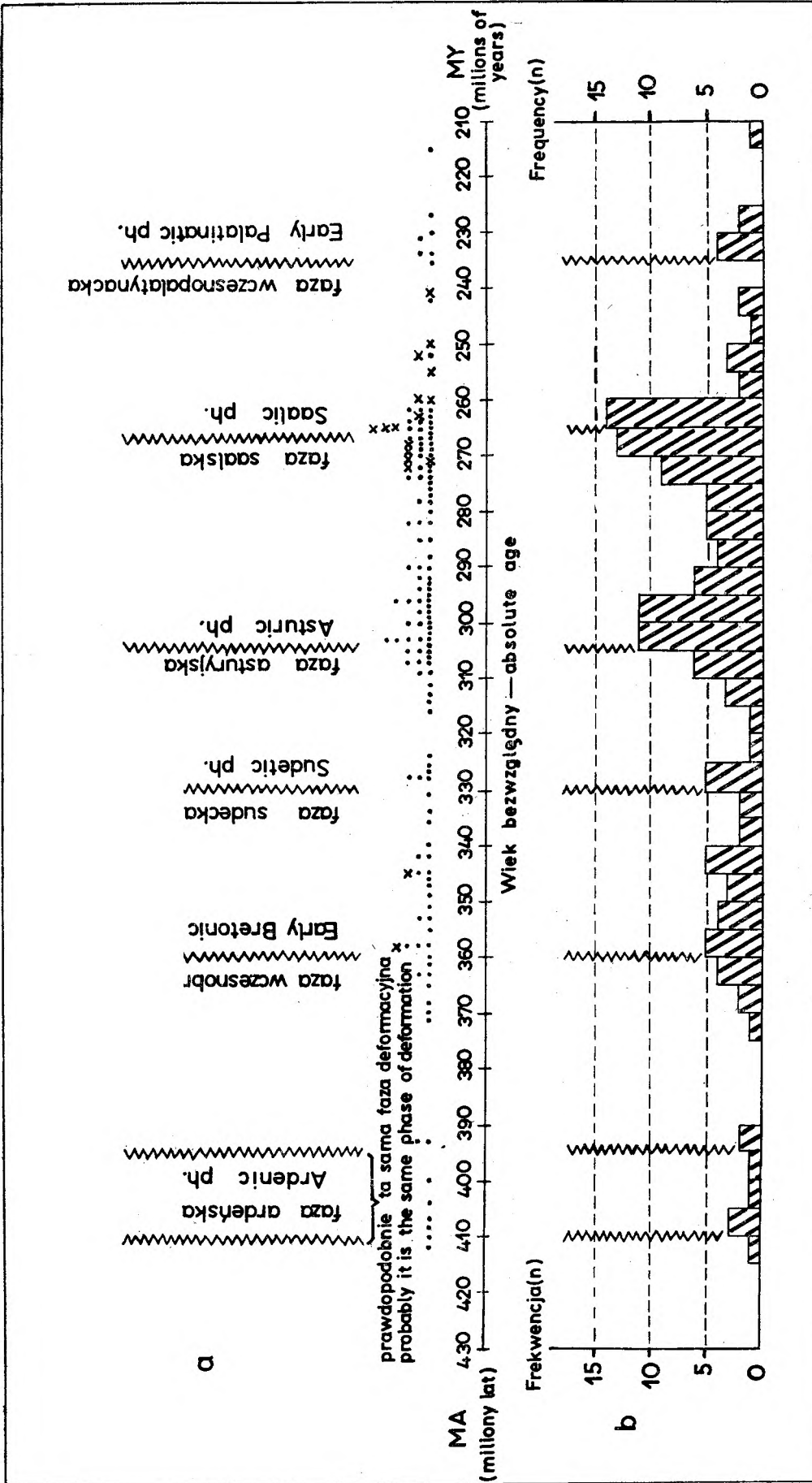


Fig. 11

Zestawienie wyników oznaczeń radiometrycznych wieku bezwzględnego kwaśnych plutonów i przejawów mineralizacji kruszcowej dla obszaru Masywu Czeskiego i jego obrzeżenia ze szczególnym uwzględnieniem Sudetów

Zestawienie wykonano na podstawie wyników oznaczeń przedstawionych w pracach: Winogradowa i Tugarinowa (1960, 1964), Smejkal (1960, 1964), Przewłockiego *et al.* (1962), Boruckiego (1966), Burcharta (1971), Depučicha (1971, 1972), Depučicha i Lisa (1971, 1972), Domečki i Opletal (1974), Bernarda i Klominského (1975) oraz Lisa i Sýlwestrzaka (1978); większość oznaczeń wykonano metodą K/Ar na biotytych  
**a** — rozkład częstości oznaczeń wieku bezwzględnego (kropkami oznaczono datowanie wieku bezwzględnego granitoidów, krzyżkami — datowania wieku bezwzględnego przejawów mineralizacji); starsza generacja mineralizacyjna: asocjacja s-au (kwarc złotożółty, siarczki Bi, Te, Mo, W — asocjacja charakterystyczna dla złóż typu Jilové); młodsza generacja mineralizacyjna: asocjacje k-pol, pol, u (mineralizacja polimetaliczna z siarczkami żelaza, cynku, stanniem, barytem — asocjacje charakterystyczne dla złóż typu Kutná Hora; mineralizacja uranowa — asocjacja charakterystyczna dla złóż typu Jáchymov); **b** — histogram częstości oznaczeń wieku bezwzględnego

Summary of the radiometric absolute-age data for acid plutones and ore-bearing mineralization within the Bohemian Massif and its surroundings with particular reference to Sudetes  
 Data review based on the works by Winogradov and Tugarinov (1960, 1964), Smejkal (1960, 1964), Przewłocki *et al.* (1962), Borucki (1966), Burchart (1971), Depučich and Lis (1971, 1972), Domečka and Opletal (1974), Bernard and Klominský (1975), and Lis and Sýlwestrzak (1978); most datings done on biotite by K/Ar method  
**a** — frequency distribution of absolute-age data (granitoid data marked by dots, ore-mineral data marked by crosses); older generation of ore mineralization: association s-au (gold-bearing quartz, sulfides of Bi, Te, Mo and W), characteristic to Jilové-type ore deposits; younger generation of ore mineralization: associations k-pol, pol, and u (polymetallic mineralization including Fe and Zn sulfides, stannite, and baryte — associations characteristic to the Kutná Hora-type ore deposits); uranium mineralization — association characteristic to the Jáchymov-type ore deposits); **b** — histogram showing the frequencies of absolute-age determinations



że w warunkach panującej wówczas kompresji kierunkowej intrudujące ciała miały, jak to przyjmuje Chain (1974), głównie charakter pokładowy (formy typu harpolitów) i wykorzystywały istniejące nieciągłości strukturalne, w tym szczególnie foliację. Potwierdzają to wyniki badań Schwinnera (1928) oraz Watznauera (1930, 1935) z obszaru granitu Karkonoszy, a także Watznauera (1954) z sąsiadującego z Sudetami rejonu Gór Kruszcowych. Z powyższych założeń wynika, że rozłamy stanowiły strefy, w których obrębie w czasie nacisków związanych z kolejnymi fazami deformacji tangencjalnych dochodziło do rozwoju stresów tensyjnych jako pochodnych regionalnego stresu kompresyjnego. Powodowało to udrożnienie omawianych stref dla wy-ciskanych syn- i późnokinematycznie mas granitoidowych, stanowiących jeden z efektów szeroko rozumianej deformacji. Rozłamy są zatem obszarami występowania korzeniowych partii intruzji, natomiast wyższe partie tych intruzji leżą peryferycznie względem rozłamów i mają charakter pokładowy.

Interesujących danych dostarcza zestawienie wyników oznaczeń radiometrycznych wieku bezwzględnego kwaśnych plutonitów i przejawów mineralizacji kruszcowej wykonanych dla obszaru Masywu Czeskiego i jego obrzeżenia, ze szczególnym uwzględnieniem Sudetów — patrz figura 11.

Granitoidy stanowią najwładniejszą grupę litologiczną dla analiz wieku bezwzględnego i mimo że mogą one ulegać i ulegają procesom bądź „odmładzania”, związanego z późniejszymi wpływami termicznymi, bądź też „postarzenia”, związanego ze zmianami wietrzeniowymi (Burchart 1971; Borucki 1966), to jednak zachowują się wśród nich, prawdopodobnie ze względu na dość jednolitą i znaczną formę tych ciał, rozległe partie charakteryzujące się niewielkimi zmianami, zbliżone do struktur pierwotnych. Oznaczenia wieku bezwzględnego dla tych reliktowych, lecz dość pospolitych struktur dają wartości odpowiadające lub zbliżone do faktycznego wieku intruzji, stanowiące podstawę umiejscowienia w skali wieku bezwzględnego szeregu procesów geologicznych. Przykładem może tu być skala przedstawiona przez Geological Society of London (1964). Odtworzenie pewnych prawidłowości chronologicznych jest możliwe dzięki kompleksowo przeprowadzonej analizie wyników oznaczeń radiometrycznych. Polega to na wyznaczeniu interwałów, w których obrębie dochodzi do interferencji dwóch czynników: wartości tła, związanych z procesami „odmładzania” i „postarzenia”, oraz wartości wynikających z faktycznych przejawów fazy intruzywniej. Interwały te zaznaczają się wyraźnym wzrostem frekwencji, co widoczne jest na przedstawionym na figurze 11b histogramie.

Otrzymany obraz daje podstawy do wyróżnienia sześciu okresów intensyfikacji plutonizmu granitoidowego w Masywie Czeskim i jego obrzeżeniu, w tym i Sudetów. Okresy te odzwierciedlają jednocześnie przejawy faz deformacyjnych zawężających stopniowo środkowoeuropejski kaledono-waryscyjski obszar geosynklinalny.

#### GRANITOIDY ZWIĄZANE Z FAZĄ DEFORMACYJNĄ $DT_2$ (ARDENSKĄ?)

Na przedstawionym na figurze 11b histogramie, opartym na rozkładzie datowań wieku bezwzględnego granitoidów Masywu Czeskiego i jego obrzeżenia (fig. 11a), zaznacza się, niezbyt wprawdzie liczna, lecz wyraźna, grupa oznaczeń odpowiadająca granitoidom wieku młodokaledońskiego, które stanowią w tym układzie wstęp do właściwej plutonogenezy waryscyjskiej. Nie można, ze względu na niewielką liczbę oznaczeń w tej grupie, przesądzać ostatecznie, czy jest ona reprezentowaniem dwóch, czy też raczej jednego aktu deformacyjnego. Wyniki datowań radiometrycznych pozwalają zaliczyć w Sudetach do wspomnianej grupy młodokaledońskiej granodioryt zawidowski (wschodniołużycki) oraz granodioryt demitzki (zachodniołużycki). Oprócz datowań „odmłodzonych” na skutek późniejszych procesów, które to datowania pominięto, dane dla obu wymienionych granitoidów wyglądają następująco: granodioryt zawidowski — 393 MA, 393 MA (Šmejkal — *fide* Burchart 1971), granodioryt demitzki — 407 MA, 408 MA (Schürmann — *fide* Burchart 1971). Zbieżność wiekową tych dwóch granitoidów potwierdzają również obserwacje Möbusa (1958, 1964) oraz badaczy czeskich (Kopecký *et al.* 1963), którzy uważają granodioryt zawidowski i demitzki za równo-wiekowe odmiany, przy czym Möbus (*op. cit.*) jest zdania, że są to granitoidy waryscyjskie. Chaloupský (Svoboda, Chaloupský 1962) stoi na stanowisku assyntyjskiego wieku granodiorytu zawidowskiego, co ma dokumentować obecność otoczek metamorfotów izerskich w zlepieńcach występujących w poddłozu utworów datowanych na sylur — w metamorfiku południowych Karkonoszy. Należy wyjaśnić, że według Chaloupskiego (*op. cit.*) metamorfoza serii izerskich jest zbliżona wiekowo do intruzji granodiorytu zawidowskiego. Obecność gnejsów w otoczkach zlepieńców, uważanych przez Chaloupskiego za ordowickie, ma świadczyć według niego o długotrwałości procesu erozyjnego, którym wobec tego musiał być objęty górotwór stary, assyntyjski. Zdaniem autora stwierdzone przez Chaloupskiego (*op. cit.*) i niekwestionowane fakty geologiczne nie muszą

potwierdzać sugerowanego przez niego wieku intruzji granodiorytu zawidowskiego, gdyż:

1) poziom kwarcytów, z których bazalnymi partiami związane są niekiedy zlepieńce zawierające otoczaki metamorfitów izerskich, nie jest horyzontem ciągłym — raz występuje on w obrębie fyllitów serycytowych, w innych zaś przypadkach zalega „transgresywnie” wprost na starszych utworach (Chaloupský, *op. cit.*);

2) poziom ten często wyklinowuje się (Chaloupský, *op. cit.*);

3) zlepieńce kwarcytowe tworzą często jądra fałdów (Chaloupský, *op. cit.*);

4) obszar krystaliniku karkonosko-izerskiego uległ, jak podkreśla Chaloupský (*op. cit.*), silnej deformacji, której przypisuje on wiek młodokaledoński. Dodać należy, że osie powstałych wówczas fałdów, do których zaliczyć można również fałdy podkreślone struk-

turą omawianych zlepieńców kwarcytowych, nawiązują między innymi swą orientacją do najstarszych, reliktowych elementów fałdowych ( $FDT_2$  *sensu autor*), przebiegających pierwotnie w przybliżeniu N—S (J. Teisseyre 1973);

5) z badań dotyczących tempa współczesnych procesów denudacyjnych wynika, że niektóre masywy górskie degradowane są z szybkością około 100 cm/1000 lat (= 1 km/1 mln lat), a nawet szybciej (*fide* Książkiewicz 1968). Przy założeniu, że taka intensywność procesów denudacyjnych cechowała piętrzący się orogen sudecki oznaczałoby to, że odsłonięcie poziomów gnejsowych nie wymagało aż tak długiego okresu, jak to sugeruje Chaloupský (*op. cit.*);

6) dane z innych rejonów Sudetów, między innymi z obszaru kopuły kłodzko-orlickiej, wskazują, że erozyjne odsłonięcie głębszych poziomów meta-

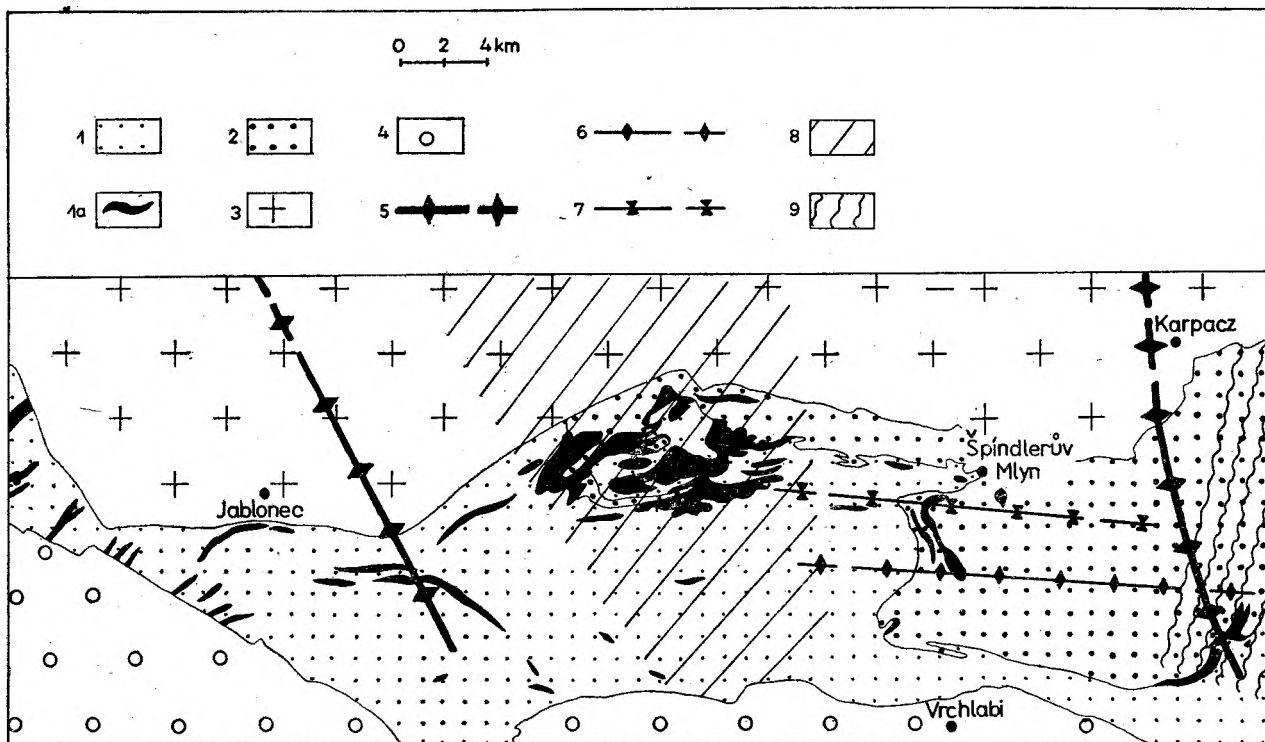


Fig. 12

Szkic geologiczno-strukturalny rejonu południowokarkonoskiego; obraz kartograficzny według Svobody (1963) i Čepka (1961)

1 — epimetamorfik południowych Karkonoszy i Gór Rychorskich (ordowik, sylur?), w tym: 1a — ordowickie kwarcyty serycytowe z występującymi niekiedy w spągu zlepieńcami; 2 — mezozonalny metamorfik karkonosko-izerski (proterozoik—starszy paleozoik?); 3 — granit Karkonoszy; 4 — skały osadowe z wulkanitami (karbon, perm i kreda górna); 5 — osie kopuł (wtórnie rozbudowane procesami kopułotwórczymi megaantiformy  $FDT_2$ ); 6 — oś megaantiformy  $FDT_3$ ; 7 — oś megasyntormy  $FDT_3$ ; 8 — osiowe partie strefy międzykopułowej (obszar największych naprężeń kompresyjnych w czasie deformacji kopułotwórczych — DK i głównych przemieszczeń relaksacyjnych); 9 — strefa deformacji pierwotnych struktur związana z utworzeniem się fleksury wschodnich Karkonoszy

Geological-structural sketchmap of Southern Karkonosze Mts.; mapping data after Svoboda (1963) and Čepka (1961)

1 — epimetamorphic complex of Southern Karkonosze and Rychorskie Mts (Ordovician, Silurian?), including: 1a — Ordovician sericitic quartzites with local basal conglomerates; 2 — mesozonal metamorphic complex of Karkonosze—Izerskie Mts (Proterozoic—Older Palaeozoic?); 3 — Karkonosze granite; 4 — sedimentary rocks with volcanites (Carboniferous, Permian and Upper Cretaceous); 5 — dome axes (enlarged through secondary dome-forming processes associated with mega-antiform  $FDT_2$ ); 6 — axis of mega-antiform  $FDT_3$ ; 7 — axis of mega-synform  $FDT_3$ ; 8 — axial parts of inter-dome zone (zone of maximum compressional stress, and major relaxatory movements); 9 — zone of primary-structures deformation, as developed through the formation of Eastern Karkonosze flexure

morficznych — gnejsowych, nastąpiło w interwale czasowym między początkami dewonu górnego a przejawami fazy bretońskiej. W takim kontekście badania A. Teisseyre'a (1975) z rejonu synklinorium śródsudeckiego, z których wynika, że otoczki gnejsów kowarskich (ekwiwalent metamorfiku izerskiego) pojawiają się w kulmie tego synklinorium dopiero w wizenie, dokumentowałyby z jednej strony wpływy nasunięcia Leszczyńca w strukturze kopuły Jeleniej Góry, z drugiej zaś intensywność procesów erozyjnych w okresie młodszego paleozoiku.

Analiza powyższych danych wskazuje, że deformacje opisywane przez Chaloupskiego (*op. cit.*) jako młodokaledońskie należałoby wiązać z okresem tworzenia się form kopułowych i z towarzyszącym temu procesowi fałdowaniem jako efektem kompresji ogólnej. W wyniku tego ostatniego procesu powstał nowy garnitur struktur fałdowych izoklinalnych, których orientacja i asymetria stanowi wynik wzrostu megaform kopułowych i ich oddziaływania na strefę międzykopułową. Pozycja kwarcytów zalegających „transgresywnie” jest prawdopodobnie pozycją tektoniczną, co potwierdzają liczne objawy kataklazy. Charakterystyczny jest przy tym fakt, że przebieg pasm kwarcytowych akcentuje obecność i zarys form kopułowych, co ilustruje figura 12.

W takiej sytuacji wspomniane wyżej utwory zlepieńcowe południowych Karkonoszy, zawierające fragmenty metamorfitów izerskich, należałoby paralizować strukturalnie, a być może i wiekowo, ze zlepieńcami odkrytymi przez Kaszę (1964) w rejonie Kletna, a więc na obszarze kopuły kłodzko-orlickiej. Zaznaczyć trzeba jednocześnie, że te ostatnie zlepieńce uważane są przez cytowanego wyżej autora za dolnokarbońskie, ewentualnie górnodewońskie, i występują w strefie nasunięcia wiązanego przez Kaszę (*op. cit.*) z przejawami fazy bretońskiej. Nie rozstrzygając kwestii wieku nasunięcia Kletna można stwierdzić, iż prawdopodobnie ma ono charakter polichroniczny, na co wskazują odkryte przez Kaszę (*op. cit.*) ślady kilku etapów późniejszych ruchów tektonicznych w obrębie omawianej strefy dyslokacyjnej. Założenia tej strefy należy wiązać niewątpliwie z fazą bretońską, natomiast sedymentacja zlepieńców może stanowić pochodną postbretońskiej intensywniej erozji. W takim ujęciu być może nasunięcie metamorfiku śnieżnickiego na zlepieńce Kletna trzeba paralizować z kruszcogórską fazą kopułotwórczą.

Znaczne analogie wskazujące na podobny rozwój strukturalny wykazuje obszar łużycki. Również tu stwierdzono liczne nasunięcia, schematycznie ukazane na figurze 13, którym dotychczas przypisywano naturę gratiwacyjną (*vide* Kazakow 1979).

Dokładne rozpoznanie stratygraficzne tego ob-

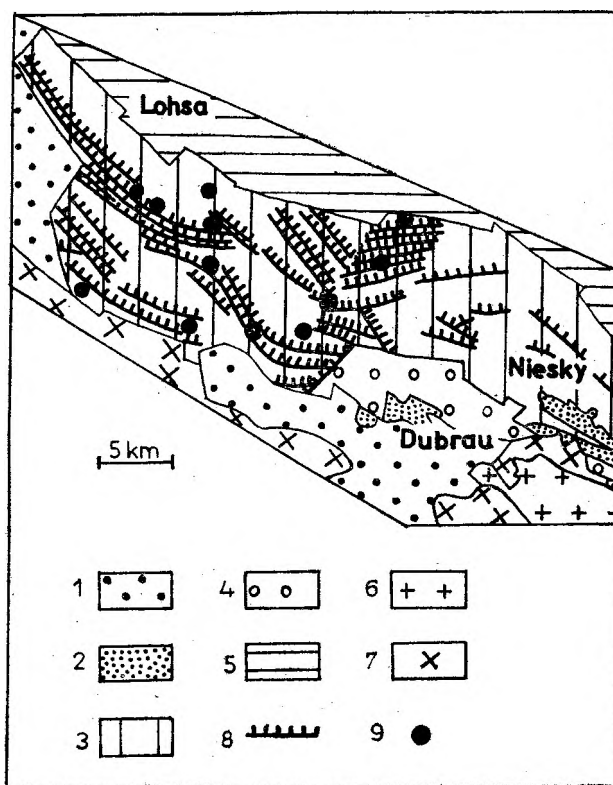


Fig. 13

Szkic geologiczny północno-wschodniej części osłony masywu łużyckiego (według Kazakowa 1979)

1 — proterozoik górny? (szarogłazy łużyckie); 2 — kambr—ordowik; 3 — ordowik górny—dewon (allochton według Kazakowa *op. cit.*); 4 — karbon dolny (wizen); 5 — karbon górny—dolny perm (utwory molasowe, częściowo pod przykryciem mezozoiku i kenozoiku); 6 — granit z Königshain (granitoidy młodsze); 7 — granodiority łużyckie (granitoidy starsze); 8 — nasunięcia; 9 — otwory nawierające osady karbonu dolnego pod utworami syluru—dewonu

Geological sketchmap of the northeastern part of the cover of the Lusatian Massif (after Kazakow 1979)

1 — Upper Proterozoic? (the Lusatian greywackes); 2 — Cambrian and Ordovician; 3 — Upper Ordovician—Devonian (allochthonous according to Kazakow *op. cit.*); 4 — Lower Carboniferous (Visean); 5 — Upper Carboniferous—Lower Permian (molasse series, partly covered by Mesozoic and Cainozoic); 6 — Königshain granite (younger granitoid rocks); 7 — Lusatian granodiorites (older granitoid rocks); 8 — thrusts; 9 — boreholes reaching Lower Carboniferous under the Silurian—Devonian rocks

szaru utrudnia obecność licznych wystąpień utworów typu szarogłazowego, pozbawionych dokumentacji paleontologicznej. W tym miejscu trzeba wspomnieć, że w podobnie obfitującym w szarogłazy krystaliniku ještědzkim, leżącym w sąsiedztwie, odtworzenie historii rozwoju tego obszaru komplikowało się właśnie ze względu na obecność różnowiekowych, w tym i dewońskich, horyzontów szarogłazowych (Kopecký *et al.* 1963). W świetle koncepcji prezentowanych przez autora niezgodności między szarogłazowymi warstwami z Kamenz a utworami starszego paleozoiku Łużyc są związane ze znacznie późniejszymi nasunięciami powstałymi w fazach kopułotwórczych począwszy od bretońskiej po późnoasturyjską, której obecność dokumentuje między innymi

nasunięcie dolnokambryjskich wapieni z Ludwigsdorf na utwory westfalu (Roselt 1959). Przy tego typu deformacjach datowanie całego kompleksu warstw z Kamenz na eokambr (Brause, Hirschmann 1964), a zwłaszcza ich stropowych partii, gdzie występują zlepieńce z otoczkami granodiorytu zawidowskiego (Hirschmann 1966), jedynie na podstawie niezgodnie zalegającego na tych warstwach starszego paleozoiku łużyckiego jest dyskusyjne. W takiej sytuacji również obecność otoczek granodiorytu zawidowskiego w obrębie warstw z Kamenz nie stanowi dowodu jego assyntyjskiego wieku, jak to sugeruje Hirschmann (*op. cit.*).

Przeprowadzona przez Freyera i Hirschmanna (1970) analiza wyników wiercenia w Sproitz (obszar występowania starszego paleozoiku łużyckiego) skłoniła wymienionych autorów do stwierdzenia, że aczkolwiek orogeneza kaledońska nie wywarła w tym rejonie silnego piętna, to jednak obecność zlepieńcowych partii w dolnym dewonie profilu omawianego wiercenia wskazuje na obecność ruchów tektonicznych na przełomie syluru i dewonu. W tym miejscu należy zwrócić uwagę na duże analogie w rozwoju północnej części Łużyc i Gór Kaczawskich. Sedymentacja geosynkлинаlna w obu tych rejonach, poza południową częścią Gór Kaczawskich, utrzymywała się jeszcze w karbonie dolnym, natomiast obserwowane na przełomie syluru i dewonu oraz dewonu środkowego i górnego zmiany w charakterze sedymentacji i wzrost udziału frakcji okruczowej, obserwowane również i w innych brzeżnych partiach geosynkliny sudeckiej, wskazują, że w tych okresach zaznaczyły się fazy ruchów tektonicznych, które wypiętrzały centralne partie orogenu sudeckiego. Tak więc obserwowany na obszarze łużycko-kaczawskim typ sedymentacji potwierdza fakt, że leżące na południe od tego obszaru rejony obecnego masywu łużyckiego i metamorfiku karkonosko-izerskiego były już na przełomie syluru i dewonu wypiętrzane i degradowane, przy czym przejawy deformacji z tego okresu zaznaczyły się na znacznym obszarze Polski, poza rejonem platformy wschodnioeuropejskiej.

W tym miejscu należy naświetlić zagadnienie stosunku pozycji obszaru łużyckiego do struktury Masywu Czeskiego. Otóż biorąc pod uwagę północne naroże Masywu, przecięcie wewnętrznych granic megabloków — sudeckiego i kruszcogórskiego, oraz strefę, w której serie paleozoiku łużyckiego zmieniają swój przebieg z NW—SE na WWS—EEN, można stwierdzić, że te trzy elementy leżą w przybliżeniu na jednej linii (patrz figura 14).

Wskazuje to na wyraźny wpływ Masywu Czeskiego, którego powstanie wiąże się z wcześniejszymi prekambryjskimi etapami konsolidacji, na rozwój strukturalny

młodszych jednostek leżących w jego obrzeżeniu. Jednocześnie analiza wzajemnego układu wspomnianych trzech elementów i związanych z nimi konturów granicznych potwierdza zaprezentowaną wyżej tezę, że główne naciski regionalne działały wzdłuż kierunku NNE—SSW lub NE—SW, a więc na linii Masyw Czeski — platforma wschodnioeuropejska. Tak więc obszar łużycki zajmuje specyficzną pozycję, gdyż leży w północnym narożu młodszych ogniw strukturalnych, związanych z obrzeżeniem Masywu Czeskiego, w narożu, którego szczególnie mobilny charakter ma swoje źródła w naciskach pomiędzy Masywem Czeskim a platformą wschodnioeuropejską. Przez obszar ten przebiega od Masywu w kierunku wymienionego naroża linia rozłamu wgłębnego, który na terenie CSRS określany jest jako rozłam pilzneński (Röhlich, Štovičková 1968). Z rozłamek pilneńskim związane są zapewne korzeniowe partie rozległej intruzji granodiorytów łużyckich, przy czym wspomniana specyfika pozycji strukturalnej rzutowała na fakt, że migracja mas granitoidowych odbywała się w dwóch prostopadłych do strefy rozłamowej kierunkach — ku EES i WWN. Potwierdzeniem tego jest między innymi przebieg kontaktów granitoidów łużyckich z głównym wystąpieniem szarogłazów łużyckich, a także przebieg strefy przeobrażeń termicznych wywołanych przez owe granitoidy w rejonie rozłamu pilneńskiego (fig. 14). Trzeba zaznaczyć, że z obszarem łużyckim związane jest również występowanie młodszych intruzywów (co potwierdza sygnalizowany już jego mobilny charakter), których wpływy termiczne na kompleks szarogłazowy w wielu rejonach nakładają się i zacierają pierwotny obraz związany z omawianą najstarszą fazą intruzywną. We wszystkich jednak przypadkach wyraźnie zaznaczają się związki intruzji ze strefą rozłamową.

Odnosnie do omawianej intruzji granodiorytów łużyckich należy przypuszczać, że stanowiła ona syn- i późnokinematyczny efekt fazy, której zawdzięczają powstanie struktury generacji  $FDT_2$  (*sensu* autor), przy czym intrudujące masy wykorzystały istniejącą nieciągłość strukturalną, być może pierwotną — osadową, w obrębie kompleksu szarogłazowego. Sądząc z rozprzestrzenienia tych starszych granitoidów łużyckich ich miąższość była znaczna, zapewne rzędu kilku kilometrów. Późniejsze przeobrażenia związane z metamorfizmem progresywnym przekształciły utwory szarogłazowe leżące w podłożu intruzji w mezozonalną serię gnejsowo-lupkową, natomiast nadkład granitoidów, szczególnie w późniejszych partiach międzykopalowych, nie uległ większym zmianom. W tym też świetle wspomniane wcześniej zbieżne wyniki oznaczeń wieku bezwzględnego granodiorytów zawidowskiego i demitzkiego należałoby

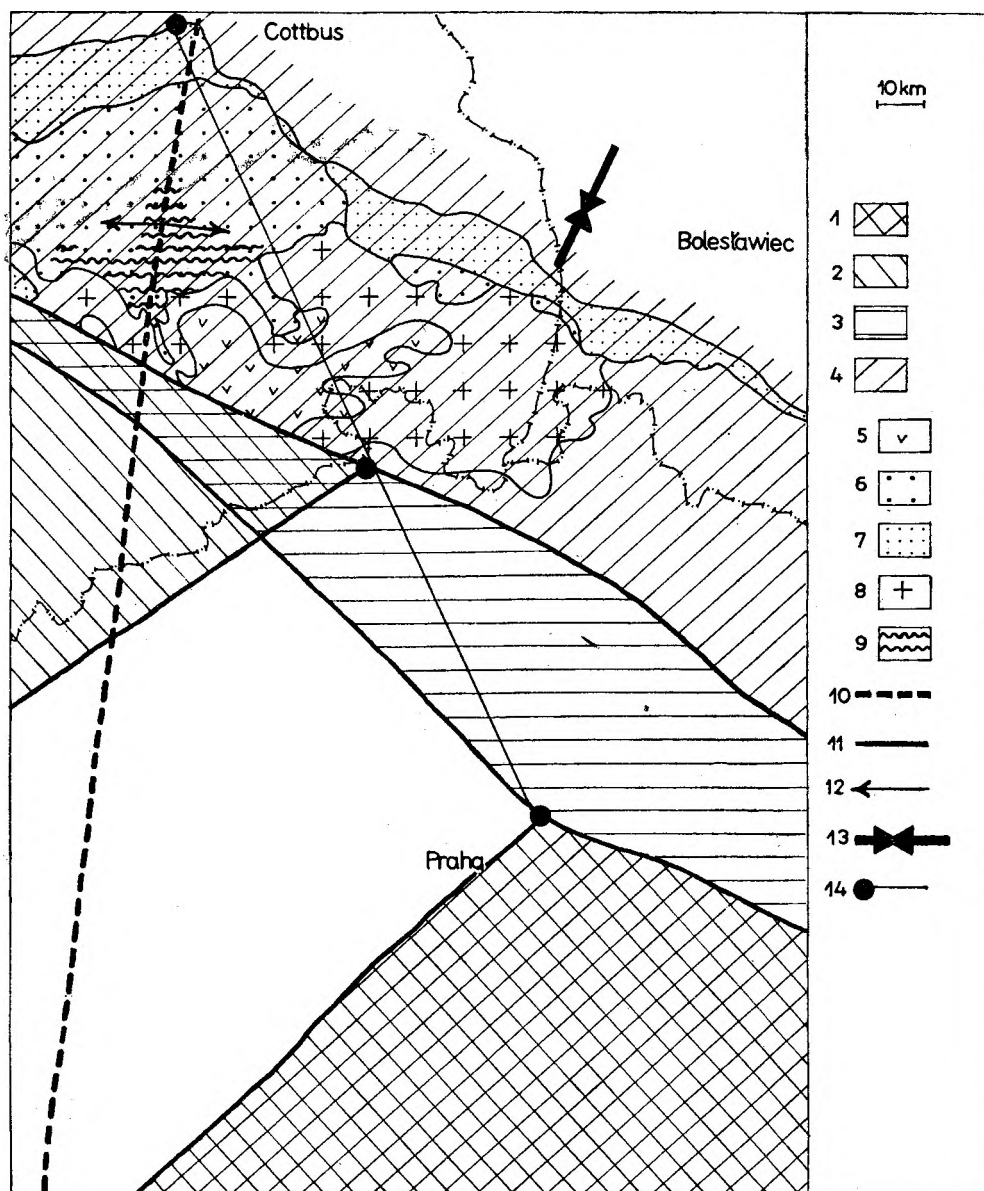


Fig. 14

Pozycja obszaru łuzycyckiego i granitoidowego masywu łuzycyckiego na tle stosunków strukturalnych pomiędzy Masywem Czeskim a młodszymi jednostkami w jego północnym obrzeżeniu

1 – Masyw Czeski; 2 – megablock kruszcogórski; 3 – strefa Łaby; 4 – megablock sudecki; 5 – łuzycyckie kompleksy gnejsowe (proterozoik górny?); 6 – szarogłazy łuzycyckie (proterozoik górny?); 7 – paleozoik łuzycycki (kambr-karbon dolny); 8 – granitoidy łuzycyckie; 9 – strefa przeobrażeń termicznych w kompleksie szarogłazów (efekt kontaktu z granitoidami łuzycyckimi); 10 – pilzneński rozłam wgłębny; 11 – rozłamy będące zarazem granicami megablocków; 12 – kierunki migracji mas granitoidowych ze strefy rozłamu pilzneńskiego; 13 – oś głównej regionalnej kompresji tangencjalnej (naciski pomiędzy Masywem Czeskim a platformą wschodnioeuropejską); 14 – linia łącząca trzy punkty charakterystyczne: północne naroże Masywu Czeskiego, przecięcie wewnętrznych granic megablocków (sudeckiego i kruszcogórskiego) oraz strefę skreću serii paleozoicznych w NW i NE obrzeżeniu obszaru łuzycyckiego

Position of the Lusatian region and granitoid massif on the background of structural relationships between the Bohemian Massif and the younger units in its northern surroundings

1 – Bohemian Massif; 2 – megablock of Krušné Hory Mts; 3 – Elbe zone; 4 – Sudetic megablock; 5 – Lusatian gneissic complexes (Upper Proterozoic?); 6 – Lusatian greywackes (Upper Proterozoic?); 7 – Lusatian Palaeozoic complex (Cambrian-Lower Carboniferous); 8 – Lusatian granitoid rocks; 9 – zone of thermal alteration of the greywackes complex (effect of the contact with Lusatian granitoid intrusions); 10 – Plzeň deep fracture; 11 – fractures being megablock boundaries; 12 – directions of migration of granitoid masses along the Plzeň fracture zone; 13 – major axis of regional tangential compression (i.e. stress developed between the Bohemian Massif and Eastern European Platform); 14 – line joining the following three characteristic points: the northern corner of Bohemian Massif, the cross-cut of intra-megablock boundaries (between Sudetic megablock and Krušné Hory megablock) and the turning-zone of Palaeozoic rock series within the NW and NE periphery of Lusatian region

uznać za reprezentatywne dla aktu ich intruzji (oczywiście nie wchodzi tu w rachubę wyniki tych oznaczeń, które wskazują na ich późniejsze waryscyjskie odmłodzenie). Konsekwencją zaś powyższego jest przyjęcie, że główne stadium powstawania struktur  $FDT_2$  przypada na schyłek syluru i wobec tego można je paralelizować z przejawami fazy ardeńskiej. Prawdopodobnie z tym okresem można również wiązać początki wypiętrzania centralnych partii obszaru łużyckiego i ich erozji. Procesy kopułotwórcze, które zaznaczyły się dopiero w karbonie, spowodowały nasuwanie się słabiej zmetamorfizowanych utworów ze stref synklinorialnych na erozyjny relief wypiętrzanych antyklinorialnych form kopułowych, w wyniku czego miejscami obserwuje się na obszarze łużyckim wtórne kontakty szarogłazów (nadkład intruzji) i gnejsów (podłoże intruzji ukazujące się w odsłoniętych erozyjnie jądrowych partiach kopuły).

Obecnie poświęcimy nieco uwagi wschodniej odmianie starszych granitoidów łużyckich — granodiorytowi zawidowskiemu, występującemu na obszarze izersko-łużyckim. Zgodnie z wcześniej przedstawionymi danymi granodioryt ten reprezentuje zapewne fragment dużej intruzji pokładowej, która migrowała

synkinematycznie w stosunku do fazy  $DT_2$  w kierunku EES ze strefy rozłamu pilzneńskiego. Deformacje związane z późniejszą fazą  $DT_3$  objęły również granodioryt zawidowski. Ich efektem było między innymi utworzenie megafałdów o osiach zorientowanych pierwotnie WNW—EES. Struktury te, oznaczane przez autora symbolem  $FDT_3$ , są charakterystyczne dla Sudetów, a dla obszaru izersko-łużyckiego znaczenie ich podkreślał Oberc (1972). Oberc wiązał ich powstanie z okresem ruchów młodoassyntyjskich, jednakże wiele danych wskazuje, że utworzyły się one dopiero na początku dewonu górnego. Dalszy rozwój obszaru izersko-łużyckiego jest związany początkowo z procesami granityzacji, w których rolę sprawczą odegrała prawdopodobnie faza  $DT_3$ , później zaś z rozwojem kopuły i towarzyszących temu procesowi przeobrażeń strukturalnych, w tym mylonityzacji i kataklazy. Efektem piętrzenia form kopułowych jest również wspomniana już reorientacja struktur  $FDT_3$ . Przedstawiony na figurze 15 schematyczny obraz intersekcyjny wschodniej części rejonu izersko-łużyckiego potwierdza przedstawiony tok ewolucyjny.

Zaznacza się tu wyraźnie duży megafałd generacji

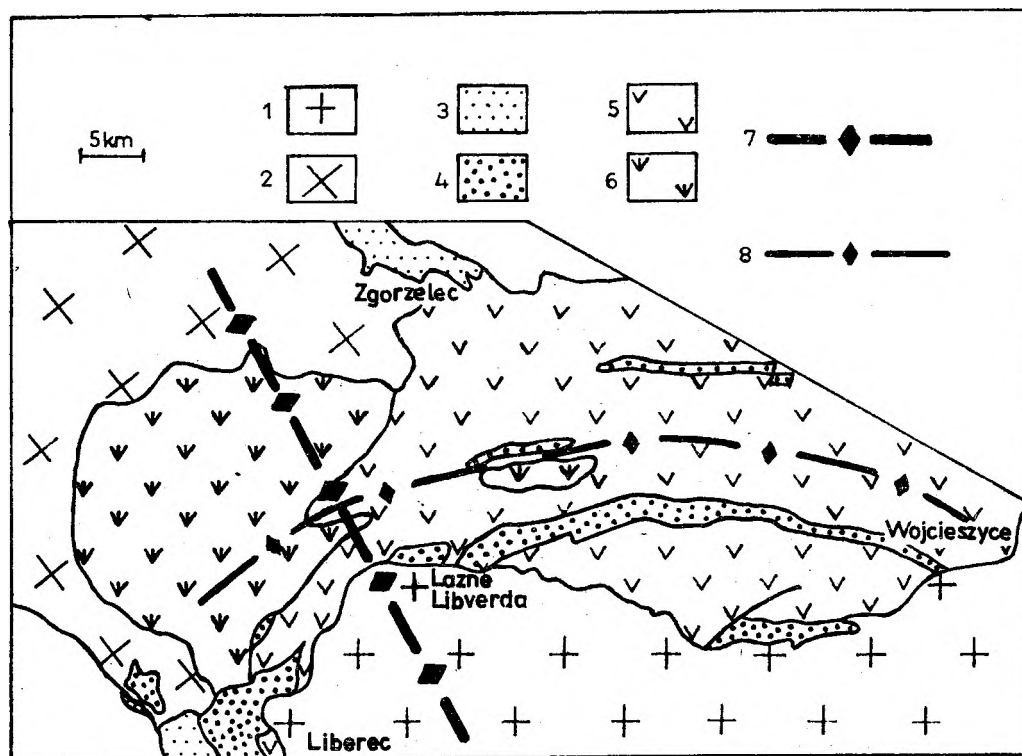


Fig. 15

Szkic geologiczno-strukturalny wschodniej części obszaru izersko-łużyckiego

- 1 — granit Karkonoszy; 2 — granodioryt zawidowski; 3 — szarogłazy ještědzkie i łużyckie (zewnątrzny kontakt intruzji granodiorytu zawidowskiego); 4 — łupki izerskie; 5 — gnejsy izerskie; 6 — granity rumburskie; 7 — przebieg osi kopuły Liberca; 8 — przebieg zreorientowanej megaantiformy  $FDT_3$

Geological-structural sketchmap of the eastern part of Isera-Lusatia region

- 1 — Karkonosze granite; 2 — Zawidów granodiorite; 3 — greywackes of Ještěd and Lusatia (outer contact of this former granodioritic intrusion); 4 — Isera schists; 5 — Isera gneisses; 6 — Rumburk granites; 7 — axis of Liberec dome; 8 — extent of re-oriented mega-antiform  $FDT_3$

$FDT_3$ , którego oś na skutek późniejszego wypiętrzenia kopuły Liberca uległa reorientacji na skrzydłach wspomnianej kopuły. Obecność tego fałdu jest akcentowana przebiegiem linii kontaktowych pomiędzy gnejsami izerskimi a granitami rumburskimi oraz między tymi ostatnimi a granodioritem zawidowskim. Południowy skraj omawianej struktury antyklinalnej podkreśla swoim przebiegiem główne pasmo łupkowe Gór Izerskich — Wojcieszyc — Lazně Libverda. Fragmenty osłony intruzji są przeobrażone kontaktowo, przy czym strefa kontaktowa nie jest rozległa (W. Smulikowski 1972). Występują one na północy (rejon Zgorzełca) i na południu (rejon Ještědu) podkreślając również formę fałdu.

Z tym samym okresem deformacyjnym również wiążą się intruzje niewielkich ciał mikrotonalitytowych w Górach Orlickich, w zachodniej części kopuły kłodzko-orlickiej. Nie mają one wprawdzie oznaczeń wieku bezwzględnego, lecz z wnikliwych obserwacji Żelaźniewicza (1977) wynika, że wspomniane mikrotonality są deformowane przez fałdy generacji  $FDT_2$ . W tym świetle należałoby traktować ich intruzję jako proces epizodyczny, związany z wczesnymi stadiami fazy  $DT_2$ , przy czym intrudujące masy wykształciły najprawdopodobniej pierwotną osadową powierzchnię nieciągłości. Korzeniowych partii intruzji mikrotonalitytów Gór Orlickich dopatrywać się należy w strefie rozłamowej, której przebieg ukazuje Weiss (1977) i która stanowi odgałęzienie rozłamu zachodniomorawskiego (přibyslavskiego — Weiss, *op. cit.*). Z obszaru wspomnianej strefy, którą autor proponuje nazwać rozłamek orlickim (fig. 10), granitoidy migrowały ku EES, a więc w kierunku analogicznym, jak w przypadku granodiorytu zawidowskiego.

#### GRANITOIDY ZWIĄZANE Z FAZĄ DEFORMACYJNĄ $DT_3$ (WCZESNOBRETOŃSKA)

Drugie wyraźne zagęszczenie radiometrycznych oznaczeń wieku bezwzględnego plutonitów zaznacza się w pobliżu wartości 360 MA (fig. 11). Ten rząd wielkości reprezentują w Sudetach:

1) ekstremalny wiek bezwzględny starszych granitoidów kudowskich (tonality i zasadowe granodioryty), oznaczony przez Lisa i Sylwestrzaka (1978) — 365 MA;

2) wiek bezwzględny granodiorytu litickiego, oznaczony przez Šmejka (1964) — 357 MA.

Analiza stosunków przestrzennych i elementów strukturalnych wskazuje, że do tej samej grupy wiekowej należy zaliczyć również granodioryty Ścinawki, granodioryt jawornicki, tonality bialskie oraz tonality i granodioryty orlickie, mimo że oznaczenia wieku bezwzględnego granodiorytu jawornickiego i tona-

litów bialskich wskazują na ich młodszego charakter (Borucki 1966). Stanowi to jednakże najprawdopodobniej wynik „odmłodzenia” na skutek wpływów termicznych późniejszych procesów plutonicznych i wiąże się z bliskością morawsko-śląskiej strefy rozłamowej. Zaliczenie do wspomnianej grupy wiekowej granitoidów Ścinawki jest natomiast zgodne z wcześniejszymi sugestiami Wojciechowskiej (1966), która przyjmowała ich górnodołowy lub dolnokarboński wiek. W takim ujęciu wszystkie wymienione wyżej granitoidy, reprezentujące głównie szereg tonalitytowo-granodiorytowy, stanowiłyby elementy jednej i tej samej masy intruzyjnej. Masa ta miała charakter rozległego ciała pokładowego o miąższości około 500 m i niejednorodnej strefie kontaktu z osłoną (obserwowane wkładki granitoidów w obrębie osłony), a także z licznymi przejawami procesów kontaminacyjnych, wskazujących na znaczny wpływ skał osłony (Burchart 1960; Wierchołowski 1966; Wichrowski 1973a, b; Żelaźniewicz 1977). Na północnym obrzeżeniu kopuły kłodzko-orlickiej omawianej grupie intruzjów odpowiadają prawdopodobnie skały granitoidowe, które zostały nawiercone w podłożu utworów kredowych w otworze hydrogeologicznym wykonanym w 1973 roku przez Kombinat Geologiczny „Zachód” w okolicy Polanicy—Starkówka. W takiej sytuacji ciąg granitoidów, podkreślający strukturę kopuły kłodzko-orlickiej, stanowiłby układ obrzeżający wspomnianą strukturę ze wszystkich stron (patrz figura 16). Jednocześnie trzeba nadmienić, że obecność takiego ciągu skał granitoidowych w obrzeżeniu kopuły kłodzko-orlickiej jest trudna do wyjaśnienia przy klasycznej wersji mówiącej o ich żyłowym charakterze. Szczególnie dotyczy to zagadnienia dróg migracji mas plutonicznych o tak specyficznym przebiegu.

Dla tak rozumianej wczesnobretońskiej, synkinematycznej intruzji zasadowych granitoidów obszar źródłowy stanowiła zapewne strefa rozłamu morawsko-śląskiego, co jednocześnie determinowałoby WNW kierunek migracji intrudujących mas. W tym też ujęciu faktowi, że niektóre partie granitoidów omawianej generacji, leżące na wschodnich zboczach kopuły kłodzko-orlickiej, znajdują się na wschód od rozłamu morawsko-śląskiego, należy przypisać wtórny charakter. Wiąże się to z postintruzyjnymi procesami kopułotwórczymi, które spowodowały przestrzenną ekspansję struktury kopuły kłodzko-orlickiej. Należy przy tym podkreślić, że wspomniany kierunek migracji granitoidów jest zgodny zarówno z dotychczasowymi poglądami, jak i strukturą orogenu sudeckiego. W tym ostatnim przypadku chodzi o migrację granitoidów od zewnętrznych partii orogenu, gdzie miała miejsce intensywne sedymentacja (basen morawsko-śląski), ku jego centrum. Najistot-

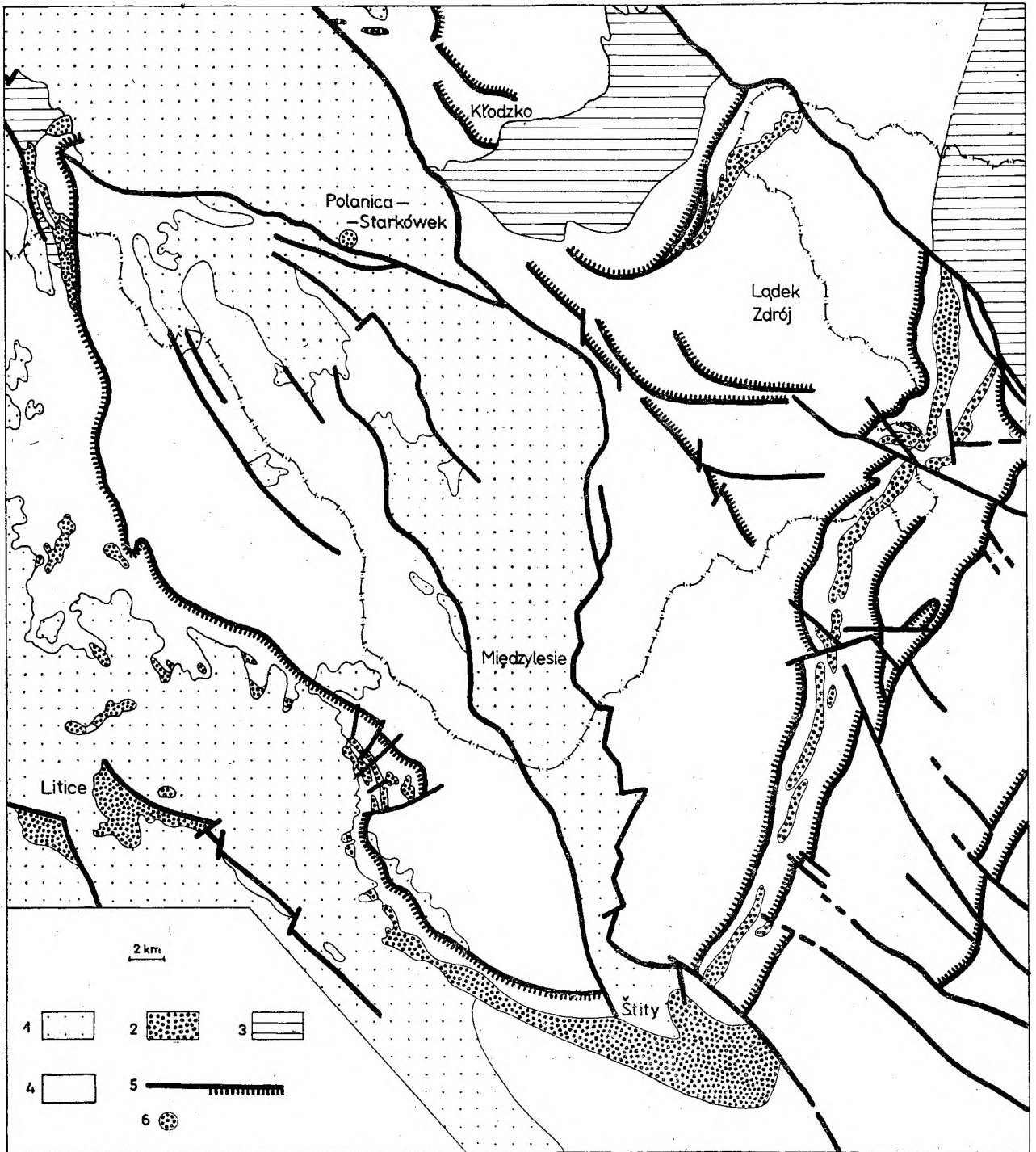


Fig. 16

## Starsze granitoidy w strukturze kopuły kłodzko-orlickiej

1 – osadowe utwory karbonu górnego, permu i kredy; 2 – starsze granitoidy w obrzeżeniu kopuły kłodzko-orlickiej; 3 – młodsze granitoidy; 4 – skały metamorficzne i utwory osadowe struktury bardzkiej; 5 – uskoki i nasunięcia; 6 – otwór hydrogeologiczny w Polanicy–Starkówku (w podłożu utworów kredowych nawiercono tu skały granitoidowe typu tonalitów)

## Older granitoid rocks of the Kłodzko-Orlicka dome

1 – Upper Carboniferous, Permian and Cretaceous sedimentary rocks; 2 – older granitoid rocks at the periphery of Kłodzko-Orlicka dome; 3 – younger granitoid rocks; 4 – metamorphic rocks and sedimentary rocks of the Barzdzie Mts unit; 5 – faults and thrusts; 6 – hydrogeological borehole in Polanica–Starkówek (the borehole reached tonalite-like granitoid rocks beneath the Cretaceous cover)



niejszą cechą przestrzenno-strukturalną łączącą wszystkie wspomniane wyżej ciała granitoidowe leżące w obrzeżeniu kopuły kłodzko-orlickiej jest fakt, że są to formy młodsze od foliacji skał otaczających oraz w znacznej mierze deformowane przez struktury  $FDT_3$ , przy czym charakter tej deformacji wskazuje na synkinematyczny przebieg procesu intruzji względem fazy  $DT_3$ . Należy przypuszczać, że intrudujące granitoidy wykorzystywały podstawową powierzchnię nieciągłości, jaka utworzyła się w okresie poprzedzającym intruzję — powierzchnię foliacji. Potwierdzają to spostrzeżenia dotyczące stosunku mniejszych ciał granitoidowych do foliacji (Żelaźniewicz 1977; Cwojdzński 1977). Natomiast obserwowane lokalne niezgodności w przypadku większych mas intruzywnych powstały najprawdopodobniej w wyniku mechanicznego rozpychania powierzchni foliacji. Na marginesie zasygnalizować trzeba, że późniejsze intruzje, mające miejsce po ukształtowaniu się form kopułowych, wykorzystywały już foliację przebudowaną i dostosowaną do struktury kopuł. Tego typu przebudowa nastąpiła prawdopodobnie w wyniku ślizgów translacyjnych, odzwierciedlających kompensację zwiększenia objętości orogenu.

Przedstawione zależności w połączeniu z cytowanymi wyżej oznaczeniami wieku bezwzględno omawianych intruzywów dość jednoznacznie określają wiek fazy deformacyjnej  $DT_3$ . Należy stwierdzić, że stosunkowo słaba konsolidacja orogenu sudeckiego, zaznaczająca się jeszcze w czasie intruzji górnodewońskich i odzwierciedlająca się wspólną deformacją skał osłony i granitoidów kopuły kłodzko-orlickiej (powstanie struktur  $FDT_3$ ) stanowi dodatkowo argument przemawiający za wyłącznie paleozoicznym wiekiem głównej tektonogenezy Sudetów. Późniejsze procesy kopułotwórcze, związane z fazą bretońską, a także w pewnym stopniu i kruszcogórską, doprowadziły do intensywnego wypiętrzenia kopuły kłodzko-orlickiej. Należy również nadmienić, że z pierwszą fazą kopułotwórczą (bretońską) wiąże się pewne „odmłodzenie” niektórych partii starszych intruzywów (porównaj fig. 11). Spowodowane jest ono z jednej strony oddziaływaniem termicznym tworzących się wówczas obficie magm palingenetycznych, z drugiej strony zaś „odmłodzenie” to rejestruje, związany z procesem piętrzenia kopuł, moment wydźwignięcia się głębszych partii starszych intruzywów ponad poziom geozotermii odpowiadającej temperaturze zamknięcia układu K—Ar, gdyż tego typu oznaczenia dominowały w dotychczasowej geochronologii bezwzględnej granitoidów omawianego obszaru. Jednym ze skutków towarzyszących wspomnianemu wyżej wypiętrzeniu kopuły kłodzko-orlickiej było poddarcie utworów wchodzących w strukturę

tej kopuły, w tym też pokładowych intruzji tonalitowo-granodiorytowych. W brzeźnych partiach kopuły doszło do znacznego zestromienia kontaktowych powierzchni intruzywów, a w części wschodniej nawet do ich obalenia, zgodnie z sygnalizowanym już wcześniej rozwojem tego obszaru, co potwierdzają obserwowane w obrębie serii staromestskej zachodnie zapady tonalitów bialskich (Svoboda, Chaloupský *et al.* 1961; Pouba *et al.* 1962). Wzrost kopuł spowodowany był, jak już wspomniano, wzrostem objętości, zaznaczającym się wskutek generacji magm palingenetycznych. W przypadku kopuły kłodzko-orlickiej, charakteryzującej się dużym wypiętrzeniem, zwiększenie objętości doprowadziło do wyraźnego rozczłonkowania tych starszych intruzywów i utworzenia struktur typu megabudin, charakterystycznych dla aktualnego obrazu „pseudożyłowej” formacji tonalitowo-granodiorytowej omawianej kopuły (fig. 16). Ścisły związek strukturalny granitoidowych intruzji górnodewońskich z kopułą kłodzko-orlicką podkreślają również inne obserwowane fakty, z których przede wszystkim należy wymienić:

1. Znaczne zwiększenie rozprzetrzenia wspomnianych granitoidów na południowych krańcach kopuły kłodzko-orlickiej, na południe od miejscowości Štity. Spowodowane jest to dużo łagodniejszymi zapadami brzeźnych partii kopuły w tym rejonie.

2. Występowanie dwóch pasm omawianych skał granitoidowych w obrębie pasm staromestskej w okolicy Petrovic i Nyznerova. Stanowi to odzwierciedlenie synklinorialnego charakteru obszaru położonego między kopułami kłodzko-orlicką i velkovrbenską (patrz figura 17), a zarazem potwierdza rozległość rozprzetrzenia granitoidów górnodewońskich na tym obszarze oraz ich związek z rozłamem morawsko-śląskim i budową strukturalną rejonu kłodzko-jesenickiego.

Z wyraźnych powiązań strukturalnych między omawianymi intruzywami górnodewońskimi a tworzącymi się później formami kopuł wynika, że kopuły muszą mieć charakter elementów rozbudowywanych na starszych strukturach — megaform  $FDT_2$ , które nawiązywały zapewne do przebiegu stref maksymalnej subsydencji z okresu sedymentacji geosynklinalnej i których powstanie poprzedziło intruzje wspomnianych granitoidów.

#### GRANITOIDY ZWIĄZANE Z FAZĄ DEFORMACYJNĄ $DT_4$ (SUDECKA)

Trzecią generację intruzywów reprezentują te granitoidy, których oznaczenia wieku bezwzględnego grupują się wokół maksimum wynoszącego około 330 MA (fig. 11). Na obszarze Sudetów do grupy tej

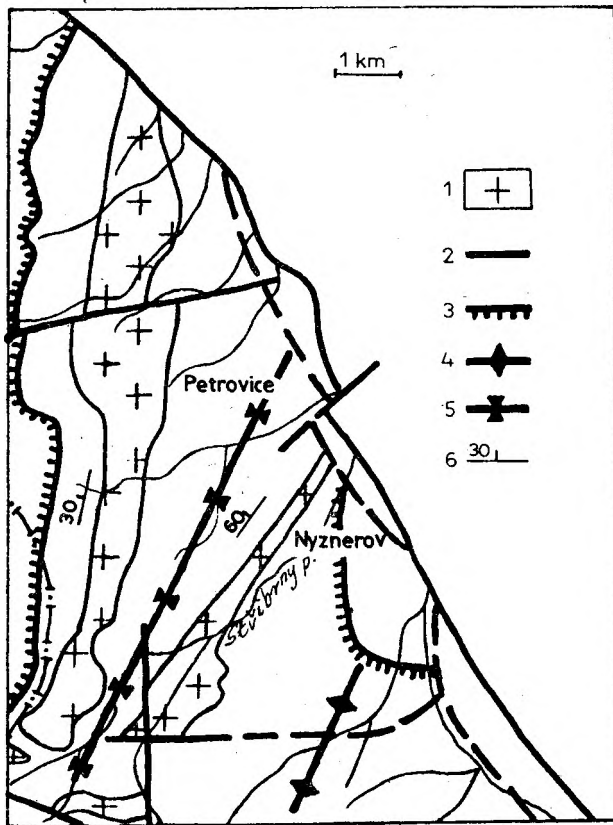


Fig. 17

Szkic geologiczno-strukturalny ukazujący pozycję skał granitoidowych w obrębie serii staromestskiej w okolicach Petrovice i Nyznerova (obraz kartograficzny według Pouby 1963)  
 1 – tonality i granodioryty; 2 – uskoki; 3 – nasunięcia; 4 – oś obalanej i nasuniętej strefy antyklinorialnej (północne przedłużenie osi kopuły velkovrbenskiej); 5 – oś obalanej strefy synklinorialnej; 6 – pomiary foliacji (według Pouby 1963)

Geological-structural sketchmap showing the position of granitoid rocks within the Stare Mesto Series in the vicinities of Petrovice and Nyznerov (after Pouba 1963)

1 – tonalites and granodiorites; 2 – faults; 3 – thrusts; 4 – axis of inverted and thrust antyclinorial zone (northern extension of the axis of Velke Vrbno dome); 5 – axis of inverted synclinal zone; 6 – foliation measurements (from Pouba 1963)

należy zaliczyć młodsze granitoidy kudowskie (główna część masywu kudowskiego), których pozycja chronologiczna jest udokumentowana wynikami oznaczeń radiometrycznych (Lis, Sylwestrzak 1978), oraz być może granitoidy masywu novohradeckiego, za czym z uwagi na brak oznaczeń wieku bezwzględnego przemawia ich pozycja w strukturze kopuły kłodzko-orlickiej. Dominującym typem petrograficznym w omawianej grupie są granodioryty, przy czym generalnie mają one bardziej kwaśny charakter niż starsze intruzywy (Żelaźniewicz 1977). Obszaru źródłowego dla omawianych intruzji dopatrywać się należy w strefie rozłamu orlickiego (fig. 10), przy EES kierunku migracji mas plutonicznych, zgodnym z wnioskiem kopuły kłodzko-orlickiej. Trzeba podkreślić, że taki właśnie kierunek intrudujących mas był dotychczas

sugerowany (Oberc 1972; Żelaźniewicz 1977). Stosunek przestrzenny tych dolnokarbońskich granitoidów do starszej, górnodewońskiej generacji wskazuje, że młodsze intruzywy konsolidowały nieco wyższe poziomy strukturalne kopuły kłodzko-orlickiej, przy czym rozprzestrzenienie ich było mniejsze, najprawdopodobniej ograniczone tylko do zachodniego skrzydła omawianej kopuły.

Jak już zaznaczono wcześniej, migracje mas plutonicznych stanowiły reakcję na kolejne fazy tangencjalnych nacisków deformujących i zarazem zawiązujących w przybliżeniu równoleżnikowo strukturę pierwotnej geosynkliny sudeckiej. Kierunki intrudujących granitoidów, zgodne z jednej strony z budową strukturalną Sudetów i zaznaczających się w niej form kopułowych, z drugiej strony determinowane były przez zmienny w czasie czynnik wzajemnego ułożenia poszczególnych elementów w blokowej strukturze Sudetów. Potwierdzeniem tej zmienności i jej charakteru są zmiany lokalizacji głównych centrów sedymentacyjnych na obszarze orogenu sudeckiego w okresie karbonu i permu. I tak, opisywane wyżej intruzyje dolnokarbońskie poprzedziła, a także towarzyszyła im, intensywna sedymentacja kulmowych utworów dolnego karbonu w zachodniej części przyległego od NW megabloku na obszarze synklinorium śródsudeckiego (porównaj fig. 10). Późniejsze zmiany w nachyleniu megabloków spowodowały na tym obszarze przesunięcie strefy subsydencji ku wschodowi, a także odmienne kierunki migracji górnokarbońskich intruzji granitoidowych – ku WVN. Tak więc analiza paleogeografii pocesów sedymentacyjnych w ujęciu regionalnym stanowi ważne kryterium weryfikacji kierunku migrujących plutonitów. W wyżej opisanym przypadku kryterium to potwierdza słuszność dotychczasowych poglądów na kierunek rozprzestrzenienia młodszych granitoidów kudowskich.

Analiza wzajemnych stosunków pomiędzy elementami strukturalnymi, wydzielonymi i opisanymi dla obszaru Gór Orlickich przez Żelaźniewicza (1978), wskazuje wyraźnie, że dolnokarbońskie granitoidy intrudowały w niewykształconą jeszcze całkowicie formę zachodniej części kopuły kłodzko-orlickiej. Ostateczną postać bądź zbliżoną do ostatecznej nadała tej części kopuły dopiero faza kruszcogórska. Fazie tej zawdzięczają zapewne powstanie najmłodsze struktury w zachodniej części omawianej kopuły ( $F_6$  według nomenklatury Żelaźniewicza, *op. cit.* – porównaj z tabelą 2).

Zgodnie z przyjętym wcześniej modelem mechanizmu powstawania intruzji w orogonie sudeckim również generację granitoidów dolnokarbońskich zaliczyć trzeba do grupy intruzywów syn- i późnokine-

matycznych, związanych przyczynowo z fazą sudecką. Znaczny stopień konsolidacji, jaki cechował górotwór sudecki w karbonie, a także podobny do fazy wczesnobretońskiej plan deformacyjny fazy sudeckiej to czynniki, które wpłynęły na brak wyraźniejszych oznak tej młodszej deformacji w centralnych partiach Sudetów. Ten stan rzeczy rzutował z kolei na przypisywanie młodszym granitoidom kudowskim postkinematycznego charakteru (Żelaźniewicz 1977). Taki pogląd był trudny do pogodzenia z pozycją strukturalną tych granitoidów, jak również nie tłumaczył przyczyn powstania omawianej intruzji.

Być może, że do grupy granitoidów związanych przyczynowo z fazą sudecką trzeba będzie zaliczyć również niektóre intruzji z obszaru łużyckiego. Ten problem wymaga jednak dogłębnej analizy strukturalnej połączonej z analizą oznaczeń radiometrycznych ze wspomnianego obszaru.

#### GRANITOIDY ZWIĄZANE Z FAZĄ DEFORMACYJNĄ $DT_5$ (ASTURYJSKA)

Kolejną, czwartą grupę reprezentują intruzji, które odpowiadają wiekowi kumulacji oznaczeń radiometrycznych granitoidów Masywu Czeskiego i jego obrzeżenia, jaka rysuje się w pobliżu wartości 305 MA (fig. 11). Wiąże to je chronologicznie i przyczynowo z przejawami fazy asturyjskiej. Jest to najliczniejsza grupa; przy czym w świetle wspomnianych datowań radiometrycznych zaliczyć do niej należy w Sudetach następujące masywy granitoidowe: karkonoski, kłodzko-złotostocki, żulowski, a także granitoidy niemczańskie (bądź przynajmniej ich część). Poniżej zostaną przedstawione podstawowe problemy strukturalne związane z wymienionymi intruzjami, przy czym należy podkreślić, że autor nie uwzględnił w niniejszej pracy asturyjskich najprawdopodobniej intruzji z obszaru Łużyc, gdyż nie ma bardziej szczegółowych danych dotyczących ich stosunku strukturalnego do głównego ciała intruzyjnego tego obszaru — granodiorytowego masywu łużyckiego. Niemniej jednak można powiedzieć, że i tu zaznaczają się związki intruzywów ze strefami rozłamowymi, np. sjenodiorytowy masyw miśnieński wiąże się wyraźnie z rozłamem pilzneńskim. Jednocześnie należy przypuszczać, zgodnie z sugestiami geologów NRD, że na obszarze łużyckim występują również ciała granitoidowe związane z innymi fazami intruzyjnymi (poza ardeńską i asturyjską). To zagadnienie stanowi problem ciągle otwarty.

Granit Karkonoszy jest największym powierzchniowo odsłonięciem intruzywów górnokarbońskich w Sudetach. Obszar źródłowy plutonu karkonoskiego stanowiła najprawdopodobniej strefa rozłamu za-

chodniomorawskiego (fig. 10). Pogląd ten jest zgodny w znacznej mierze z sugestiami Mierzejewskiego (1973a), upatrującego korzeniowych partii intruzji karkonoskiej w głębokim pęknięciu, którego powierzchniowe odzwierciedlenie stanowić ma przebiegająca w przybliżeniu południkowo kopuła Strużnicy. Kopuła ta zaznacza się na wschodnich peryferiach omawianej intruzji. WNW kierunek migrujących mas granitoidowych potwierdzają natomiast już wcześniejsze obserwacje cytowanego wyżej autora (Mierzejewski 1967):

1) WNW—EES kierunek pierwotnej fluidalnej orientacji dużych kryształów skaleni w obrębie granitu;

2) nieco późniejsza lub nawet synchroniczna reorientacja tych kryształów na kierunek NNE—SSW, wynikająca z nacisku coraz to nowych intrudujących mas.

Charakterystyczny układ przestrzenny obu kopuł granitoidowych tworzących masyw karkonoski, w którym to układzie kopuła Liberca jest wysunięta bardziej na południe od kopuły Jeleniej Góry (patrz figura 18), stanowi odzwierciedlenie faktu, że granit intrudował w ukształtowane wcześniej struktury kopułowe o osiach przebiegających NW-SE i NNW—SSE podkreślając przy tym i rozbudowując jeszcze bardziej pierwotną formę tych struktur.

Kolejnym zagadnieniem w rozwoju omawianego masywu, na które trzeba zwrócić uwagę, to zbieżność lokalizacji i orientacji następujących trzech elementów strukturalnych i morfologicznych:

1) WNW—EES przebieg osi kopuły Śnieżnych Kotłów — dużej struktury, wyznaczonej na podstawie zalegania szlirów już przez Cloosa (1925);

2) WNW—EES przebieg głównego grzbietu górskiego Karkonoszy;

3) WNW—EES orientacja antyklinalnej megaformy  $FDT_3$  (*sensu* autor), która jest podkreślona przebiegiem pasm łupkowych, związanych już z synklinalną megaformą  $FDT_3$ .

Jednocześnie należy podkreślić, że wyniki głębokich sondowań sejsmicznych przeprowadzonych na VII Międzynarodowym Profilu wskazują na obecność głębokiej strefy rozłamowej w rejonie północnych zboczy Śnieżki (Pożaryski 1975). Analiza powyższych danych wykazuje wyraźny związek lokalizacyjny tej strefy z wspomnianymi wyżej strukturami. Jeżeli uwzględnimy wcześniejsze uwagi na temat mechanizmu i ścisłych związków intruzji sudeckich z fazami deformacyjnymi, to nie wydaje się, by omawianą strefą rozłamową, którą proponuje się nazwać rozłamek karkonoskim, mógł odbywać się bezpośredni dopływ mas granitoidowych z głębszego podłoża, gdyż jako struktura prostopadła (WNW—EES) do

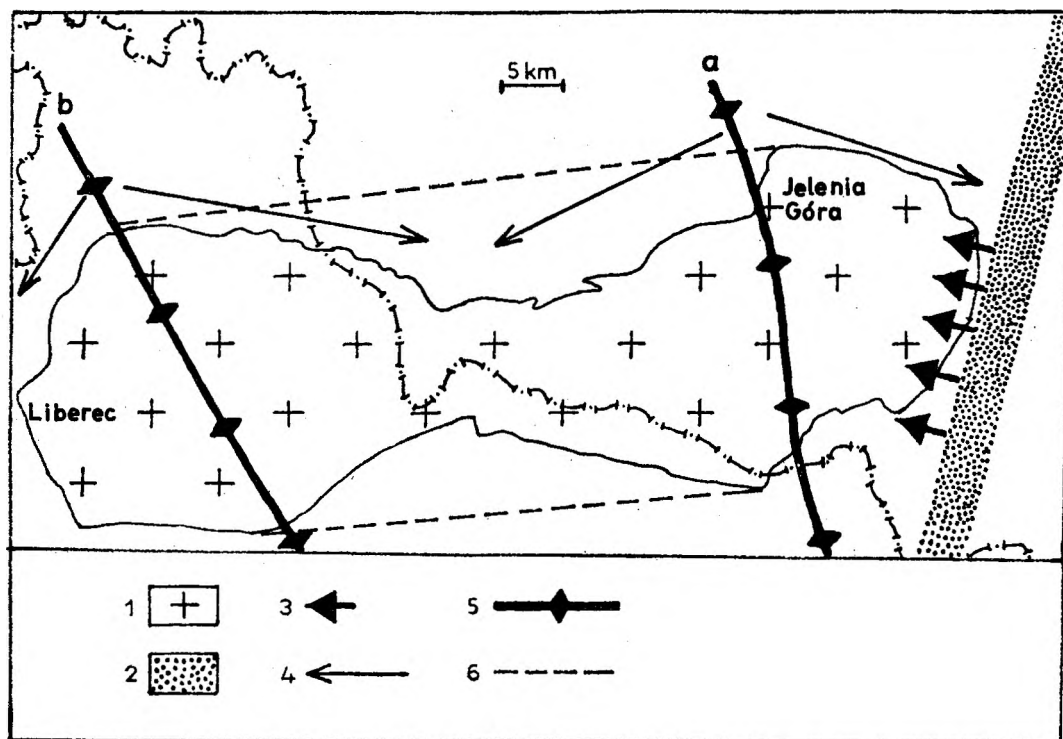


Fig. 18

## Szkic geologiczno-strukturalny masywu granitoidowego Karkonoszy i jego osłony

1 – granit Karkonoszy; 2 – strefa zachodniomorawskiego rozłamu wglębnego; 3 – kierunek migracji mas granitoidowych; 4 – dominujące kierunki zapadu struktur  $FDT_3$  (efekt reorientacji związanej z wypiętrzeniem form kopułowych); 5 – osie kopuł: a – Jeleniej Góry, b – Libereca; 6 – linie łączące maksymalne północne i południowe zasięgi powierzchniowe granitoidów karkonoskich w strukturze obu kopuł

## Geological-structural sketchmap of the Karkonosze granitoid massif and its metamorphic cover

1 – Karkonosze granite; 2 – Western Moravian deep-fracture zone; 3 – direction of migration of granitoid masses; 4 – dominant directions of the dip of structures  $FDT_3$  (re-orientation effect associated with the upwarping of dome-like forms); 5 – dome axes: a – Jelenia Góra dome, b – Liberec dome; 6 – lines joining the maximum (northern and southern) surfacial extent of the Karkonosze granitoid rocks within the two abovesaid domes

głównego kierunku nacisków reprezentowała ona formę poddaną stresowi kompresyjnemu, a więc niedrożną. Potwierdzeniem powyższego poglądu są wyniki wcześniejszych obserwacji Mierzejewskiego (1973a), który stwierdził, że w rejonie kopuły Śnieżnych Kotłów brak struktur świadczących o dopływie mas granitoidowych od dołu (w przeciwieństwie do strefy kopuły Strużnicy). Tak więc obszar obecnego głównego pasma grzbietowego Karkonoszy był w okresie intruzji granitu rejonem szczególnie predysponowanym strukturalnie i podatnym na deformację (wpływ strefy rozłamowej). Naciski spowodowane przez dopływ intrudujących ze wschodu nowych mas granitoidowych doprowadziły zapewne do wygięcia stropowych partii omawianej struktury ku górze i utworzyły rozległą formę głównego grzbietu karkonoskiego, podkreślona przebiegiem szlirów. Podobną genezę wspomnianej formy sugerował Mierzejewski (1973a). W tym świetle znaczne zróżnicowanie morfologiczne południowych ram Kotliny Jeleniogórskiej należałoby uznać za element genetycznie głównie strukturalny, w mniejszym zaś stopniu tektoniczny i erozyjny.

Ostatnim poruszonym zagadnieniem, związanym

z intruzją granitu Karkonoszy, jest problem tzw. fałdków aplitowych. Na obecność tych form, zaburzających przebieg żył aplitowych w granicy karkonoskim, zwrócił uwagę Mierzejewski (m. in. 1973b), który wyróżnił dwie generacje fałdków: starszą o przebiegach NE–SW i młodszą o orientacji NW–SE. Obecność tych deformacji świadczy, według cytowanego autora, o późnokinematycznym, a nie postkinematycznym, jak dotychczas uważano (m. in. Berg 1923), charakterze granitu Karkonoszy. Odnośnie do problematyki wspomnianych fałdków należy zwrócić uwagę na kilka znamienych szczegółów:

1. Oznaczenia radiometryczne aplitów karkonoskich oscylują w granicach 304–294 MA (Depciuch, Lis 1971), są to więc formy nieco młodsze od głównego ciała granitowego (307–294 MA, Depciuch, Lis, *op. cit.*).

2. Młodsze od aplitów żyły lamprofirów i mikrogranitów, które uważane są bądź za schyłkowokarbońskie, bądź (co jest bardziej prawdopodobne) za dolnopermskie, nie uległy podobnym deformacjom.

W świetle powyższych faktów okres deformacji aplitów przypada na stosunkowo niewielki interwał czasowy obejmujący schyłek karbonu i być może

dolne ogniwa permu. Charakterystyczny jest przy tym styl omawianej deformacji, który najlepiej ilustruje cytowany poniżej fragment z pracy Mierzejewskiego (1973b): „Na skrzydłach widocznego tutaj fałdu, o rozpiętości paru metrów i amplitudzie powyżej 1 m, dostrzega się podrzędne drobne fałdki. Osobliwością ich jest to, że zaznaczają się głównie na stropowej powierzchni żyły aplitowej. Wykazują one zawsze taką samą asymetrię niezależnie od tego, czy są one rozwinięte na NW, czy SE skrzydle fałdu dużego. Widoczna oś drobnego fałdku nachyla się ku 190/15. Można sądzić, że opisane drobne fałdki są wynikiem ruchów, jakie odbywały się wzdłuż górnej powierzchni żyły aplitowej, jeszcze przed powstaniem dużego fałdu, choć ruchy te mogły w dalszym etapie doprowadzić do jego kreacji [...]”.

Wspomniany wyżej typ deformacji, cechujący się wpływami nacisków dyferencjalnych, a także względny wiek tej deformacji, wskazują dość jednoznacznie, że deformację tę trzeba paralelizować z przejawami późnoasturyjskiej fazy kopułotwórczej (*sensu* autor), która zaznaczyła się w stefanie A. Fałdowy charakter powstałych wówczas struktur jest związany zapewne z niepełną jeszcze konsolidacją skał granitoidowego masywu karkonoskiego. W tym miejscu konieczne jest podkreślenie faktu, że orientacja omawianych fałdków aplitowych NE—SW i NW—SE pokrywa się z podstawowymi kierunkami wyznaczającymi ramy kopuł Jeleniej Góry i Liberca (patrz fig. 18). Należy zatem przypuszczać, że w wyniku kompresji, zaznaczającej się w okresie fazy późnoasturyjskiej i spowodowanej dalszą rozbudową struktur kopułowych, dochodziło do powstawania fałdów zarówno o orientacji NE—SW, jak i NW—SE w zależności od położenia danego miejsca w strukturze kopuł. W strefie międzykopułowej zaznacza się natomiast współistnienie fałdów obu orientacji, co potwierdzają obserwacje Mierzejewskiego (1973a, b) z rejonu Szklarskiej Poręby, Jagniątkowa i Piechowic. Możliwe zatem, że w tej strefie miało miejsce pewne zróżnicowanie czasowe w kreacji obu wymienionych typów fałdków, przy czym zróżnicowanie to stanowiłoby odzwierciedlenie niejednorodności w rozwoju i budowie obu struktur kopułowych oraz ich wzajemnego stosunku i nie przekraczałyby interwału fazy późnoasturyjskiej.

Następną asturyjską intruzją granitoidową, której wiek potwierdzają oznaczenia radiometryczne (Depciuch 1972), jest masyw kłodzko-złotostocki. Inwentarz litologiczny tego masywu jest bardzo zróżnicowany, jednakże dominują tu bardziej zasadowe odmiany granitoidów. Charakterystyczny jest silny wpływ procesów kontaminacyjnych przy palingenetycznym typie intrudujących magm (Wierzchołowski

1976). W dotychczasowej literaturze geologicznej dominuje pogląd o SE bądź EES kierunku rozprzestrzeniania intruzji kłodzko-złotostockiej, reprezentowany między innymi przez Oberca (1972). Niemniej jednak analiza znanych dotąd danych strukturalno-geologicznych, jak się wydaje, przeczy takiemu stanowisku (patrz figura 19). Świadczą o tym:

1. Brak znanej wyraźnej strefy rozłamowej o przebiegu zbliżonym do południkowego w pobliżu zachodnich krańców masywu kłodzko-złotostockiego, przy jednoczesnej obecności takiej strefy na wschód od omawianego masywu (rozłam morawsko-śląski — porównaj fig. 10).

2. SE kierunki zapadów struktur generacji  $FDT_3$  w metamorfiku kłodzkim (Wojciechowska 1975) wskazujące, że jest to wschodnie skrzydło większej struktury kopułowej — zapewne kopuły kłodzko-orlickiej. W takim zaś przypadku, aby istniały predyspozycje strukturalne do migracji magmy, intruzja kłodzko-złotostocka musiałaby mieć partie korzeniowe aż w pobliżu zachodnich skłonów kopuły kłodzko-orlickiej (w strefie rozłamu orlickiego), czemu przeczą tak obserwacje terenowe, jak i wyniki wierceń w SE części synklinorium śródsudeckiego.

3. SE i E kierunki zapadów struktur  $FDT_3$  w rejonie pomiędzy Skrzyńką a Złotym Stokiem (Wojciechowska 1975; patrz fig. 19), które wskazują na predyspozycje strukturalne tego obszaru do migracji intruzywów ze wschodu na zachód od strefy rozłamu morawsko-śląskiego.

4. Paleogeografia rejonów górnokarbońskiej subsydencji na obszarach sąsiadujących megabloków. Tak na obszarze synklinorium śródsudeckiego, jak i na terenie basenu morawsko-śląskiego zaznacza się w karbonie górnym migracja centrów sedymentacyjnych ku wschodowi. Stanowiąc to musiało odzwierciedlenie tendencji wypiętrzających, jakie zaznaczały się w zachodnich partiach megabloków depresyjnych orogenu sudeckiego. Tu należy wyjaśnić, że przez pojęcie megabloków depresyjnych autor rozumie te bloki, które w młodszym paleozoiku były obniżone i stanowiły obszary, gdzie były deponowane utwory detrytyczne, pochodzące z niszczonej erozyjnie w tym samym czasie sąsiednich megabloków elewacyjnych. Wspomniany wyżej układ wyklucza raczej, ze względów strukturalnych, możliwość migracji mas intruzywnych ku wschodowi. Przemawia to jednocześnie za odwrotnym kierunkiem przemieszczania granitoidów.

5. Obecność w północnej części metamorfiku łądeckiego, stanowiącego wschodnią osłonę masywu kłodzko-złotostockiego, sztywnych form fałdowych (generacja  $F_5$  według Cwojdzńskiego 1977), których charakter występowania — dwa sprzężone systemy

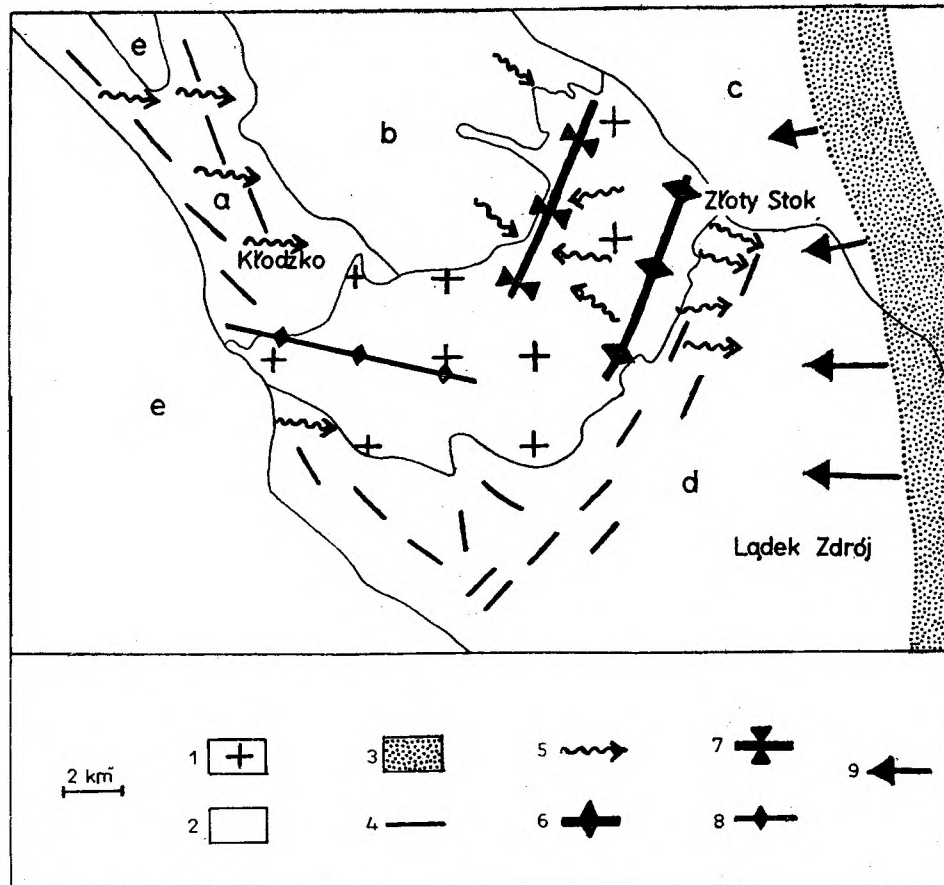


Fig. 19

## Szkic geologiczno-strukturalny okolic kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego

1 – kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy; 2 – jednostki sąsiadujące z masywem kłodzko-złotostockim; a – metamorfik kłodzki, b – struktura bardzka, c – metamorfik bloku przedsudeckiego, d – metamorfik łądecko-śnieżnicki, e – synklinorium śródsudeckie i rów górnej Nysy; 3 – strefa morawsko-śląskiego rozłamu w głębego; 4 – przebieg struktur FDT<sub>2</sub> (według wyników badań Wojciechowskiej 1975); 5 – orientacja struktur FDT<sub>3</sub> (na podstawie wyników badań Wojciechowskiej *op. cit.*); 6 – oś megaantiformy FDK; 7 – oś megasyntormy FDK; 8 – oś megaantiformy FDT<sub>3</sub> (kopuła Marcinowa, *sensu* Wojciechowska *op. cit.*), podkreślona strukturą fluidalną granitoidów; 9 – kierunek migracji mas granitoidowych ze strefy morawsko-śląskiego rozłamu w głębego

## Geological-structural sketchmap of the Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif

1 – granitoid massif of Kłodzko and Złoty Stok; 2 – units adjacent to this last-named massif; a – metamorphic complex of Kłodzko, b – Bardzkie Mts unit, c – metamorphic Fore-Sudetic Block, d – metamorphic complex of Łądek and Śnieżnik, e – Intra-Sudetic Synclinorium and Górna Nysa Graben; 3 – Moravian-Silesian deep fracture zone; 4 – extent of structures FDT<sub>2</sub> (after Wojciechowska 1975); 5 – orientation of structures FDT<sub>3</sub> (after Wojciechowska *op. cit.*); 6 – axis of megaantiform FDK; 7 – axis of mega-synform FDK; 8 – axis of mega-antiform FDT<sub>3</sub> (Marcinów dome, *sensu* Wojciechowska *op. cit.*), underlined by fluidal structure of granites; 9 – direction of migration of granitoid masses within the Moravian-Silesian deep fracture zone

rozwinęte na powierzchniach ścinania, a także zbliżone do południkowych przebiegi tych form, upodobią omawiany rejon strukturalnie do innych obszarów przyrozłamowych, z którymi związane są korzeniowe partie intruzji granitoidowych (szczególnie do wschodnich Karkonoszy). Jednocześnie podkreślić trzeba brak form tego typu w osłonie zachodniej części masywu kłodzko-złotostockiego – w metamorfiku kłodzkim (Wojciechowska 1975).

W świetle powyższych uwag masyw kłodzko-złotostocki ukazuje się jako intruzja asturyjska, związana genetycznie ze strefą rozłamu morawsko-śląskiego jako obszarem korzeniowym (fig. 19). Kierunek migracji granitoidów ku zachodowi był determinowany przez układ megabloków, stanowią-

cych największe elementy w strukturze Sudetów, przy czym kierunek ten jest prawdopodobnie wspólny dla wszystkich intruzji asturyjskich w Sudetach. Podobnie, jak w Karkonoszach również na obszarze masywu kłodzko-złotostockiego zaznaczają się wyniesione partie nawiązujące w przebiegu do megastruktur generacji FDT<sub>3</sub>, czego przykładem jest opisywana przez Wojciechowską (*op. cit.*) kopuła Marcinowa. Istotna różnica polega na tym, że granitoidy górnokarbońskie związane z rozłamek morawsko-śląskim intrudowały w struktury o charakterze synklinorialnym, gdyż do takich obszarów generalnie trzeba zaliczyć zarówno masyw kłodzko-złotostocki, jak i strefę Niemczy, z którą łączą się dalsze wystąpienia kwaśnych intruzywów asturyj-

skich. Szczególny kształt masywu kłodzko-złotostockiego przypuszczalnie stanowi efekt wpasowania intruzji w plan strukturalny północnych peryferii kopuły kłodzko-orlickiej i związanej z tym rejonem wirgacji łądeckiej.

Wspomniane wyżej granitoidy strefy Niemczy to niewielkie ciała intruzywne, zgodne w przebiegu ze skałami osłony (Dziedzicowa 1963) i nawiązujące swym składem petrograficznym (zasadowe granitoidy typu granodiorytów i monzodiorytów) do skał masywu kłodzko-złotostockiego. Wyniki oznaczeń radiometrycznych sygnalizują tu zróżnicowanie wiekowe (Depciuch 1972). Granitoidy z Kośmina wykazują według tych oznaczeń wiek 300 MA, co odpowiadałoby fazie asturyjskiej, natomiast datowania granitoidów z Przedborowej dały wartości około 277 MA, co wskazywałoby na początek permu. Wydaje się, że prawidłowa interpretacja tych danych jest utrudniona wskutek małej liczby oznaczeń wieku bezwzględnego intruzywów niemiezańskich (łącznie cztery oznaczenia dla dwóch miejsc opróbowania), co uniemożliwia jakąkolwiek analizę. Z drugiej strony obserwacje Dziedzicowej (1963) wskazują, że obie wspomniane odmiany są jednowiekowe. W takim przypadku wiek granitoidów z Przedborowej określony przez Depciucha (*op. cit.*) należałoby uznać za wiek „mieszany” — ta interpretacja wydaje się najbardziej prawdopodobna.

Ważną cechą strukturalną intruzywów niemiezańskich, stwierdzoną przez Dziedzicową (*op. cit.*), jest ich synkinematyczny charakter. Stanowi to częściowe potwierdzenie jednej z generalnych tez autora, zgodnie z którą wszystkie intruzje granitoidowe w Sudetach są synkinematyczne. Należy jednak odróżnić synkinematyczny charakter intruzji względem konkretnych faz deformacji tangencjalnych od ogólnego charakteru plutonizmu względem głównego cyklu orogenicznego. W tym ostatnim aspekcie wszystkie sudeckie intruzje postwczesnobretońskie należałoby zaliczyć do późnotektonicznego (późnoroogenicznego) etapu w cyklu waryscyjskim w Sudetach. W tym miejscu zaznaczyć trzeba, że stwierdzenie związków intruzji z etapami deformacyjnymi jest ułatwione w przypadku, gdy intruzje występują w formie niewielkich ciał, ponieważ umożliwia to prawidłową analizę całego kompleksu intruzja + osłona. Sugestie o posttektonicznym charakterze większych masywów granitoidowych, gdy tworzą one ciała typu harpolitów, a te dominują zapewne w Sudetach, należy traktować z dużą ostrożnością. Sugestie takie wynikają bowiem głównie z braku możliwości całościowego przesłedzenia związków strukturalnych, a także z lokalnego charakteru obserwowanych niezgodności, które wynikają ze znacznego stopnia konsoli-

dacji skał osłony. W świetle dotychczasowych danych można stwierdzić, co sygnalizowano już wyżej, związek intruzji niemiezańskich z rozłamem morawsko-śląskim oraz zachodni kierunek migracji mas granitoidowych, uzasadniony analogicznymi czynnikami, jak w przypadku masywu kłodzko-złotostockiego. Ze względu na niepełny charakter rozpoznania struktury niemieckiej trudno jest natomiast określić, w obrębie jakich ogniw synklinorialnego w ogólności elementu Niemczy występują wspomniane intruzywy.

Czwartym i ostatnim z wymienionych niewątpliwie asturyjskich ciał granitoidowych jest pluton żulowski. W jego inwentarzu petrograficznym dominują granity i granodioryty, natomiast w peryferycznej strefie przy uskoku sudeckim brzeżnym przeważają odmiany bardziej zasadowe — dioryty i granodioryty, co być może stanowi efekt procesów kontaminacyjnych. Północna granica masywu żulowskiego nie jest poznana, gdyż utwory krystaliczne są przykryte miększymi osadami kenozoiku, południową zaś stanowi uskoku sudecki brzeżny. Oznaczenia radiometryczne, wykonane na próbkach pobranych w różnych punktach intruzji żulowskiej, jednoznacznie określają jej jednolity asturyjski wiek (Depciuch, Lis 1972), co przeczy wcześniejszym, opartym głównie na przypuszczeniach, poglądom geologów czeskich (Pouba *et al.* 1962) o zróżnicowaniu wiekowym plutonu żulowskiego. Brak natomiast dokładniejszych badań strukturalnych omawianej intruzji poza klasyczną już pracą Dreschera (1924). Wynika z niej, że fluidalne ułożenie kryształów w masywie wyznacza kierunek WWN—EES, a struktury płaskorównoległe, które zapadają na wschodzie ku EES, a na zachodzie ku WWN i W, odtwarzają istnienie formy kopułowej o osi zgodnej z przebiegiem struktur  $FDT_2$  na tym obszarze (patrz figura 20).

Z kolei rozmiary plutonu żulowskiego wykluczają możliwość traktowania strefy zajętej przez tę intruzję jako odpowiednika tylko jednego z elementów kopułowych z obszaru położonego na południe od uskoku sudeckiego brzeżnego (porównaj fig. 20). Analiza zagadnień strukturalnych rejonu intruzji żulowskiej wskazuje, że sytuacja geologiczna jest tu zniekształcona przez wpływ późniejszej linii dyslokacyjnej uskoku sudeckiego brzeżnego. Należy zatem naświetlić pierwotny charakter tej dyslokacji, która zanika na południowym wschodzie w rejonie Jesenika, na północnym zachodzie zaś najprawdopodobniej w okolicach Bolesławca. I tak, Oberc (m. in. 1972) początki i założenia uskoku sudeckiego brzeżnego wiąże z utworzeniem się tzw. fleksury brzeżnej Sudetów, której powstanie przypisuje fazie sudeckiej. Fakt, że uskoku sudecki brzeżny ścina dużo młodsze struktury permskie różnego typu, sugeruje późniejsze

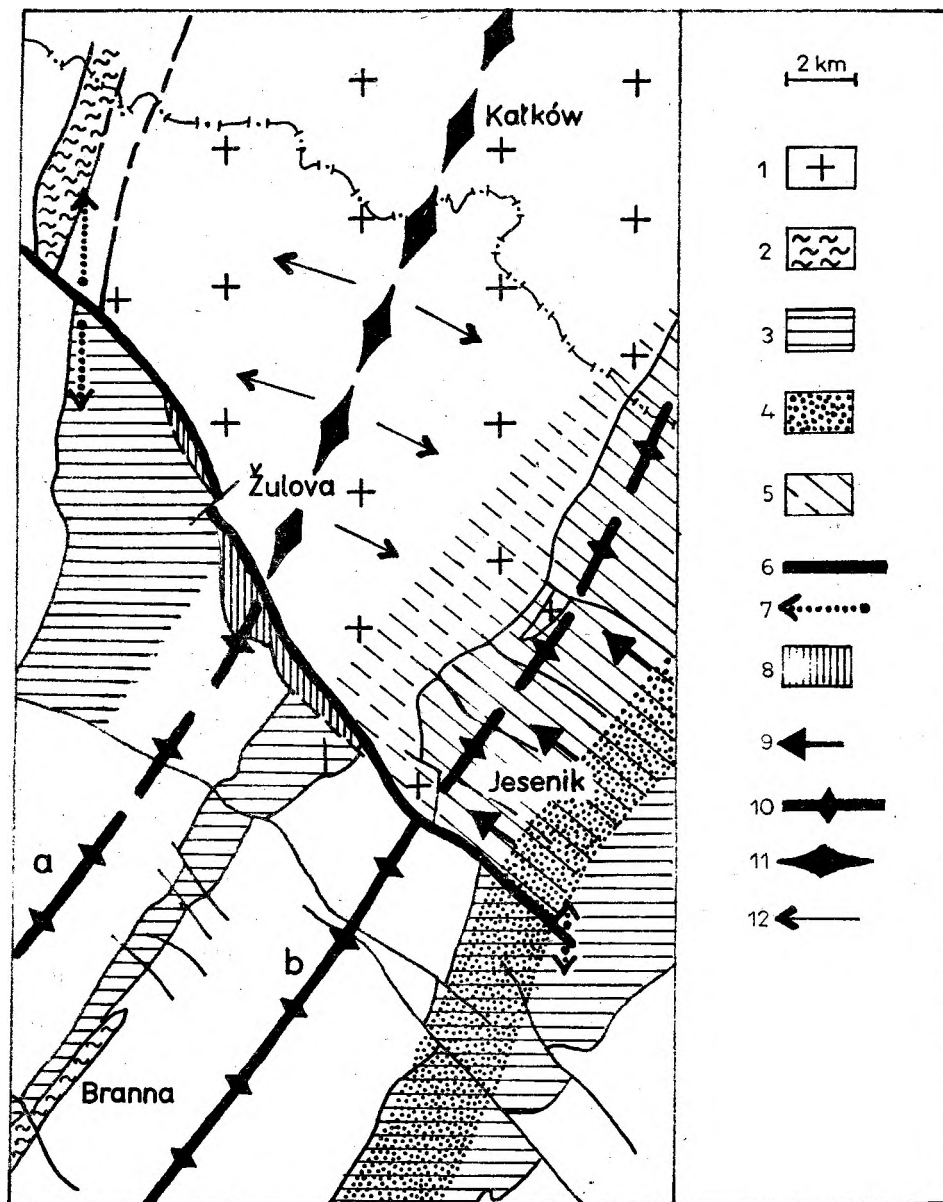


Fig. 20

Szkic geologiczno-strukturalny południowej części intruzji granitoidów Źulowej i obszarów sąsiadujących (obraz kartograficzny według Pouby 1963)

1 – granitoidy masywu Źulowej; 2 – fyllity biotytowe (element występujący w inwentarzu litologicznym dolnej części serii Branny oraz w zachodnim obrzeżeniu intruzji Źulowskiej); 3 – obszary o charakterze synklinorialnym (= międzykopolowym); 4 – strefa jeseníckiego rozłamu wglębego; 5 – obszar zaburzeń strukturalnych związanych z obecnością formy fleksuralnej utworzonej przez masy granitoidowe migrujące ze strefy rozłamu jeseníckiego; 6 – uskók sudecki brzeżny; 7 – kierunki względnych przemieszczeń pionowych na skrzydłach uskoku sudeckiego brzeżnego (długość strzałek ilustruje różnice w amplitudzie przemieszczeń); 8 – strefy poddarcia związane z formowaniem się uskoku sudeckiego brzeżnego; 9 – kierunki migracji mas granitoidowych ze strefy rozłamu jeseníckiego (zgodne z fluidalnym ułożeniem kryształów obserwowanym w obrębie granitoidów; cf. Drescher 1924); 10 – przebieg osi struktur kopolowych: a – kopuły velkovrbenskiej, b – kopuły Keprníka; 11 – oś struktury kopolowej wyznaczonej w plutonie Źulowskim ułożeniem struktur płaskorównoległych (według Dreschera 1924); 12 – kierunki zapadu struktur płaskorównoległych w plutonie Źulowskim (według Dreschera *op. cit.*)

Geological-structural sketchmap of the southern part of Žulova granitoid intrusion and adjacent areas (after Pouba 1963)

1 – granitoid rocks of Žulova Massif; 2 – biotitic phyllites (lithological element of the lower Branna Series and western surroundings of Žulova intrusion); 3 – areas displaying synclinorial character (= inter-dome areas); 4 – Jeseník deep fracture zone; 5 – area of structural disturbances related to the flexural form developed through migration of granitoid masses along the Jeseník fracture zone; 6 – Sudectic Marginal Fault; 7 – directions of relative vertical displacement within the upthrown and downthrown sides of Sudectic Marginal Fault (length of arrows indicates relative differences in the amplitude of the displacement); 8 – zones of upwarping related to the formation of Sudectic Marginal Fault; 9 – directions of migration of granitoid masses along the Jeseník fracture zone (as indicated by the fluidal structure in granitoid rocks; cf. Drescher 1924); 10 – extent of the axes of dome-like structures: a – Velke Vrbno dome, b – Keprník dome; 11 – axis of dome-like feature within the Žulova intrusion, as indicated by plane-parallel structures (after Drescher 1924); 12 – directions of the dip of plane-parallel structures within the Žulova intrusion (after Drescher *op. cit.*)



powstanie tej dyslokacji. Jeżeli powrócimy do zagadnienia charakteru i genezy omawianej struktury dysjunktywnej, to liczne dane wskazują, że wspomniany uskok stanowi odzwierciedlenie szerokopromiennego wypaczenia o wielkiej skali, któremu uległ obszar leżący na północny wschód od tej linii. Hipotetycznie ilustruje to figura 21.

Maksymalne wypiętrzenie tej formy przypadło na obszar Gór Sowich, od którego tak ku NW, jak i SE amplituda wypiętrzenia zmniejsza się i wypię-

trzenie zanika. Fakt, że struktura ta przecina intruzy asturyjskie i dolnopermskie (masyw Strzegom—Sobótka), jak również dolnopermskie osadowce (rów Świerzawy) pozwala łączyć jej powstanie z późnymi etapami waryscyjskiego rozwoju orogenu sudeckiego. Przyczyną powstania tej struktury były natomiast najprawdopodobniej rozwój i wypiętrzenie peryferycznych partii Sudetów i związany z tym wzrost naprężeń względem skonsolidowanej centralnej ich części, przy czym istotną rolę odegrała tu sżywna

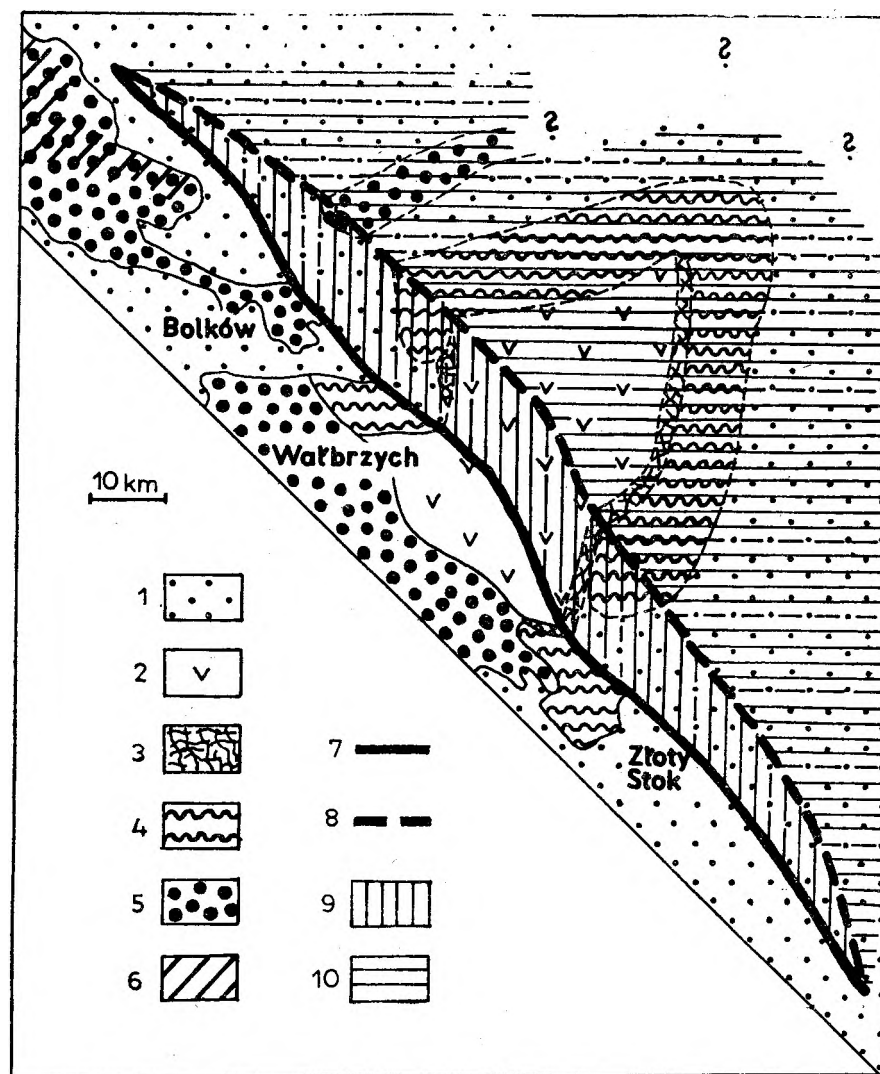


Fig. 21

Schemat przestrzenny ilustrujący hipotetycznie powstanie uskoku sudeckiego brzeżnego

1 — metamorfik sudecki (ogólnie); 2 — masyw sowiogórski; 3 — mylonity i kataklazyty w obrzeżeniu masywu sowiogórskiego; 4 — utwory osadowe na obszarach synklinoriałnych obrzeżających masyw sowiogórski: depresja Świebodzic, Góry Bardzkie i ich ekwiwalenty na bloku przedsudeckim (różne ogniwa paleozoiku, od ordowiku(?) po namur dolny); 5 — utwory osadowe i wulkanity synklinorium śródsudeckiego (turnej górny(?) — perm) i synklinorium północnosudeckiego (westfal górny(?) — perm); 6 — pokrywa utworów mezozoicznych; 7 — uskoc sudecki brzeżny (obecny przebieg); 8 — przestrzenny zarys przebiegu stropowych partii hipotetycznego wielkopromiennego wypiętrzenia bloku przedsudeckiego; 9 — miąższość strefy zdegradowanej erozyjnie; 10 — obszar hipotetycznego wypiętrzenia bloku przedsudeckiego (rejon późniejszych intensywnych procesów erozyjnych)

Spatial scheme showing presumed mode of origin of Sudetic Marginal Fault

1 — metamorphic units of Sudetes (general); 2 — Góry Sowie Massif; 3 — mylonites and cataclasites at the margins of Góry Sowie Massif; 4 — sedimentary rocks in synclinal surroundings of Góry Sowie Massif, including the Świebodzice Depression, Bardzkie Mts, and their equivalents within the Fore-Sudetic Block (various Palaeozoic members, from Ordovician(?) to Lower Namurian); 5 — sedimentary rocks and volcanites of Intra-Sudetic Synclinorium (Upper Tournaisian? — Permian) and North-Sudetic Synclinorium (Upper Westphalian? — Permian); 6 — Mesozoic sedimentary cover; 7 — Sudetic Marginal Fault (present-day extent); 8 — spatial outline of the extent of top-portion of hypothetical, large-radius upwarpings within the Fore-Sudetic Block; 9 — thickness of erosionally-degraded zone; 10 — area of hypothetical upwarping of Fore-Sudetic Block (i. e. area of later intense erosion)

masa bloku sowiogórskiego. W tej sytuacji na skutek późniejszego ścięcia erozyjnego na bloku przedsudeckim zostały odsłonięte głębsze horyzonty orogenu. Tym też należy tłumaczyć obserwowany na bloku brak przedłużenia szeregu serii łupkowych, występujących na południe od uskoku sudeckiego brzeżnego (Oberc 1968). Z porównania struktury intruzji żulowskiej z obszarem Sudetów wynika wyraźny związek przestrzenny osi struktury kopułowej, wyznaczonej przez elementy płaskorównoległe w plutonie żulowskim, z osią kopuły velkovrbenskiej (porównaj fig. 20).

W świetle wszystkich przedstawionych przesłanek paleosedymentacyjnych i strukturalnych można stwierdzić, że obszar korzeniowy asturyjskich granitoidów żulowskich znajdował się w strefie rozłamu jesenickiego, a intrudująca magma przemieszczała się ku WNW, zgodnie z planem strukturalnym budowy kopułowej omawianego obszaru. Późniejsza przebudowa struktury bloku przedsudeckiego, związana z wypiętrzeniem wielkopromiennym jego centralnych partii, spowodowała, w połączeniu z procesami erozyjnymi, zatarcie niektórych pierwotnych cech, co ma swoje odzwierciedlenie w obrazie intersekcyjnym masywu żulowskiego. Potwierdza to między innymi fakt, że w strefie synklinorialnej, leżącej na zachód od kopuły velkovrbenskiej (a właściwie od przedłużenia tej kopuły na bloku), nie zaznaczają się zmiany w zasięgu obszaru zajętego przez granitoidy. Zwykle w takich przypadkach miało miejsce zmniejszenie obszaru zajętego przez intruzywy, świadczące jednocześnie o prawidłowościach strukturalnych w procesie migracji mas intruzywnych (np. granit Karkonoszy). Obserwowana sytuacja intersekcyjna (fig. 20) wskazuje natomiast, że część synklinorialna została tu wtórnie wypiętrzona i zerodowana bardziej od leżącej na wschodzie struktury kopułowej, w wyniku czego odsłaniają się tu rozległe partie intruzji. W takiej sytuacji fyllitów biotytowych występujących na zachód od masywu żulowskiego (fig. 20) nie można też traktować jako dosłownego ekwiwalentu fragmentów dolnej części serii Branny, związanej z zachodnią osłoną kopuły Keprnika, jak to czynią geolodzy czescy (Pouba *et al.* 1962). Potwierdzałoby to również prezentowany wcześniej pogląd, że amplituda nasunięcia ramzowskiego ma 5–6 km, a w każdym razie nie przekracza 10 km.

Do granitoidów asturyjskich trzeba zaliczyć również niektóre, wspomniane już, ciała intruzywne z obszaru Łużyc, a także najprawdopodobniej przedpermski masyw granitoidowy stwierdzony wierceniami w północno-zachodniej części Sudetów na linii Gubin—Przyborowice—Żarków (Milewicz, Wroński 1975). Wprawdzie dotychczasowe dane nie pozwalają na dokładniejszą analizę strukturalną dotyczącą za-

gadnienia stosunku wspomnianych intruzywów do skał osłony, niemniej jednak związki przestrzenne z liniami rozłamowymi wskazują na podobną genezę, jak w przypadku omówionych wyżej granitoidów asturyjskich. Reasumując, grupę intruzji asturyjskich można ogólnie scharakteryzować jako zróżnicowane petrograficznie intruzywy synkinematyczne, które zostały utworzone przez magmy granitoidowe migrujące ze stref rozłamowych w kierunku WNW.

#### GRANITOIDY ZWIĄZANE Z FAZĄ DEFORMACYJNĄ $DT_6$ (SAALSKA)

Piątej generacji granitoidów sudeckich odpowiada kolejne zagęszczenie wyników oznaczeń wieku bezwzględnego plutonitów Masywu Czeskiego i jego obrzeżenia (fig. 11), które pokrywa się z wartością 265 MA. Oznaczenia radiometryczne pozwalają zaliczyć do wspomnianej grupy granitoidy masywów Strzegom—Sobótka (Depciuch 1971) i strzelińskiego (Depciuch, Lis 1972). Być może, że w grupie tej znajdują się również masywy kwaśnych intruzywów, występujące w północnej części bloku przedsudeckiego, dla których ze względu na lokalizację właściwe są nazwy: masyw Nowiny—Kąty Wrocławskie oraz masyw Chrząstawy (Kłapciński, Juroszek, Sachanbiński 1975). Na marginesie dodać trzeba, że zachodnia część pierwszej z wymienionych intruzji była określana jako masyw Nowin (Kłapciński, Juroszek, Sachanbiński *op. cit.*). Nie ma wprawdzie dla tych ostatnich intruzji oznaczeń wieku bezwzględnego, należy jednak wziąć pod uwagę następujące dwa elementy:

1) zaznaczającą się prawidłowość polegającą na migracji zjawisk plutonicznych przy kolejnych etapach deformacji tangencjalnych ku peryferiom orogenu sudeckiego;

2) fakt, że wspomniane granitoidy leżą w strukturze sudeckiej na zewnątrz w stosunku do udokumentowanych wiekowo intruzji dolnopermskich: strzegomskiej i strzelińskiej.

Uwzględniając te przesłanki, jak również biorąc pod uwagę stosunki ciał granitoidowych występujących w północno-wschodniej i północnej części bloku przedsudeckiego do utworów nadkładu, granitoidy te należałoby wiązać z fazą saalską. Zaznaczają się przy tym również związki przestrzenne wspomnianych intruzji z siecią rozłamów NNE—SSW, co ukazuje figura 22, jednakże brak oznaczeń wieku bezwzględnego nakazuje ostrożność w konkretyzowaniu tych związków.

Lineacja o południkowym przebiegu tak w masywie strzegomskim, jak i strzelińskim (Cloos 1921, 1922), a także fluidalne równoleżnikowe ułożenie ziarna, aczkolwiek nie tak wyraźne, jak sugerował Cloos, niemniej jednak zaznaczają się. Determi-

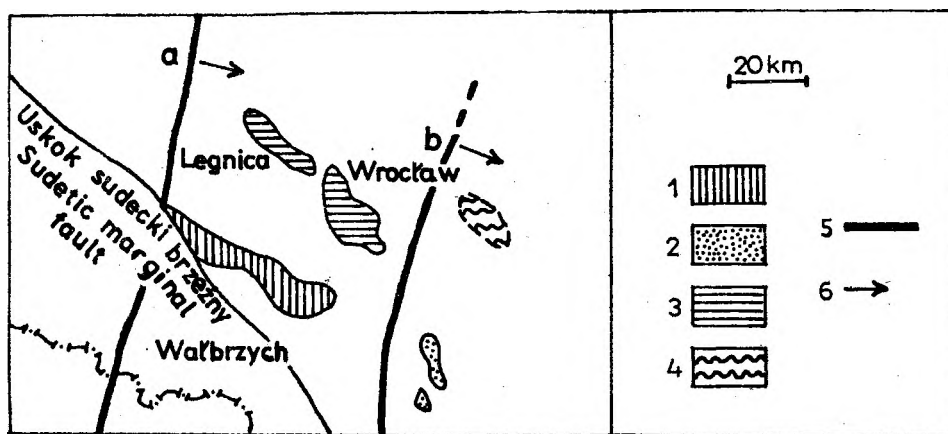


Fig. 22

Związki maszywów granitoidowych w północno-wschodniej części Sudetów z rozłamami wgłębnymi

1 — masyw Strzegom—Sobótka; 2 — masyw strzeliński; 3 — masyw Nowiny—Kąty Wrocławskie; 4 — masyw Chrzastawy; 5 — rozłamy wgłębne systemu NNE—SSW: a — zachodniomorawski, b — morawsko-śląski; 6 — przypuszczalne kierunki migracji mas granitoidowych

Relationships between the granitoid massif of northeastern Sudetes and the deep fractures

1 — Strzegom—Sobótka massif; 2 — Strzelin massif; 3 — Nowiny—Kąty Wrocławskie massif; 4 — Chrzastawa massif; 5 — deep fractures of system NNE—SSW: a — Western Moravian fracture, b — Moravian-Silesian fracture; 6 — probable directions of migration of granitoid masses

nowałyby to w przybliżeniu równoleżnikowy kierunek przemieszczeń intrudujących magm. Zasadnicze cechy paleogeografii permu w Sudetach: brak sedimentacji w strukturze wschodniosudeckiej oraz intensywna subsydencja na północy (a także, co jest szczególnie istotne, na obszarze synklinorium północnosudeckiego i perykliny Żar), to jednocześnie odzwierciedlenie ówczesnego układu elementów blokowych w Sudetach. Układ ten wskazuje, że w omawianym okresie istniały predyspozycje strukturalne do migracji granitoidów ku wschodowi. W takim świetle korzeniowe partie intruzji strzegomskiej znajdują się w strefie rozłamu zachodniomorawskiego, co ilustruje figura 23 i co potwierdzają również inne elementy strukturalne omówione w dalszych częściach pracy. Natomiast granitoidy strzelińskie należy wiązać z rozłamem morawsko-śląskim.

Podobnie, jak w przypadku wcześniejszych intruzji asturyjskich także granitoidy fazy saalskiej nawiązywały do istniejącego planu budowy, podkreślając zarówno główne elementy strukturalne, jakimi były kopuły, jak i megaformy młodszej generacji —  $FDT_3$ . Te ostatnie przypadki szczególnie uwidoczniają się w masywie strzelińskim, gdzie odsłaniają się zapewne tylko spągowe partie intruzji i gdzie przebieg pasm granitoidowych NW—SE jest zgodny z orientacją struktur  $FDT_3$  (Wójcik 1974).

#### SCHYLKOWE PRZEJAWY MAGMATYZMU WARYSCYJSKIEGO W SUDETACH ZWIĄZANE Z FAZĄ $DT_7$ (WCZESNOPALATYNACKA)

Ostatnią grupę wiekową granitoidów Masywu Czeskiego związaną z cyklem waryscyjskim reprezentują najprawdopodobniej oznaczenia koncentrujące

się wokół wartości 235 MA (fig. 11). Dotychczasowe oznaczenia wieku bezwzględnego granitoidów sudeckich nie wykazują obecności tej generacji w orogene sudeckim. Wyniki otrzymane przez Boruckiego (1966) dla niektórych próbek z masywu strzegomskiego i strzelińskiego, oscylujące wokół wartości 230 MA, nie znalazły potwierdzenia w późniejszych i bardziej szczegółowych badaniach geochronologicznych przeprowadzonych przez Depciucha (1971) oraz Depciucha i Lisa (1972), co można tłumaczyć z jednej strony niedoskonałością wprowadzanej u nas w latach sześćdziesiątych metody pomiarów wieku bezwzględnego, z drugiej zaś obecnością wtórnych przeobrażeń w materiale analitycznym. Zaznacza się natomiast powiązanie przejawów omawianej fazy, odpowiadającej wiekowo okresowi wczesnopalatynackiemu, z mineralizacją kruszcową obszaru lubińskiego. Brak wprawdzie datowań wieku bezwzględnego tej mineralizacji, lecz dość wyraźnie wskazuje na to synteza następujących przesłanek:

1. Lokalizacja złóż lubińskich w strefie rozłamu zachodniomorawskiego, i to w rejonie przecięcia się jej ze strefą rozłamową Odry.

2. Synsedymenacyjny charakter podstawowego etapu mineralizacji (Tomaszewski 1978). Ponieważ chodzi tu o sedimentację serii ilasto-węglanowej cyklotemu Werra, odpowiada to wiekowo właśnie wspomnianym ruchom wczesnopalatynackim (235 MA).

3. Główny poziom zmineralizowany — łupków miedzionośnych, odpowiada pierwotnym osadom ilastym, a więc utworom, które cechują się silnymi właściwościami absorpcyjnymi, potęgowanymi przez zjawiska koagulacji.

Ważnymi dowodami pośrednimi są oznaczenia

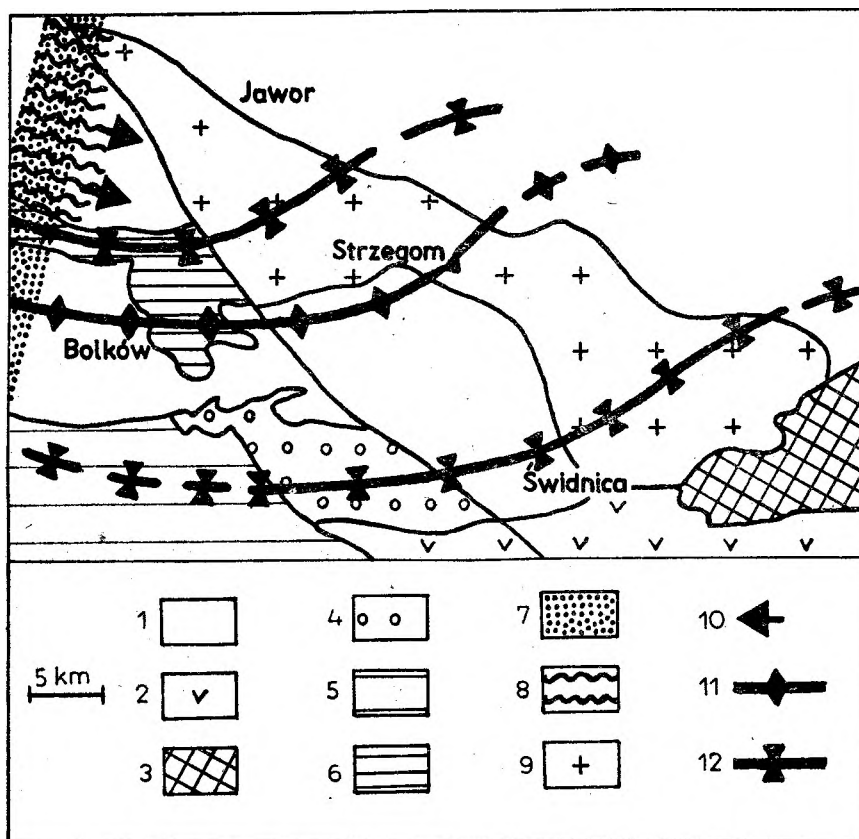


Fig. 23

## Szkic geologiczno-strukturalny okolic intruzji Strzegom-Sobótka

1 – metamorfik kaczawski i bloku przedsudeckiego; 2 – masyw sowiogórski; 3 – skały zasadowe i ultrazasadowe północnego obrzeżenia masywu sowiogórskiego; 4 – utwory osadowe depresji Świebodzic (fran-turnej dolny oraz namur dolny); 5 – utwory osadowe (kulm) synklinorium śródsudeckiego (turnej górny?–wizen górny); 6 – utwory osadowe synklinorium północnosudeckiego (westfal górny?–perm dolny); 7 – strefa zachodniomorawskiego rozłamu wglębnego; 8 – obszar zaburzeń strukturalnych związanych z obecnością formy fleksuralnej utworzonej przez masy granitoidowe migrujące ze strefy rozłamu zachodniomorawskiego; 9 – granitoidy intruzji Strzegom-Sobótka; 10 – kierunek migracji mas granitoidowych; 11 – przebieg osi subkopyły południowokaczawskiej; 12 – przebieg osi struktur synklinorialnych (chodzi tu o osie megasyntymform  $FDT_2$  rozbudowanych deformacjami kopułotwórczymi)

## Geological-structural sketchmap of the vicinity of Strzegom-Sobótka intrusive massif

1 – metamorphic complex of Kaczawskie Mts and Fore-Sudetic Block; 2 – Sowie Mts massif; 3 – basic and ultrabasic rocks of the northern surroundings of Sowie Mts massif; 4 – sedimentary rocks of Świebodzice Depression (Frasnian-Lower Tournaisian and Lower Namurian); 5 – sedimentary rocks (Kulm) of Intra-Sudetic Synclinorium (Upper Tournaisian?–Upper Viséan); 6 – sedimentary rocks of North-Sudetic Synclinorium (Upper Westphalian?–Lower Permian); 7 – Western Moravian deep-fracture zone; 8 – area of structural disturbances related to the development of flexural feature formed through migration of granitoid masses along the Western Moravian fracture zone; 9 – granitoid intrusion of Strzegom-Sobótka; 10 – direction of migration of granitoid masses; 11 – extent of the axis of Southern Kaczawskie Mts subdome; 12 – extent of the axes of synclinal structures (this regards the axes of mega-synforms  $FDT_2$  enlarged through the dome-forming deformations)

wieku bezwzględnego przejawów mineralizacji poli-metalicznej z obszaru środkowej i zachodniej części Moraw, gdzie na podstawie 13 oznaczeń ustalono wiek tej mineralizacji na 241 MA (Bernard, Klominský 1975), a więc zbliżony do podanej wyżej wartości 235 MA. Trzeba jednakże podkreślić, że strefa rozłamu zachodniomorawskiego, z którą przestrzennie wiążą się złoża lubińskie, przebiega właśnie przez wspomniany obszar Moraw.

Analiza wyników dotychczasowych oznaczeń wieku bezwzględnego mineralizacji kruszcowej wskazuje, że intensyfikacja procesów mineralizacyjnych związanych ze schyłkiem cyklu warwscyjskiego rozpoczęła się w Sudetach już w fazie saalskiej. Większość oznaczeń grupuje się wokół wartości 265 MA (porównaj

Bernard, Klominský, *op. cit.*); ten sam wynik dały również datowania wieku smółki uranowej w Kowarach (Coppens *et al.*, *vide* Burchart 1971), potwierdzają to wreszcie dotychczasowe wyniki badań geologów złożowych. Obserwowana sytuacja odpowiada klasycznemu modelowi rozwoju zjawisk plutonicznych, przy ujęciu traktującym warwscyjski orogen sudecki jako pewną całość. Schyłek plutonizmu warwscyjskiego wiąże się bowiem ze wzrostem udziału kruszczoonych emanacji i roztworów hydrotermalnych, których front przesuwał się w ślad za plutonizmem *sensu stricto* ku peryferiom Sudetów i miał charakter późno- i postmagmatyczny. Owa, sygnalizowana już powyżej, migracja zjawisk plutonicznych ku peryferiom orogenu sudeckiego uwidacz-

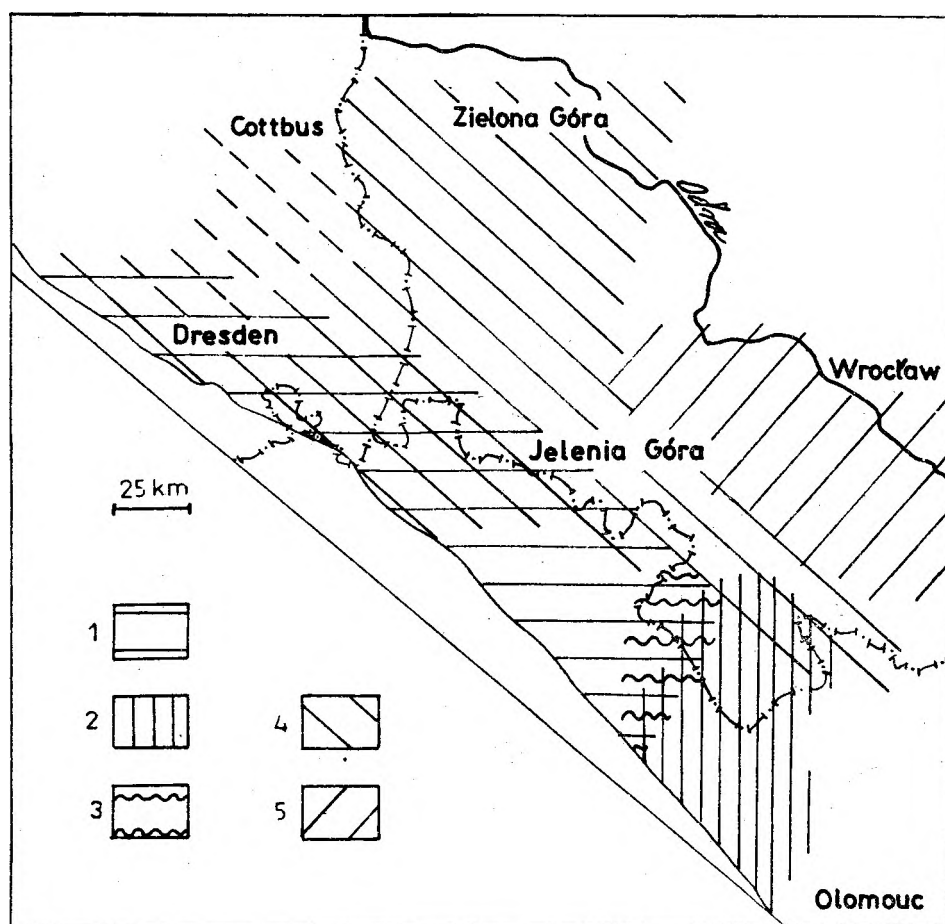


Fig. 24

## Strefowość zróżnicowania wiekowego granitoidów sudeckich

Zasięgi występowania granitoidów związanych: 1 – prawdopodobnie z fazą ardeńską; 2 – z fazą wczesnobretonską; 3 – z fazą sudecką; 4 – z fazą asturyjską; 5 – z fazą saalską

## Zonal differentiation of the age of Sudetic granitoid intrusions

Extent of the occurrence of granitoid intrusions related to: 1 – probable Ardennian phase; 2 – Early Bretonian phase; 3 – Sudetian phase; 4 – Asturian phase; 5 – Saalian phase

nia się najbardziej w wyraźnej strefowości zróżnicowania wiekowego granitoidów na obszarze tego orogenu, co ilustruje figura 24 i co stanowi jedną z podstawowych prawidłowości w rozwoju Sudetów – jednego z młodszych elementów składowych w szeroko rozumianej strukturze Masywu Czeskiego.

Drugą z takich prawidłowości dotyczących przejawów plutonizmu jest omawiany już ścisły związek intruzji granitoidowych ze strefami rozłamowymi oraz ze zmiennym w czasie ułożeniem megabloków struktury sudeckiej, co znajduje swe odzwierciedlenie, a zarazem potwierdzenie, w paleogeografii młodo-paleozoicznych sedymentów molasowych.

STRUKTURY DEFORMACYJNE ZWIĄZANE  
GENETYCZNIE Z PRZEMIESZCZANIEM SIĘ  
INTRUDUJĄCYCH GRANITOIDÓW

Inną grupę zagadnień związanych z intruzjami

w Sudetach stanowi problem nowej generacji form strukturalnych powstałych w wyniku przemieszczania się mas granitoidowych w górne partie litosfery. Tu należy wspomnieć, że na wpływ intrudujących mas granitoidowych na tworzenie się struktur deformacyjnych w skałach osłony zwracają uwagę między innymi Pitcher, Read (1959) i Pitcher (1972). Analiza bogatego materiału faktograficznego, jakim są wyniki dotychczasowych badań strukturalnych w Sudetach, wskazuje, że wspomnianą generację reprezentują głównie mezostruktury typu fałdów załomowych (kink band), świadczące o stosunkowo sztywnym już charakterze deformacji, oraz zmarszczkowanie. Ważnymi cechami tych struktur są ponadto:

1) południkowe w przybliżeniu kierunki przebiegu, nawiązujące do orientacji stref rozłamowych oraz prostopadłe do nacisków przemieszczających się mas intruzywnych;

2) rozwój form w postaci dwóch sprzężonych

systemów stanowiących odzwierciedlenie powierzchni ścinających, co odpowiada zapewne specyfice deformacji spowodowanej przemieszczaniem się mas granitoidowych względem osłony;

3) związek terytorialny omawianych form z obszarami przyrozłamowymi przy jednoczesnym sąsiedztwie masywów intruzywnych.

W tabeli 3 zestawiono struktury omawianej genezy w ujęciu regionalnym. Tabela ta nawiązuje do indywidualnej nomenklatury stosowanej przez badaczy poszczególnych rejonów Sudetów. Podkreślić przy tym należy, że ujmuje ona różnowiekowe struktury tej samej genezy, co wynika ze znacznego zróżnicowania wiekowego procesów plutonicznych w Sudetach. Podobny charakter miała przedstawiona wcześniej tabela 2, w której zestawiono różnowiekowe formy związane genetycznie z procesami kopułotwórczymi. Ponieważ czas i wzajemne następstwo

głównych przejawów obu wymienionych procesów — plutonicznych i kopułotwórczych, były zróżnicowane w poszczególnych rejonach Sudetów, konieczna była analiza tego zagadnienia w aspekcie regionalnym, w której wzięto pod uwagę:

1) znany wiek poszczególnych intruzji, a zatem i powstania związanych z tymi intruzjami deformacyjnych elementów mezostrukturalnych w skałach osłony;

2) wynikający z wielu przesłanek geologicznych wiek deformacji związanej z procesami kopułotwórczymi.

Analiza, która stanowiła zarazem ważne kryterium sprawdzające, potwierdziła słusność przyjętych i zmiennych w aspekcie regionalnym wzajemnych korelacji pomiędzy wspomnianymi dwoma polichronicznymi systemami mezostrukturalnymi. Następstwo chronologiczne tych systemów dla poszczególnych

Tabela 3

Regionalne zestawienie korelacyjne struktur fałdowych, których powstanie jest związane z przemieszczaniem się mas granitoidowych w górne partie litosfery — *DI(DT)* (formy związane głównie z przyrozłamowymi strefami skał osłony intruzywów fazy sudeckiej, asturyjskiej i saalskiej)

Region Materiały źródłowe	Oryginalna symbolika struktur	Symbolika struktur wprowadzona przez autora	Charakterystyka struktur	Orientacja przebiegu
Wschodnia osłona granitu Karkonoszy J. Teisseyre 1973	$F_3$	$FDI(DT_3)$	płaskie fałdy dachowe, sztywne dwa systemy sprzężone, odpowiadające powierzchniom ścinania	NE—SW do NNE—SSW, duża stałość orientacji
Góry Rychorskie Svoboda <i>et al.</i> 1964	młodsze formy fałdowe	$FDI(DT_5)$	sztywne formy fałdowe (związane z fleksurą wschodnich Karkonoszy).	NNE—SSW
Południowa część Gór Kaczawskich H. Teisseyre 1967	$B_2$	$FDI(DT_5)$	drobne sztywne fałdki, zmarszczkowanie	NE—SW
Północna część Gór Kaczawskich A. Haydukiewicz 1977	$f_{IIIb}$	$FDI(DT_6)$	fałdy o poziomych lub prawie poziomych powierzchniach osiowych	NE—SW i N—S
Góry Orlickie Żelaźniewicz 1978	$F_5$	$FDI(DT_4)$	sztywne fałdy załomowe, dwa systemy sprzężone, odpowiadające powierzchniom ścinania	NE—SW
Północna część metamorfiku łądeckiego Cwojdziański 1977	$F_5$	$FDI(DT_5)$	drobne, sztywne formy fałdowe, rozwijające się na dwóch sprzężonych powierzchniach ścinania	N—S do NW—SE
Góry Opawskie — seria warstw andelskohorskich Miszewski 1977	$F_3$	$FDI(DT_3)$	mikrofałdy załomowe, których powierzchniom osiowym towarzyszą mikropeknięcia — zapewne system sprzężonych powierzchni ścinających	NE—SW

Uwagi: 1. Zgodnie z symboliką wprowadzoną przez autora struktury  $FDI(DT_4)$ ,  $FDI(DT_5)$  i  $FDI(DT_6)$  chronologicznie wiążą się odpowiednio z fazami: sudecką, asturyjską i saalską.

2. Struktury fałdowe o genezie omawianej w niniejszej tabeli nie zostały stwierdzone w obrębie: metamorfiku Gór Bystrzyckich (Gunia, Dumicz 1976b; Dumicz, Haydukiewicz, Majerowicz 1976), metamorfiku kłodzkiego (Wojciechowska 1975), metamorfiku śnieżnickiego (H. Teisseyre 1975b). Niejasna jest natomiast sytuacja w Górach Izerskich, metamorfiku południowokarkonoskim, metamorfiku wschodniosudeckim, a także w metamorfiku strzebińskim, gdzie być może słabiej przejawiające się struktury tego typu nakładają się na formy genetycznie związane z fazami kopułotwórczymi, cechującymi się zblizną orientacją (porównaj tab. 2).

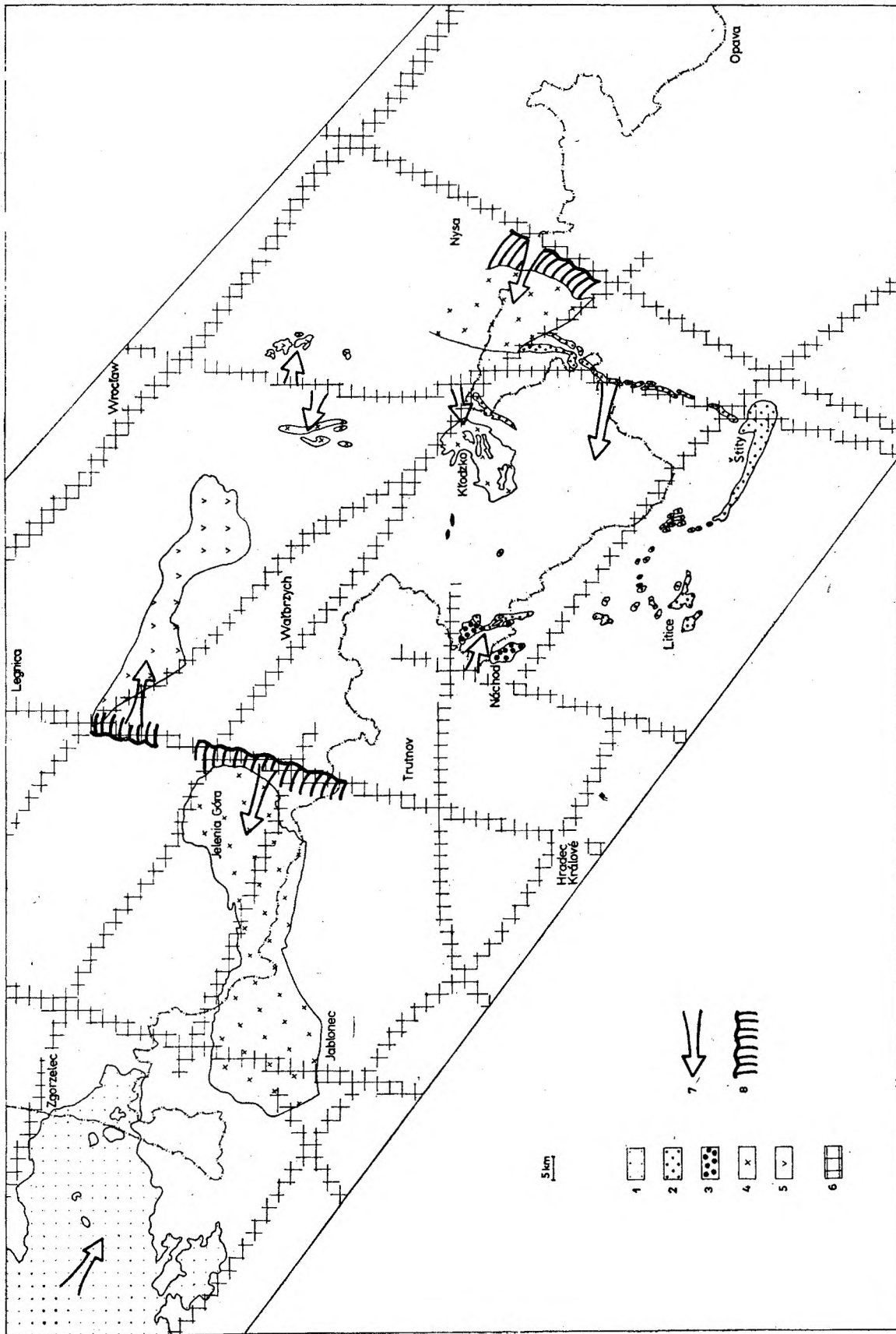


Fig. 25

Wybrane elementy dotyczące rozwoju plutonizmu granitoidowego w centralnej części Sudetów

Granitoidy związane z fazą deformacyjną: 1 -  $DT_2$  (ardéńska?); 2 -  $DT_3$  (ardéńska?); 3 -  $DT_4$  (subceja); 4 -  $DT_5$  (asturyjska); 5 -  $DT_6$  (saalska); 6 - strefy rozłamów wgłębnych (nazwy rozłamów i ich przebieg pokazano na fig. 10); 7 - kierunki migracji mas granitoidowych ze stref rozłamów wałbrzych; 8 - megafleksury sunowujące efekt deformacji i poddarcia skał ostony intruzywów w wyniku oddziaływania mas granitoidowych migrujących ze stref przyrozdławowych

Selected problems of the development of granitoid plutonism in Central Sudetes

Granitoid intrusions related to the following deformational phases, respectively: 1 -  $DT_2$  (Ardenian phase?); 2 -  $DT_3$  (Ardenian phase?); 3 -  $DT_4$  (Sudetic phase); 4 -  $DT_5$  (Asturian phase); 5 -  $DT_6$  (Saalian phase); 6 - deep fracture zones (for their names and extent see fig. 10); 7 - directions of migration of granitoid masses along the fracture zones; 8 - megaflexures formed through the deformation of rock-cover by granitoid intrusions during their emplacement along the deep fracture zones

rejonów Sudetów wynika z porównania danych przedstawionych w tabelach 2 i 3, przy uwzględnieniu ich pierwotnej nomenklatury (co do tej ostatniej należy wziąć pod uwagę sygnalizowane i wyjaśniane wcześniej w pracy przypadki zastrzeżeń autora co do następstwa czasowego niektórych generacji struktur we wschodnich Karkonoszach i południowej części Gór Kaczawskich — patrz m. in. uwagi do tabeli 2).

W przypadku, gdy ilość intrudujących mas była znaczna, co dotyczy większych masywów granitoidowych, w brzeżnych przyroztłamowych partiach obserwujemy poddarcia skał osłony przez wznoszące się masy intruzywne i utworzenie megastruktur fleksuralnych. Najbardziej znaną z takich form jest fleksura wschodnich Karkonoszy, której przypuszczalny związek z intruzją granitu sugerował J. Teisseyre (1973). Za analogiczną genetycznie, choć mniej wyraźnie zaznaczającą się, trzeba uznać opisywaną przez Baranowskiego (1975) strukturę fleksuralną, która przebiega w północnej części metamorfiku kaczawskiego na linii Rzeszówek—Kondratów—Leszczyna. Jest ona związana z przyroztłamową strefą intruzji Strzegom—Sobótka (patrz fig. 23) i zaburza w pewnym stopniu przebieg struktur w omawianym rejonie. O zaburzeniach tych pisał Jerzmański (1965), który akcentuje obecność licznych dewiacji w przebiegu tak foliacji, jak i struktur liniowych, zmieniających swą orientację z kierunku NW—SE na NE—SW (równoległy do sygnalizowanej powyżej fleksury). Nadmienić przy tym trzeba, że cytowany wyżej autor wiązał obecność wspomnianych dewiacji z wpływem

sztywnych mas diabazowych, zajmujących znaczną część metamorfiku kaczawskiego. Charakterystyczny i znamieny jest fakt, że na zachód od wspomnianej fleksury zmniejsza się stopniowo intensywność omawianego „poprzecznego fałdowania” (NE—SW), co zaznacza się wśród elementów mezostrukturalnych. Ostatnią z rozpoznanych megastruktur fleksuralnych jest forma zaznaczająca się w obrazie kartograficznym rejonu intruzji żułowskiej (Pouba 1963; Dumicz 1961). Cechuje ją wyraźne zestromienie (o charakterze monoklinalnym) zapadów struktur planarnych, obserwowane na linii Jeseník—Kijów (patrz fig. 20).

Znaczne przeobrażenia strukturalne, będące efektem późniejszych procesów kopułotwórczych, uniemożliwiają natomiast analizę stref przyroztłamowych w przypadku starszych generacji intruzywów (starsze granitoidy kopuły kłodzko-orlickiej). W przypadku zaś innych, młodszych intruzji (m. in. granit strzelecki, młodsze granitoidy kudowskie) komplikuje sprawę przykrycie wspomnianych stref przez młodsze utwory. Należy jednak przypuszczać, że w przypadku mniejszych ciał intruzywnych, o typie rozprzestrzenienia i rozmiarach podobnych do granitoidów niemczańskich, brzeżne megastruktury fleksuralne bądź wykształciły się słabo, bądź też nie zaznaczyły się wcale.

Syntetyczną ilustrację niektórych zagadnień związanych z ewolucją waryscyjskiego plutonizmu granitoidowego w Sudetach i jej kolejnymi etapami przedstawia na tle przebiegu głównych linii rozłamowych figura 25.

## WULKANIZM I JEGO POWIĄZANIA Z PLUTONIZMEM NA TLE NIEKTÓRYCH ASPEKTÓW PROBLEMATYKI ZŁOŻOWEJ W SUDETACH

Przedstawione w poprzednim rozdziale uwagi dotyczące późnowaryscyjskiej mineralizacji, związanej ze schyłkowymi procesami plutonicznymi w tym cyklu, stanowią jedynie fragment bogatej problematyki złożowej Sudetów. Na obszarze tego górotworu istnieją bowiem liczne złożowe koncentracje mineralne wykazujące związki ze znacznie starszymi etapami mineralizacyjnymi, w niektórych przypadkach być może prekambryjskimi. Większość z nich ma charakter zmetamorfizowanych pierwotnych złóż osadowo-wulkanicznych oraz wykazuje związek przestrzenny z formacjami spilitowo-keratofirowymi, które stanowią produkt przeobrażeń zasadowych i kwaśnych wulkanitów geosynklinalnych. Wspomniane zależności skłoniły Lindner i Oberca (1978) do wysunięcia wniosku o związku mineralizacji z wulkanizmem geosynklinalnym. Zestawienie tej tezy z kartograficznymi opracowaniami złożowymi o charakterze regio-

nalnym (m. in. Fedak, Lindner 1966), a także z obrazem sieci głębokich rozłamów (patrz fig. 10) wykazuje, że:

1) istnieją obszary występowania skał formacji spilitowo-keratofirowej, gdzie okruszcowanie występuje sporadycznie i ma jedynie charakter śladowy (np. metamorfik kłodzki — Wojciechowska 1966);

2) wiele złóż zlokalizowanych jest poza obszarem występowania serii spilitowo-keratofirowej (np. obszar izerski);

3) zaznacza się wyraźny i stały związek wszystkich bardziej zmineralizowanych rejonów ze strefami rozłamowymi o różnej orientacji przebiegu.

W tym świetle wydaje się, że związek pomiędzy skałami formacji spilitowo-keratofirowej z okruszcowaniem ma jedynie charakter pośredni, natomiast bezpośrednim źródłem procesów mineralizacyjnych były głębokie strefy rozłamowe zindywidualizowane



we wczesnych etapach tektonogenezy Masywu Czeskiego, być może w okresie prebajkalskim, jak to globalnie sugeruje Burtman (1978). Strefy te musiały również stanowić główne drogi migracji magm związanych z podmorskim wulkanizmem geosynklinalnym, którego pozostałością są rozległe kompleksy zasadowych i kwaśnych wulkanitów, przeobrażonych później w skały formacji spilitowo-keratofirowej. Należy przypuszczać, że większość obecnych złóż metamorficznych miała w trakcie tworzenia się charakter synsedymencyjny lub zbliżony i powstawała w obrębie utworów cechujących się dużymi zdolnościami absorpcyjnymi. W takim zaś razie geneza tych koncentracji mineralnych jest podobna, jak w przypadku znacznie późniejszego, bo schyłkowowaryscyjskiego, złoża lubińskiego, przy czym rolę wspomnianych absorbentów mogły odgrywać oprócz osadów ilastych również utwory tufogeniczne. Czynnikiem szczególnie aktywizującym rozwój procesów mineralizacyjnych były naciski tangencjalne, udrożniające strefy rozłamowe. Późniejsze procesy metamorficzne nałożyły natomiast dalsze przeobrażenia o zróżnicowanym profilu. Ten typ starszych zmetamorfizowanych złóż synsedymencyjnych, związanych z migracją substancji mineralizujących z głębokich stref rozłamowych, reprezentuje w klasycznej postaci najprawdopodobniej złożo pirytu w Wieściszowicach, które leży w sąsiedztwie rozłamu zachodniomorawskiego. Podkreślić przy tym należy, że taka geneza złoża jest zbliżona do wniosków Jaskólskiego (1964), opartych na studium petrograficzno-mineralogicznym obszaru złożowego. Cytowany autor traktuje bowiem omawiane złożo jako pierwotnie synsedymencyjne, związane z effuzjami i ekshalacjami inicjalnego wulkanizmu geosynklinalnego, nie precyzując jednak bezpośredniego źródła czynników mineralizujących.

Na marginesie zaznaczyć trzeba, że poruszana problematyka złożowa dotyczyła mineralizacji związanej bezpośrednio ze strefami rozłamowymi. Istnieją również w orogenie sudeckim złoża, których powstanie wiąże się z rozłamami jedynie pośrednio, gdyż stanowiły one strefy źródłowe dla migrujących na większe odległości roztworów mineralizujących. Jednakże w Sudetach nie ma większych złóż reprezentujących tę grupę, w przeciwieństwie do omawianych uprzednio przyrozłamowych koncentracji mineralnych.

\*W świetle poruszonych dotychczas zagadnień można stwierdzić, że w okresie waryscyjskiej i prewaryscyjskiej ewolucji strukturalnej Sudetów zaznaczyły się na ich obszarze trzy odrębne etapy mineralizacyjne.

Pierwszy — najstarszy, jest związany ze stadium geosynklinalnym. Reprezentują go złoża pierwotnie synsedymencyjne, powstałe w wyniku oddziaływa-

nia roztworów i emanacji mineralizujących na kompleksy osadowe i osadowo-wulkanogeniczne. Kompleksy te, charakteryzujące się dużymi zdolnościami absorpcyjnymi, spełniały rolę ekranów wychwytyjących i kumulujących koncentracje złożowe. Złoża tej grupy przeszły później skomplikowane przeobrażenia metamorficzne, które najczęściej prowadziły do zmiany ich pierwotnego charakteru i składu mineralnego. Reprezentantami omawianej grupy prawdopodobnie są, między innymi, cechujące się reliktową stratyfikacją koncentracje rud żelaza (z dominującym magnetytem) w Kowarach, Miedziance, Kletnie i w Sudetach Wschodnich, wspomniane już złożo pirytu w Wieściszowicach, a także złoża cyny w Gierczynie i Krobicy.

Drugi etap jest związany z działaniem młodszych roztworów hydrotermalnych na skonsolidowany już i wydźwignięty w znacznym stopniu procesami kopułotwórczymi górotwór sudecki. Dominujące znaczenie mają tu polimetaliczne złoża hydrotermalne o charakterze żyłowym, niekiedy impregnacyjnym. Reprezentantami są, między innymi, złoża w Radoniowie, Czarnowie, Radzimowicach, złoża północnokaczawskie, wschodniosudeckie (młodsze generacje), a także młodsze koncentracje złożowe w rejonie Kowar, Miedzianki i Kletna.

Ostatni etap wiąże się z działalnością schyłkowowaryscyjskich roztworów i emanacji mineralizujących. Oprócz polimetalicznych złóż typu synsedymencyjnego (m. in. Lubin, Iwiny, Grodziec, Leszczyna) występują również niewielkie żyłowe koncentracje hydrotermalne.

Przechodząc do zagadnienia wieku wspomnianych etapów mineralizacyjnych trzeba stwierdzić, że w przypadku złóż związanych z pierwszym etapem problem wieku procesów mineralizacji jest złożony i trudny do szczegółowego ustalenia. Ważny i godny podkreślenia (również w aspekcie strukturalnym) jest fakt, że nie ma w orogenie sudeckim takiej mineralizacji, którą można by wiązać z okresem ewentualnej konsolidacji oddzielającej etap rozwoju prekambryjski od paleozoicznego, co potwierdzałyby sygnalizowane już uprzednio różnice w rozwoju pomiędzy Masywem Czeskim a jego obrzeżeniem, w którego obrębie znajdują się Sudety. W tym świetle początków procesów mineralizacyjnych dopatrywać się można ewentualnie już w późnym prekambryzu. Dalsza analiza prowadzi do stwierdzenia, że wprawdzie we wspomnianym etapie mineralizacyjnym, związanym ze stadium geosynklinalnym, rysuje się szereg oddzielnych faz mineralizacyjnych, lecz dokładniejsze datowania, nawet względne, są na razie niemożliwe z dwóch powodów:

1) skutek słabego stosunkowo jeszcze rozpo-

Tabela 4

Korelacja geochronologiczna głównych faz przejawów plutonizmu granitoidowego i wulkanizmu w regionie sudeckim i jego okolicach

Faza deformacji tangencjalnych	Plutonizm granitoidowy	Wulkanizm	
		kontynentalny	geosynkinalny
faza wczesopalatynacka <i>DT<sub>7</sub></i>	schyłkowa działalność magmatyczna – emanacje i roztwory hydrotermalne i związane z nimi procesy mineralizacyjne żyłowe skały w obrębie cechsztynu synklinorium północnosudeckiego (Konstantynowicz 1958)		
faza saalska <i>DT<sub>6</sub></i>	intruzje: Strzegom–Sobótka, strzelińska masywy intruzywne w północno-wschodniej części bloku przed-sudeckiego	wulkanity czerwonego spągowca synklinorium północnosudeckiego, śródsudeckiego i podkarkonoskiego (niecka podkarkonoska) wulkanity wschodniej części basenu morawsko-śląskiego (m. in. tufy filipowickie; Unrug, Dembowski 1971)	
faza asturyjska <i>DT<sub>5</sub></i>	intruzje: karkonoska, kłodzko-złotostocka, niemczańska, żulowska ciała granitoidowe na Łużycach (m. in. granit z Königshain?)	wulkanity w synklinorium północnosudeckim (porfiry i tufy porfirowe w profilu otworu Ludwigsdorf; Roselt 1959) porfiry Gór Kaczawskich wulkanity górnokarbońskie w synklinorium śródsudeckim osady tufogeniczne w basenie morawsko-śląskim (tufity w obrębie warstw orzeskich i łaziskich, schyłek westfalu B i westfal C; Unrug, Dembowski 1971)	
faza sudecka <i>DT<sub>4</sub></i>	młodszy granit kudowski granit Nového Hrádka	otoczaki porfiru w górnowizeńskich łupkach wschodniej części basenu morawsko-śląskiego (Piłat 1957)	wulkanity zasadowe Łużyc (Brause, Hirschmann 1964; Hirschmann 1964) wulkanity w basenie morawsko-śląskim (tufity górnowizeńskie w profilach otworów Puńców 1 i Bolesław 33; <i>vide</i> Bojkowski 1961)
faza wczesnobretońska <i>DT<sub>3</sub></i>	granitoidy obrzeżenia kopuły kłodzko-orlickiej: granodioryt jawornicki, tonality białskie, granodioryt liticki, tonality orlickie, starszy granit kudowski, granitoidy Ścinawki	?	wulkanity górnego dewonu w Sudetach Wschodnich (Hrubý Jensen; Svoboda <i>et al.</i> 1964) wulkanity głównie zasadowe górnego dewonu Łużyc (Brause, Hirschmann 1964)
faza ardeńska(?) <i>DT<sub>2</sub></i>	granitoidy łużyckie (granodioryt zawidowski, granodioryt demitzki) najstarsza generacja granitoidów kudowskich(?), mikrotonality (Żelaźniewicz 1978)	?	wulkanity stropowych partii syluru i spągowych partii dewonu Łużyc (Brause, Hirschmann 1964) wulkanity schyłkowosylurskie północno-wschodniej części Gór Kaczawskich (Jerzmański 1965) wulkanity w górnym sylurze krystalniku południowokarkonoskiego (Svoboda <i>et al.</i> 1964) wulkanity w stropowych partiach syluru (i być może w spągu dewonu) metamorfiku kłodzkiego (Gunia, Wojciechowska 1971)

cd. tab. 4

Faza deformacji tangencjalnych	Plutonizm granitoidowy	Wulkanizm	
		kontynentalny	geosynklinalny
faza sardyjska(?) $DT_1(?)$			zasadowe wulkanity środkowego kambru Łużyc (Brause, Hirschmann 1964) zasadowe i kwaśne wulkanity środkowego kambru Gór Kaczawskich
?			niewielkie wystąpienia wulkanitów w obrębie szarogłazów łużyckich — górny proterozoik? (Brause, Hirschmann 1964)

znania stratygrafii metamorficznych serii skalnych Sudetów;

2) na skutek niemożności wykorzystania metod radiometrycznych, które ukazują w najlepszym razie wiek metamorfozy, a właściwie wiek wypiętrzenia struktur z koncentracjami złożowymi ponad poziom geozotermi wyznaczającej temperaturę zamknięcia układów mineralnych badanych metodami radiometrycznymi. Najczęściej jednakże otrzymane wyniki odpowiadają wiekowi jeszcze późniejszym procesom „odmładzającym”, podczas gdy praktycznie nigdy nie można ich odnieść do wieku sedymentacji i synchronicznej z nią w przybliżeniu pierwotnej mineralizacji.

Oczywiście ewentualne perspektywy dalszego rozpoznania wieku starszych procesów mineralizacyjnych w Sudetach można wiązać jedynie z przewyższeniem pierwszej trudności, gdyż oznaczenia radiometryczne zmetamorfizowanych złóż osadowych zawsze będą miały względny i niepewny charakter.

Procesy mineralizacyjne drugiego etapu zachodziły na wypiętrzonych strukturach kopułowych, dlatego też rozwój ich paralelizować trzeba z intensyfikacją zjawisk magmatycznych w interwale karbon—perm dolny. Tę ostatnią wartość dokumentują wspomniane już wcześniej oznaczenia radiometryczne (fig. 11).

Najmłodszy etap mineralizacyjny, związany z działalnością schyłkowopaleozoicznych rozmiarów kruszonośnych, przypada na okres perm górny—trias, przy czym ta górna granica może być traktowana jedynie hipotetycznie.

Inna grupa wniosków, pośrednio tylko związana z problematyką złożową, dotyczy roli rozłamów w cyklu ewolucyjnym Sudetów łącznie ze stadium geosynklinalnym. Otóż potwierdza się, że strefy rozłamowe stanowiły w tym cyklu drogi migracji magm. Na obszarze geosynklinalnemu były to centra wulkanizmu podmorskiego, natomiast na terenach już wypiętrzonych strefy źródłowe intruzji granitoidowych i kon-

tyntentalnego wulkanizmu subsekwentnego. Podkreślić przy tym trzeba szczególnie, że w świetle dotychczasowych danych przejście ze stadium geosynklinalnemu do stadium orogenicznego nie objęło jednocześnie całego przyszłego górotworu sudeckiego, lecz był to proces stopniowy. Pomocniczą i diagnostyczną rolę w odtworzeniu przebiegu tego procesu spełniają datowania wieku bezwzględnego intruzywów, które konsolidowały wypiętrzone już obszary. W świetle tych wyników początków wynurzania się orogenu sudeckiego z większego basenu geosynklinalnemu, który obrzeżał od NW i NE centralne partie Masywu Czeskiego, dopatrywać się można na obszarze południowej części Łużyc, co byłoby również zgodne z punktu widzenia relacji pomiędzy strukturami Masywu Czeskiego i platformy wschodnioeuropejskiej. Niemożliwe jest wprawdzie, na podstawie dotychczasowych danych, określenie wieku bezwzględnego tego wynurzenia, niemniej jednak górną granicę wiekową tego procesu — górny sylur, określają oznaczenia geochronologiczne głównej intruzji łużyckiej.

Bardzo istotnego materiału do odtworzenia rozwoju strukturalnego Sudetów dostarcza analiza korelacji geochronologicznej między głównymi stadiami przejawów plutonizmu granitoidowego i wulkanizmu w regionie sudeckim i jego najbliższych okolicach. Syntetycznie ujęto to zagadnienie w tabeli 4.

Z przedstawionego w niej zestawienia wynika wyraźny związek łączący intensyfikację zjawisk wulkanicznych i plutonicznych z okresami wzmożonej aktywności tektonicznej, przy czym owe okresy aktywności odnoszą się do faz nacisków tangencjalnych, zaznaczających się pomiędzy dwiema głównymi masami oporowymi; platformą wschodnioeuropejską i Masywem Czeskim. Naciski te, zorientowane — jak już wspomniano — zapewne podobnie w ciągu całego cyklu rozwojowego, powodowały między innymi synchroniczne w stosunku do deformacji udrażnianie głębokich rozłamów. Udrażnianie to dotyczyło

rozłamów o orientacji NNE—SSW i NE—SW, a więc równoległych do kierunku głównej kompresji regionalnej. Na obszarach znajdujących się w warunkach morskiego reżimu geosynklinalnego rozłamy te były strukturami źródłowymi dla wydobywających się podmorskich law wulkanicznych, natomiast w rejonach, które uległy już wypiętrzeniu, były to w głównej mierze centra migracji magm granitoidowych. Magmy te stanowiły materiał wyjściowy dla głębinowych masywów intruzywnych, a także dla zróżnicowanych petrograficznie kontynentalnych wulkanitów subsekwentnych. Obserwowany i oczywisty fakt, że te same odcinki stref rozłamowych nigdy nie dostarczały jednocześnie magm typu geosynklinalnego i konty-

entalnego wskazuje, że proces dyferencjacji niewątpliwie bardziej pierwotnych magm typu geosynklinalnego dokonywał się w trakcie rozwoju strukturalnego Sudetów i zgodnie z jego prawidłowościami. Obserwowane z drugiej strony zazębianie się czasowe (lecz nie przestrzenne!) przejawów wulkanizmu geosynklinalnego i plutonizmu granitoidowego, a także wulkanizmu subsekwentnego (porównaj tab. 4) potwierdza tezę, że przejście ze stadium geosynklinalnego w stadium orogeniczne nie odbyło się w Sude tach jednocześnie. W tym też świetle realna wydaje się możliwość czasowego zazębiania się przejawów mineralizacyjnych dwóch pierwszych etapów złożo twórczych (*sensu autor*).

#### ZWIĄZKI FAZ DEFORMACJI TANGENCJALNYCH I FAZ DEFORMACJI KOPUŁOTWÓRCZYCH — SCHEMAT ÉWOLUCYJNY WCZESNYCH ETAPÓW TEKTOGENEZY SUDETÓW

Dalszym istotnym problemem jest zagadnienie wzajemnego stosunku omówionych wcześniej faz deformacji tangencjalnych, z którymi związane są maksima przejawów wulkanizmu i plutonizmu, oraz faz deformacji kopułowórczych. Przeprowadzona przez autora w pierwszych rozdziałach pracy analiza całokształtu danych geologicznych wykazała, że rozwój procesów kopułowórczych, który ma swoje bezpośrednie źródło w zwiększeniu objętości, związanym z anatektycznym przetopieniem skał, stanowi konsekwencję wcześniejszych deformacji tangencjalnych, zwięzających obszar geosynklinalny. Tego typu reakcja przyszła z pewnym opóźnieniem w stosunku do fazy wczesnobretońskiej, która oprócz deformacji najstarszych form fałdowych ( $FDT_1$  i  $FDT_2$ ) i pierwotnych struktur rekrytalizacyjnych (foliacji) zaburzyła silnie stabilność geotermiczną korzeniowych partii tektogenu sudeckiego. Opóźnienie to, którego obecność dokumentuje między innymi cytowany przez wielu autorów (m. in. J. Teisseyre 1973; Chaloupký 1965) postkinematyczny w stosunku do fazy  $DT_3$  charakter późnych procesów granityzacyjnych, było spowodowane znaczną bezwładnością układu. Partie korzeniowe tektogenu znalazły się w nowych warunkach termicznych i musiały najpierw wchłonąć duże ilości ciepła, aby osiągnąć punkt topnienia. Po jego osiągnięciu zaznaczył się skokowy wzrost objętości odpowiadający etapowi topienia i stano wiący właściwą fazę kopułowórczą, po czym nastąpił okres ustalenia nowej równowagi geotermicznej. Ten sam mechanizm następstw działał również po dalszych fazach ruchów tangencjalnych — sudeckiej i asturyjskiej, a jego odzwierciedlenie stano wiły omawiane już fazy kopułowórcze — kruszcogórska i późnoasturyjska. Te ostatnie przejawy się

również z opóźnieniem do mających w tym układzie charakter inicjalny odpowiednich faz ruchów tangencjalnych.

Przemiany, jakie zachodziły w czasie faz kopułowórczych, a przede wszystkim cechujący je przyrost objętości w orogenie sudeckim, określały reżim panujący w czasie procesów kopułowórczych. W odróżnieniu od faz ruchów (i deformacji) tangencjalnych, z którymi była związana kierunkowa kompresja i pochodne w stosunku do niej naprężenia tensyjne, fazom kopułowórczym odpowiadały warunki kompresji ogólnej prowadzącej do rozwoju struktur kopułowowych oraz relaksującej się powstawaniem nasunięć w strefach międzykopułowowych. Ten typ reżimu wykluczał z kolei możliwość tworzenia się wówczas intruzji, co jest zgodne z dotychczasowymi obserwacjami, a także ograniczał w znacznej mierze rozwój wulkanizmu, szczególnie dotyczyło to erupcji arealnych.

Z poruszonym problemem stosunku faz deformacji tangencjalnych i faz kopułowórczych wiąże się również zagadnienie późniejszych, postpóźnoasturyjskich przejawów procesów kopułowórczych. Otóż liczne obserwacje potwierdzają istnienie przynajmniej jednej postpóźnoasturyjskiej fazy tego typu. Zaznacza się ona na przelomie czerwonego spągowca i cechsztynu i stanowi zapewne konsekwencję wcześniejszych tangencjalnych ruchów saalskich. Jej obecność dokumentują następujące fakty:

1) erozyjny charakter kontaktu utworów górnego czerwonego spągowca i cechsztynu obserwowany na obszarze lubińskiego zagłębia miedziowego (Tomaszewski 1978);

2) znaczne ograniczenie zasięgu cechsztynu w porównaniu z obszarem sedymentacji czerwonego spa-

gowca, szczególnie widoczne na obszarze synklinorium północnosudeckiego;

3) istnienie luki sedymentacyjnej, zaznaczającej się w synklinorium śródsudeckim pomiędzy górnym czerwonym spągowcem a górnym cechsztynem (Augustyniak, Grocholski 1968; Oberc 1972).

Wymienione fakty, w połączeniu z brakiem synchronicznych przejawów wulkanizmu, a szczególnie plutonizmu, potwierdzają kopułotwórczy charakter omawianej fazy, którą — stosując konsekwentnie terminologię — należałoby określić jako późno-saalską. Nie ma natomiast wystarczających argumentów dokumentujących istnienie jeszcze młodszych faz przejawów deformacji kopułotwórczych.

Wiele przesłanek wskazuje jednak, że miały one miejsce; między innymi w wielu otworach złożowych z rejonu niecki grodzieckiej (fragment synklinorium północnosudeckiego) powtarzają się w profilu dwukrotnie (a w jednym przypadku nawet trzykrotnie) utwory cechsztynu górnego, co należałoby prawdopodobnie interpretować jako obecność dyslokacji typu nasunięć związanych z palatynacką kompresją ogólną. Wskazywałby na to również kierunek NW—SE, który dominuje wśród dyslokacji omawianego rejonu i nawiązuje do przebiegu głównych struktur fałdowych (w tym *FDT*<sub>2</sub>). Podobne dublowanie niektórych członów triasu na wspomnianym obszarze może sugerować, że przejawy procesów ko-

Tabela 5

Korelacja głównych etapów ewolucji krystaliniku śnieżnickiego i Gór Złotych wydzielonych przez K. Smulikowskiego (1979) ze schematem rozwoju strukturalnego Sudetów prezentowanym przez autora

Główne etapy ewolucji polimetamorficznej krystaliniku śnieżnickiego i Gór Złotych (według K. Smulikowskiego 1979)		Uproszczony schemat charakterystyki wczesnych etapów tektonogenezy Sudetów (według autora)	
Okresy deformacji skalnych	Okresy blastezy	Datowanie na podstawie symboliki faz deformacyjnych wprowadzonej przez autora	Główne okresy w rozwoju strukturalnym Sudetów i ich charakterystyka
1. Łupkowatość serii strońskiej zachowana z pewnymi drugorzędnymi przekształceniami w serii granulitowej i granitognejsowej		<i>DT</i> <sub>2</sub>	OKRES PREBRETOŃSKI powstanie foliacji (faza <i>DT</i> <sub>2</sub> ) progresja metamorfizmu jako efekt faz <i>DT</i> <sub>2</sub> i <i>DT</i> <sub>3</sub> , zawężających obszar geosynkлинаlny i pogrążających strukturę geosynkлинаlną
	A. Blasteza w średnociśnieniowych warunkach, z lokalnymi odchyleniami w kierunku wysokociśnieniowym (eklogity i granulity)	okres pomiędzy <i>DT</i> <sub>2</sub> a <i>DT</i> <sub>3</sub> <i>DT</i> <sub>3</sub> okres pomiędzy <i>DT</i> <sub>3</sub> a <i>DK(DT</i> <sub>3</sub> )	
2. Katakłaza, mylonityzacja i diaforeza skał 1+A, rozpowszechniona na całym obszarze, lecz wybitnie skoncentrowana w strefie dyslokacyjnej Złoty Stok—Skrzynka		<i>DK(DT</i> <sub>3</sub> )	FAZA BRETOŃSKA pierwsza sudecka faza kopułotwórcza — wypiętrzenie form kopułowych i związana z tym regresja metamorfizmu, kompresja ogólna relaksująca się w strefach międzykopułowych, nasunięcia i związana z nimi diaforeza, kataklaza i mylonityzacja
	B. Blasteza w wysokotemperaturowych, a niskociśnieniowych warunkach, zakończona w głębszych strefach upłynnieniem magmy granitoidowej, jej intruzją i kontaktowo-termicznym działaniem na skały stref płytszych	okres pomiędzy <i>DK(DT</i> <sub>3</sub> ) a <i>DT</i> <sub>4</sub> <i>DT</i> <sub>4</sub> i następne	
3. Sztynne deformacje tektoniczne i kataklaza zarówno serii metamorficznych, jak granitoidów i ich stref kontaktowych		<i>DK(DT</i> <sub>4</sub> ) i następne	OKRES POSTBRETOŃSKI kontaktowe wpływy termiczne intruzji granitoidowych, niskociśnieniowy metamorfizm wysokotemperaturowy i związane z nim przeobrażenia młodsze fazy kopułotwórcze, głównie faza <i>DK(DT</i> <sub>4</sub> ) i związane z nim przejawy metamorfizmu dyslokacyjnego, sztywniejszy charakter powstałych deformacji w stosunku do okresów deformacyjnych wcześniejszych

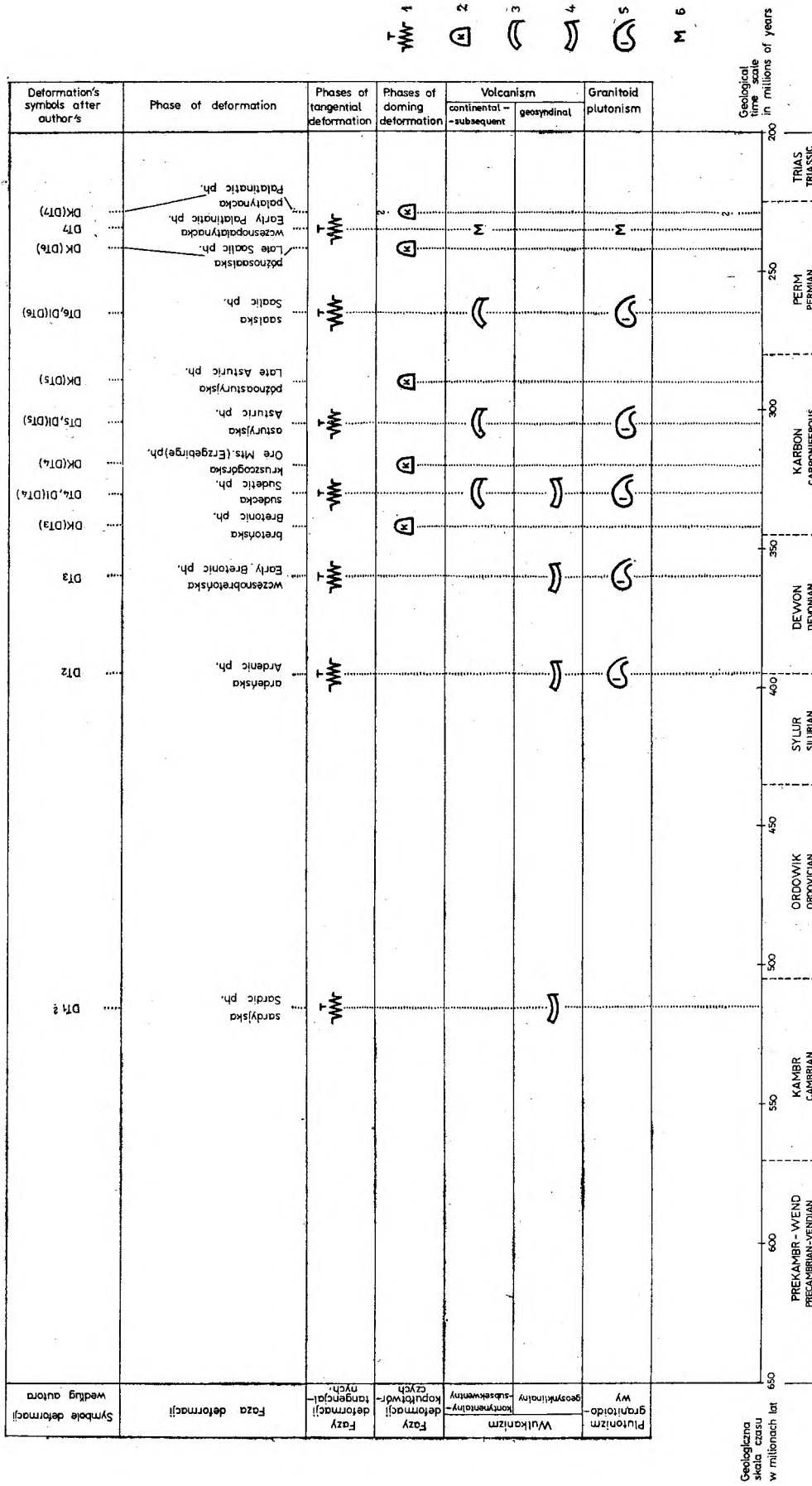


Fig. 26

Schemat głównych etapów kaledono-warysejskiej tektonogeny Sudetów

1 - fazy deformacji tangencyjnych; 2 - przejawy wulkanizmu kontynentalnego (subsekwentnego); 3 - przejawy wulkanizmu geosynklinalnego; 4 - intruzje granitoidowe (plutonizm kwaśny); 5 - schyłkowa działalność magmatyczna (przejawy mineralizacyjne)

Schematic presentation of the major stages of Caledono-Wariscan tectogenesis of Sudetes

1 - phases of tangential deformation; 2 - episodes of continental volcanism ("subsequent" volcanism); 3 - episodes of geosynclinal volcanism; 4 - granitoid intrusions (acid plutonism); 5 - declining stage of magmatic activity (as manifested by mineralization phenomena)

pułotwórczych (w formie schyłkowej) miały jeszcze miejsce w triasie, jednakże szczególnie w tym ostatnim przypadku jest to problem wymagający dalszych badań.

Przedstawiony powyżej model ewolucji strukturalnej Sudetów został oparty na założeniach wyjściowych teorii diapiryzmu wgłębnego (na elementach tej teorii) oraz na koncepcji głębokich rozłamów strukturalnych, mających swe odzwierciedlenie w wynikach badań geofizycznych. Stanowi on próbę przezwyciężenia niejasności rysujących się przy interpretacjach opartych na klasycznych schematach rozwojowych tego górotworu. Podstawowym materiałem faktograficznym były wyniki dotychczasowych badań wielu dyscyplin kumulujących dane dotyczące geologii Sudetów, przy czym należy podkreślić dużą rolę odkryć z ostatnich lat, szczególnie z dziedziny stratygrafii. Analiza wszystkich wspomnianych materiałów stała u źródeł przedstawianego modelu ewolucyjnego Sudetów, a w poszerzonym zakresie owe dane podstawowe zostały wykorzystane w procesie późniejszego testowania tego modelu. Jeden z przykładów takiego testowania zostanie ukazany w uproszczonej formie poniżej. Otóż w ostatnim

czasie ukazała się obszerna praca K. Smulikowskiego (1979), przedstawiająca syntezę wyników dotychczasowych badań petrograficznych krystaliniku śnieżnickiego i Gór Złotych. Cytowany autor przedstawia w niej schemat polimetamorficznej ewolucji wspomnianego obszaru. Nawiązując wydzielone przez K. Smulikowskiego (*op. cit.*) główne etapy ewolucyjne do schematu prezentowanego przez autora niniejszej pracy dostrzegamy duże zbieżności, przy czym wzajemne relacje między oboma schematami ilustruje tabela 5.

Prezentowane przez autora nowe ujęcie wczesnych stadiów tektogenezy Sudetów ukazuje szereg powtarzających się etapów w cyklu rozwojowym omawianego orogenu. W obrębie tych etapów i pomiędzy nimi zaznaczyły się wyraźne prawidłowości, zależności i powiązania ogółu obserwowanych procesów geologicznych. Punktem odniesienia dla wszystkich prezentowanych tez jest przedstawiona na figurze 26 graficzna schematyzacja podstawowych zjawisk i procesów tektoniczno-magmatycznych zachodzących w rozwoju strukturalnym Sudetów po schyłek cyklu waryscyjskiego.

## WNIOSKI KOŃCOWE

1. We wczesnych etapach tektogenezy Sudetów w okresie kaledono-waryscyjskim zaznaczyło się kilka faz nacisków tangencjalnych. Naciski te stanowiły odzwierciedlenie względnych przemieszczeń pomiędzy sztywnymi masami — platformą wschodnioeuropejską i Masywem Czeskim, i w związku z tym miały zawsze ten sam kierunek. Efektem wspomnianych ruchów i związanych z nimi nacisków było zawężenie przestrzeni zajmowanej przez basen geosynklinalny leżący na przedpolu Masywu Czeskiego i deformacja utworów, które wypełniały ten basen.

2. Najstarsze generacje struktur fałdowych wiążące się z deformacjami tangencjalnymi ( $FDT_1$  i  $FDT_2$  według nomenklatury wprowadzonej przez autora) cechują się podobną orientacją, przy czym różnią się od przebiegów późniejszych struktur tej samej genezy. Wspomniana orientacja pozwoliła na zaliczenie elementów  $FDT_1$  i  $FDT_2$  do jednego zespołu deformacyjnego —  $ZDT_{1-2}$ , charakteryzującego ten etap w rozwoju Sudetów, w którym odzwierciedla się wpływ sztywnych ram i podłoża basenu geosynklinального oraz oporowego masywu wewnętrznego (Góry Sowie) na pierwotne, podatne na deformację osady geosynklinalne. W tym miejscu należy szczególnie podkreślić, że w świetle rysujących się związków pomiędzy orientacją struktur  $FDT_2$

a przebiegiem pierwotnych elementów stratyfikacyjnych (Dumicz 1976) lokalizację megaform  $FDT_2$  paralelizować można zapewne z obszarami wcześniejszej intensywnej subsydencji.

3. W wyniku deformacji i przemian metamorficznych związanych z fazą  $DT_2$  wykształciła się, oprócz wspomnianych elementów fałdowych  $FDT_2$ , struktura głównego złupkowania krystalizacyjnego (foliacji). Faza  $DT_2$  zaznaczyła się wyraźną progresją metamorfizmu i zapoczątkowała rozwój procesów granitizacyjnych, świadczących o znacznym pograżeniu struktury geosynklinalne. Przemiany te prowadziły do homogenizacji osadów geosynklinalnych i ich podłoża, a co za tym idzie do zatarcia wpływu sztywnych pierwotnie elementów bazalnych i śródgórskich. W tym układzie przy późniejszych fazach deformacji tangencjalnych rolę elementu sztywnego spełniał tylko Masyw Czeski, leżący marginalnie względem struktury sudeckiej. Efektem była podobna reakcja na dalsze fazy deformacji tangencjalnych: powstawanie różnowiekowych systemów struktur fałdowych o podobnych przebiegach zbliżonych do WVN—EES. Ten wspólny moment stanowi główną cechę i zarazem podstawę wydzielenia przez autora młodszego zespołu deformacyjnego —  $ZDT_{\geq 3}$ , w którym pierwszą fazą deformacyjną była faza  $DT_3$ .

4. Powstanie struktur  $FDT_3$  stanowiło efekt deformacji tangencjalnych związanych zapewne z przejawami fazy wczesnobretońskiej. Faza ta wywołała istotne reperkusje w orogenie sudeckim. Z jednej strony powstanie wyżej wymienionych fałdów  $FDT_3$  spowodowało deformację struktury głównego złupkowania krystalizacyjnego, związanego z poprzednią fazą, prawdopodobnie ardeńską, z drugiej zaś doszło wówczas do silnego zaburzenia istniejącej równowagi geotermicznej w strefie korzeniowych partii orogenu. W wyniku zawężania obszaru geosynklinalnego korzeniowe partie struktury geosynklinalnej uległy dalszemu pograżeniu i znalazły się w strefie znacznie wyższych temperatur. Bezpośrednim efektem tego była dalsza progresja metamorfizmu, uwidaczniająca się w intensyfikacji procesów granitacyjnych, które utrzymały się jeszcze w okresie postdeformacyjnym w stosunku do fazy  $DT_3$ .

5. Pośrednim rezultatem wczesnobretońskiej fazy ruchów tangencjalnych ( $DT_3$ ), który zaznaczył się z pewnym opóźnieniem w stosunku do tej fazy, było anatektyczne przetopienie bazalnych partii orogenu sudeckiego, powstanie magm palingenetycznych i związany z tym wzrost objętości (około 12%). Wynikiem tego ostatniego, a także nacisków pionowych, wywołanych przez inwersję gęstościową związaną z tworzeniem się magm palingenetycznych, było piętrzenie się różnorodnych odmian megaform kopułowych. Proces ten zaznaczył się w okresie paralelizowanym z przejawami fazy bretońskiej. Faza bretońska, mająca w powyższym ujęciu charakter pierwszej fazy kopułotwórczej w Sudetach, zakończyła główne stadium rozwoju metamorfizmu progresywnego i związanych z nim regionalnych procesów granitacyjnych na obszarze orogenu sudeckiego. Spowodowane to zostało wypiętrzeniem jądrowych partii kopuł, a więc stref, które dzięki głębokiemu zanurzeniu ulegały intensywnej granitacji, powyżej zasięgu regionalnego frontu granitacji (porównaj fig. 3).

6. Przedstawiony mechanizm tworzenia się kopuł wskazuje, że były to struktury inwersyjne, piętrzące się w rejonach pierwotnej maksymalnej subsydencji z okresu głównego stadium geosynklinalnego. Z kolei obserwowana zgodność przebiegów kopuł i fałdów systemu  $FDT_2$  (najstarszego systemu *sensu stricto* w Sudetach) potwierdza sygnalizowane już wyżej związki pomiędzy pierwotną orientacją struktur  $FDT_2$  a przebiegiem głównych stref sedymentacyjnych w geosynklinie środkowoeuropejskiej.

7. Związki pomiędzy fazami deformacji tangencjalnych (mającymi charakter czynnika inicjalnego) a wywołanymi przez nie z pewnym opóźnieniem fa-

zami kopułotwórczymi były prawidłowością, która zaznaczała się również w dalszym rozwoju strukturalnym Sudetów. W karbonie oprócz fazy bretońskiej podobny kopułotwórczy charakter miały fazy: kruszycogórska i późnoasturyjska, w permie późnoaalska i najprawdopodobniej palatynacka (porównaj fig. 26). Istnieją również przesłanki wskazujące, że schyłkowe procesy kopułotwórcze zaznaczały się jeszcze w triasie. Podkreślić przy tym trzeba tendencję do migracji przejawów coraz to młodszych faz ku peryferiom orogenu sudeckiego. Podobną tendencję obserwuje się również w procesie konsolidowania górotworu sudeckiego intruzjami granitoidowymi (porównaj fig. 24).

8. Reżimy cechujące fazy deformacji tangencjalnych i fazy kopułotwórcze były całkowicie odmienne. Z fazami deformacji tangencjalnych była związana kierunkowa kompresja i pochodna w stosunku do niej i prostopadle działająca tensja. Tensja ta powodowała udroźnianie rozłamów wgłębnych równoległych do kierunku kompresji regionalnej (rozłamy systemu NNE—SSW i zbliżone), które stanowiły wtedy drogi migracji synkinematycznych podmorskich erupcji arealnych (na obszarze geosynklinalnym) oraz synkinematycznych intruzji granitoidowych i przejawów wulkanizmu subsekwentnego (na obszarze piętrzącego się orogenu).

9. Fazy kopułotwórcze (= fazy deformacji kopułotwórczych) były związane ze wzrostem objętości orogenu, wywołanym procesami anatektycznymi i tworzeniem się magm palingenetycznych. Dlatego też podczas ich przebiegu dominowała kompresja ogólna. Z przejawami procesów kopułotwórczych wiążą się:

a) powstanie specyficznej struktury kopułowej, akcentowanej konfiguracją przemodelowanej procesami kopułotwórczymi foliacji, oraz reorientacją struktur  $FDT_3$  (porównaj fig. 4);

b) wzrostowi kopuł towarzyszyła relaksacja naprężeń kompresyjnych w strefach międzykopułowych. Efektem tej relaksacji było tworzenie się nasunięć i złuskowań podkreślających strukturę kopuł, nawiązujących zatem do przebiegu osi kopuł i ich ram. Tego typu procesom zawdzięczają zapewne swoje główne rysy budowy strukturalnej między innymi Góry Kaczawskie, depresja Świebodzic i Góry Bardzkie. Trzeba podkreślić, że na charakter rozwoju kopuł rzutowała specyfika morfologii megaform generacji  $FDT_2$ . Świadczy o tym obserwowane we wschodnich Sudetach nasuwanie się struktur kopułowych na strefy międzykopułowe, spowodowane rozbudową pierwotnej asymetrii megaform generacji  $FDT_2$ ;

c) utworzenie nowej generacji fałdów o sztywnym, fleksurowym charakterze ( $FDK$ ), które nawiązują do



przebiegu osi struktur kopułowych, ich ram, a także do przebiegu nasunięć;

d) zjawiska mylonityzacji i kataklazy związane z dyferencjalnymi przemieszczeniami i naprężeniami w obrębie kompleksów skalnych. Zróżnicowanie wyżej wymienionych procesów było uzależnione od głębokości zachodzących procesów; na fakt ten zwrócił uwagę w aspekcie problematyki sudeckiej Don (1976);

e) przemieszczenia translacyjne nie były szerzej omawiane w części szczegółowej, lecz odgrywały one zapewne istotną rolę zarówno w przypadku ekspansji struktur kopułowych, jak i przy tworzeniu się nasunięć. Translacyjnym charakterem przemieszczeń tłumaczyć można brak stref mylonitycznych lub kataklastycznych w rejonach niektórych znacznych nasunięć związanych z wzajemnymi kontaktami kompleksów łupkowo-fyllitowych, np. nasunięcie orlickie w północnej części Gór Orlickich (Żelaźniewicz 1978), a także nasunięcia w metamorfiku południowokarkonoskim. Na rolę przemieszczeń translacyjnych w krystaliniku sudeckim zwracał uwagę H. Teisseyre (1967), a w świetle mechanizmu przemian towarzyszących piętrzeniu struktur kopułowych rola tego czynnika jest niewątpliwie istotna.

10. Wyniki badań geofizycznych, a także liczne obserwacje geologiczne wskazują na obecność w strukturze Masywu Czeskiego i jego obrzeżenia (z Sudekami włącznie) sieci stref rozłamowych sięgających głębszego podłoża. Strefy te, o dominujących przebiegach NE—SW, NW—SE i NNE—SSW, stanowiły źródła intensywnego rozwoju procesów magmatycznych. Zaznaczające się zróżnicowanie charakteru magm doprowadzanych przez te same rozłamy, na różnych ich odcinkach, świadczy o tym, że dyferencjacja charakteru magmatyzmu była związana z dokonującymi się przemianami strukturalnymi. Analiza relacji między wulkanizmem geosynklinalnym a plutonizmem granitoidowym i wulkanizmem kontynentalnym wskazuje, że przejście ze stadium geosynklinalnego w stadium orogenu odbyło się w Sudeciech stopniowo, w interwale czasowym górny sylur (środkowy kambr?) — przełom dolnego i górnego karbonu.

11. Intruzje granitoidowe, które były związane z fazami deformacji tangencjalnych, wykorzystywały — jak już wspomniano — rozłamy głębokie

systemu NNE—SSW, udrożnione na skutek tensji wtórnej w stosunku do głównych nacisków regionalnych. W strefach przyrozłamowych migracja mas granitoidowych powodowała tworzenie się w skałach osłony nowego typu genetycznego struktur deformacyjnych — sztywnych mezostruktur fałdowych (FDI), których osie były prostopadłe do kierunku przemieszczania się intruzywów. W przypadku większych mas intruzywnych w strefach przyrozłamowych powstawały również formy megastrukturalne typu fleksur, o podobnym przebiegu, jak wspomniane wyżej formy mezoskalowe. Tego typu fleksury, z których największą jest fleksura wschodnich Karkonoszy, zaznaczają się w przypadku młodszych, postbretońskich intruzji, natomiast w przypadku starszych masywów granitoidowych zostały one najprawdopodobniej zartarte przez późniejsze procesy kopułotwórcze. Należy podkreślić, że analiza stosunku starszych granitoidów w obrzeżeniu kopuły kłodzko-orlickiej do elementów strukturalnych w ich osłonie, a także do samej struktury tej kopuły, potwierdza bretoński wiek pierwszej fazy kopułotwórczej w Sudeciech. Kierunki migracji granitoidów były determinowane nachyleniem megabloków, wyznaczonych w strukturze sudeckiej przez rozłamy wgłębne, na co wskazuje analiza położenia i zmian centrów subsydencji na obszarze megabloków depresyjnych. Wspomniana analiza, w połączeniu ze stwierdzeniem omawianych już struktur deformacyjnych, utworzonych w skałach osłony przez migrujące w strefach przyrozłamowych granitoidy, to elementy diagnostyczne przy określaniu kierunku przemieszczania postbretońskich mas intruzywnych.

12. Istotnym zagadnieniem jest również charakter przestrzeni wykorzystywanej przez intrudujące granitoidy. W świetle przeprowadzonej analizy początkowo były to zapewne powierzchnie stratyfikacyjne (faza deformacyjna  $DT_2$ ), później powierzchnie foliacji (faza deformacyjna  $DT_3$ ), począwszy zaś od fazy sudeckiej ( $DT_4$ ) granitoidy intrudowały w utworzone inicjalnie w fazie bretońskiej struktury kopułowe, podkreślone przemodelowaną w czasie procesów kopułotwórczych foliacją. Wszystkie elementy tych młodszych masywów intruzywnych można analizować na tle prawidłowości budowy strukturalnej kopuł bądź stref międzykopułowych (synklinorialnych).

#### LITERATURA

ANDRUSOV D., ČORNÁ O., 1976: Über das Alter des Moldanubikums nach mikrofloristischen Forschungen. *Geol. Práce, Spr.*, 65.

AUGUSTYNIAN K., GROCHOLSKI A., 1968: Geological Structure and Outline of Development of the Intra-Sudetic Depression. *Biul. Inst. Geol.*, 227.

- BARANOWSKI Z., 1975: Zmetamorfizowane osady fiiszowe północnej części Gór Kaczawskich (jednostka Rzeszówek—Jakuszowa). Metamorphosed Flysch Deposits in the Northern Kaczawa Mts (Rzeszówek—Jakuszowa unit.) *Geol. Sudetica*, vol. 10, nr 1.
- BERG G., 1923: Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F.* 94.
- BERNARD J., 1976: Model geneze polymetalických rudních ložisek, souvisejících se starovariským plutonismem Českého masivu. *Geol. Průzk.*, č. 12.
- BERNARD J., KLOMINSKÝ J., 1975: Geochronology of the Variscan Plutonism and Mineralization in the Bohemian Massif. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, č. 2.
- BLIŽKOVSKÝ M., DVOŘÁK J. et al., 1977: Interpretation of Derived Gravity Maps from the Jeseníky Mts and Adjacent Areas. *Sbor. geol. věd. Ř. U. G.*, vol. 14.
- BLIŽKOVSKÝ M., POKORNÝ L., WEISS J., 1975: Structural Schema of the Bohemian Massif Based on Geophysical Data. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, č. 1.
- BOJKOWSKI K., 1961: Problem fazy sudeckiej w Zagłębiu Górnośląskim. Problem of the Sudetic Phase in the Upper Silesian Coal Basin. *Prz. Geol.*, nr 4.
- BORUCKI J., 1966: Wstępne wyniki datowań bezwzględnych (K—A) granitoidów dolnośląskich. Preliminary Results of Absolute Age Determination (K—A) of the Lower Silesian Granitoidic Rocks. *Kwart. Geol.*, t. 10, z. 1.
- BRAUSE H., HIRSCHMANN G., 1964: Lausitz und Görlitzer Schiefergebirge — Geologische Übersicht, [w:] Exkursionführer 11 Jahrestagung 1964 Geol. Ges. DDR, Berlin.
- BURCHART J., 1960: O granitoidach jawornickich Sudetów Wschodnich. On the Jawornik Granitoids (Eastern Sudeten). *Arch. Miner.*, t. 22, z. 2.
- 1971: Wiek bezwzględny skał polskich (Katalog oznaczeń geochronologicznych). Absolute Ages of Rocks from Poland (A Catalogue of Geochronological Determinations). *Rocz. PT Geol.*, t. 41, z. 1.
- [BURTMAN W.], 1978: БУРТМАН В., Стационарная сеть разломов континента и мобилизм. *Геотектоника*, No. 3.
- ČEPEK L. [red.], 1961: Geologická Mapa ČSSR 1:200 000. List Hradec Králové. ÚÚG, Praha.
- ČEPEK L. et al., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000. List Hradec Králové. ÚÚG, Praha.
- CHAIN W., 1974: Geotektonika ogólna (tłum. z ros.), Wyd. Geol., Warszawa.
- CHALOUPSKÝ J., 1963: Konglomeraty v krkonošském krystaliniku. *Sb. Ústř. Úst. Geol.*, vol. 28.
- 1965: Metamorphic Development of the Krkonoše Crystalline Complex. *Krystalinikum*, vol. 3.
- CHLUPÁČ I., 1975: Nové nálezy fauny v metamorfovaném devonu Hrubého Jeseníku a jejich význam. New Finds of Fauna in the Metamorphic Devonian of the Hrubý Jeseník Mts (Moravia, Czechoslovakia). *Čas. Mineral. Geol.*, č. 3.
- CHOROWSKA M., 1978: Wizeńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety). Viséan Limestones in the Metamorphic Complex of the Kaczawa Mts (Sudetes). *Rocz. PT Geol.*, t. 48, z. 2.
- CHRT J. et al., 1968: Räumliche und zeitliche Beziehungen der endogenen Mineralisation der Böhmischen Masse zu Magmatismus und Bruchtektonik. *Z. angewandte Geol.*, H. 7.
- CLOOS H., 1921: Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig.
- 1922: Streckung und Rutschstreifen im Granit vom Zobten in Schlesien, [w:] Tektonik und Magma. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F.* 89.
- 1925: Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). I. Spez. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. Berlin.
- CWOJDZIŃSKI S., 1977: Stosunek granitoidów jawornickich do deformacji metamorfiku łądecko-śnieżnickiego. The Relation of Jawornik Granitoids to Deformations of Łądek—Śnieżnik Metamorphic Area. *Kwart. Geol.*, t. 21, z. 3.
- DEPCIUCH T., 1971: Wiek bezwzględny granitoidów strzegomskich określony metodą K—Ar. Absolute Age of the Strzegom Granitoids determined by K—Ar Method. *Kwart. Geol.*, t. 15, z. 4.
- 1972: Wiek bezwzględny (K—Ar) granitoidów kłodzko-złotostockich i strefy Niemczy. Absolute Age of (K—Ar) Granitoids from the Kłodzko—Złoty Stok Area and the Niemcza Zone. *Kwart. Geol.*, t. 16, z. 1.
- DEPCIUCH T., LIS J., 1971: Wiek bezwzględny (K—Ar) granitoidów masywu Karkonoszy (Dolny Śląsk). K—Ar Absolute Age of the Karkonosze Massif Granitoids. *Kwart. Geol.*, t. 15, z. 4.
- 1972: Wiek bezwzględny (K—Ar) granitoidów strzeelińskich. Absolute Age of K—Ar Granitoids from Strzelin (Lower Silesia). *Kwart. Geol.*, t. 16, z. 1.
- DOMEČKA K., OPLETAL M., 1974: Granitoidy západní části orlicko-kladské klenby. *Acta Universitatis Carolinae—Geologia*, 1.
- 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*, vol. 1.
- 1975: Następstwo gnejsów metamorfiku Śnieżnika na przykładzie analizy struktur liniowych w strefie kontaktowej masywu Radochowa, [w:] Przewodnik XLVII Zjazdu PT Geol. w Świdnicy, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1976: Kakiryty Gór Złotych i ich stosunek do granitoidów kłodzko-złotostockich, [w:] Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. *Wyd. Univ. Wrocław*.
- DRESCHER F., 1924: Zur Tektonik der Intrusivmasse von Friedeberg in Schlesien (Tschechoslowakei). *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F.* 96.
- DUDEK A., MELKOVÁ J., 1975: Radiometric Age Determination in the Crystalline Basement of the Carpathian Foredeep and of the Moravian Flysch. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, č. 5.
- DUMICZ M., 1961: Budowa geologiczna metamorfiku Sudetów Wschodnich w okolicy Sławniowic. Geological Structure of the Metamorphism of the Eastern Sudeten Mountains in the Region of Sławniowice. *Zesz. Nauk. Univ. Wrocław*. ser. B, nr 6, Nauki o Ziemi, z. 3.
- 1964: Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich. Geology of the Crystalline Massif of the Bystrzyckie Mts. *Geol. Sudetica*, vol. 1.
- 1976: Próba wyjaśnienia tektogenezy serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej, [w:] Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. *Wyd. Univ. Wrocław*.
- DUMICZ M., HAYDUKIEWICZ A., MAJEROWICZ A., 1976: Petrografia i następstwo deformacji kwarcytów i łupków kwarcytowo-lyszczkowych w okolicy kolonii Lesicy. *Ibid*.
- DVOŘÁK J., 1975: Model evropských variscid. Model of the European Variscides. *Čas. Mineral. Geol.*, č. 1.

- DVOŘÁK 1977: Inversion structures of the European Variscan orogene. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, č. 1.
- DZIEDZICOWA H., 1963: „Syenity” strefy Niemczy. So-called syenites of the Niemcza zone (Lower Silesia). *Arch. Miner.*, t. 24, z. 2.
- 1979a: Zarys budowy geologicznej wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich. An Outline of Geology of the Region East of the Sowie Góry Gneissic Block, [w:] Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfizmu kłodzkiego. The Selected Stratigraphic, Petrographic and Tectonic Problems of the Region East of the Sowie Góry Gneissic Block and the Kłodzko Metamorphic Units. *Wyd. Univ. Wrocław.*
- 1979b: Deformacja i metamorfizm we wschodnim obrzeżeniu gnejsów sowiogórskich. Deformation and Metamorphism in the Region East of the Sowie Góry Gneissic Massif. *Ibid.*
- FEDAK J., LINDNER M., 1966: Metalogeneza Sudetów. *Prace Inst. Geol.*
- FRANKE W., 1969: K postaveni krystalinických sérií v okolí Branné. Zur Stellung kristalliner serien in der Umgebung von Branná. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, č. 6.
- FREYER G., HIRSCHMANN G., 1970: Das Devonprofil von Sproitz (Oberlausitz) unter besonderer Berücksichtigung des Nachweises von Unterdevon. *Geologie*, H. 5. Geological Society of London., 1964: The Phanerozoic Time-Scale. A symposium dedicated to Professor Arthur Holmes. *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 120s.
- GUNIA T., 1962: Cechsztyń synkliny leszczyńskie. The Zechstein of Leszczyna Syncline. *Biul. Inst. Geol.*, 173.
- 1968: Fauna, stratygrafia i warunki sedimentacji górnego dewonu depresji Świebodzic. On the Fauna, Stratigraphy and Conditions of Sedimentation of the Upper Devonian in the Świebodzice Depression (Middle Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. 4.
- 1976: Nowe wyniki badań stratygraficznych w metamorfiku Gór Bystrzyckich, Orlickich i w metamorfiku Śnieżnika, [w:] Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. *Wyd. Univ. Wrocław.*
- GUNIA T., DUMICZ M., 1976a: Następstwo deformacji i pozycja stratygraficzna kwarcytów z Goszowa. *Ibid.*
- 1976b: Następstwo deformacji i pozycja stratygraficzna paragnejsów z Wyszek. *Ibid.*
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKA I., 1971: Zagadnienie wieku wapieni i fyllitów z Małego Bożkowa (Sudety Środkowe). On the Age of Limestones and Phyllites from Mały Bożków (Central Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. 5.
- GUTERCH A., et al., 1975: Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań metodą głębokich sondowań sejsmicznych. Seismic Structure of Earth's Crust and Upper Mantle along the International Profile VII in the Light of Studies by Deep Seismic Soundings Method. *Prz. Geol.*, nr 4.
- HAYDUKIEWICZ A., 1977: Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w jednostce Rzeszówka i w zachodniej części jednostki Jakuszowej. Litostratigraphy and Structural Development of the Kaczawa Complex in the Rzeszówek Unit and Western Part of the Jakuszowa Unit (the Góry Kaczawskie). *Geol. Sudetica*, vol. 12, nr 1.
- HAYDUKIEWICZ J., 1977: Stratygrafia serii zdanowskiej w północnej części struktury bardzkiej na podstawie konodontów. Maszynopis nie publikowanej pracy doktorskiej. *Inst. Nauk Geol. Univ. Wrocław.*
- HAVLENA V., SATTRAN V., 1978: Problémy středoevropských variscid. *Čas. Mineral. Geol.*, č. 4.
- HIRSCHMANN G., 1964: Reussische und bretonische Bewegungen im Lausitzer Massiv. *Geologie*, H. 6/7.
- 1966: Assyntische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz. *Freiberger Forsch.* — H., C 212.
- JASKÓLSKI S., 1964: Złoże łupków pirytonośnych w Wieściszowicach na Dolnym Śląsku i próba wyświetlenia jego genezy. On the Origin of Pyrite Schists at Wieściszowice (Lower Silesia). *Rocz. PT Geol.*, t. 34, z. 1—2.
- JERZMAŃSKI J., 1965: Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. Geology of the North-Eastern Part of the Kaczawa Mts and of Their Eastern Extent. *Biul. Inst. Geol.*, 185.
- KANASIEWICZ J., SYLWESTRZAK H., 1970: Zależność między przebiegiem głębokich stref tektonicznych a rozmieszczeniem złóż endogenicznych w Sudetach. Relations between the Course of Deep Tectonic Zones and Distribution of Endogenous Deposits in Sudetes. *Prz. Geol.*, nr 5.
- KASZA L., 1964: Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej. Geology of the Upper Basin of Biała Łądecka Stream. *Geol. Sudetica*, vol. 1.
- [KAZAKOW A.], 1979: КАЗАКОВ А., Герцинские тектонические покровы в северной части Чешского среднего массива. *Геотектоника*, No. 6.
- KŁAPCZIŃSKI J., JUROSZEK C., SACHANBIŃSKI M., 1975: Nowe dane o geologii fundamentu krystalicznego obszaru przedsuddeckiego. New Data on Geology of the Foresudetic Crystalline Basement. *Geol. Sudetica*, vol. 10, nr 2.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1958: Okruszczowanie warstw dolnego i środkowego cechsztynu w niecce złotoryjskiej. The Mineralization of the Lower and Upper Zechstein in Złotoryja—Basin. *Rudy i Met. Nieżel.*, nr 3.
- 1960: Budowa tektoniczna niecki grodzieckiej i złotoryjskiej. Tectonic Structure of the Grodziec—Złotoryja Basin. *Rudy i Met. Nieżel.*, nr 6.
- KONZALOVÁ M., 1978: Some Results of Micropaleontological Research in the East Sudetic Sedimentary Sequence. *Čas. Mineral. Geol.*, č. 4.
- KOPECKÝ L. et al., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000. List Dečín. Geofond., Praha.
- KOTOWSKI J., 1967: Wycieczka B<sub>1</sub> : Serie skalne i tektonika obszaru izerskiego. Punkt 1. Excursion B<sub>1</sub> : Rock Series and Tectonics of the Izera Mts Region. Stop 1, [w:] Przewodnik XL Zjazdu PT Geol. w Zgorzelcu. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1968: Geologia dynamiczna. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- LINDNER M., OBERC J., 1978: Formacje spilitowo-keratofirowe i złoże z nimi związane (Sudety). Spilitic-keratophyre Formations and Associated Deposits (The Sudetes). *Biul. Inst. Geol.*, 308.
- LIS J., SYLWESTRZAK H., 1978: Wiek izotopowy K/Ar granitoidów Kudowy. K/Ar Isotopic Age of Kudowa Granitoids. *Kwart. Geol.*, t. 22, z. 3.
- MICHNIEWICZ M., 1980: Rola intruzji waryscyjskich w rozwoju strukturalnym Sudetów. *Kwart. Geol.*, t. 24, z. 4.
- MIERZEJEWSKI M., 1967: Tektonika granitu Karkonoszy, [w:] Przewodnik XL Zjazdu PT Geol. w Zgorzelcu. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- 1973a: Plutonizm karkonoski w aspekcie złożowym.

- Ore-formation Aspects of the Plutonism in the Karkonosze Mts. *Biul. Inst. Geol.*, 264.
- 1973b: Rozwój i następstwo niektórych struktur w plutonie Karkonoszy, [w:] Kryteria strukturalne w określeniu rozwoju granitoidów bloku karkonosko-izerskiego. *Wyd. Univ. Wrocl.*
- MILEWICZ J., WROŃSKI J., 1975: Budowa geologiczna obszaru między Gubinem, Lubuskim a Przewozem. Geological Structure of the Area between Gubin, Lubsko and Przewóz. *Biul. Inst. Geol.*, 287.
- MISZEWSKI K., 1977: Drobne struktury tektoniczne i następstwo deformacji w warstwach andelskohorskich (południowo-wschodnia część bloku przesudeckiego). Small Scale Tectonic Structures and Sequence of Deformations in the Andelska Hora Beds (South-Eastern Part of the Fore-Sudetic Block). *Geol. Sudetica*, vol. 12, nr 2.
- MÖBUS G., 1958: Rekrystallisationserscheinungen im Lausitzer Granodiorit bei Löbau (Sachsen). *Geologie*, H. 3—6.
- 1964: Der Lausitzer Granodiorit von Demitz-Thumitz bei Bischofswerda (Oberlausitz). *Geologie*, H. 6/7.
- OBERC J., 1957: Region Gór Bardzkich (Sudety). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- 1965: Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy. The Tectonic Position of the Karkonosze Granite. *Biul. Inst. Geol.*, 191.
- 1968: Granica między strukturą zachodnio- i wschodnio-sudecką. The Boundary between the Western and Eastern Sudetic Tectonic Structures. *Rocz. PT Geol.*, t. 38, z. 2—3.
- 1972: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, część 2: Sudety i obszary przyległe. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- 1973: Problematyka geologiczna granitów metamorfiku izerskiego, [w:] Kryteria strukturalne w określeniu rozwoju granitoidów bloku karkonosko-izerskiego. *Wyd. Univ. Wrocl.*
- 1977: Besteht ein kaledonisches Tektogen in Südpolen? *Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, H. 1.
- 1979: O faktach przemawiających przeciw pogładowi o allochtonizmie sedimentacyjnym wielkich mas skał przedkarbońskich w strukturze bardzkiej. On Facts Speaking against the Hypothesis of Sedimentary Allochthonous Nature of Great Pre-Carboniferous Rock Masses of the Bardo Structure. *Prz. Geol.*, nr 10.
- [PALIVCOVA M. *et al.*], 1978: ПАЛИВЦОВА М., ЦИМБАЛЬНИКОВА А., ГЕЙЛ В., Проблемы формационного анализа гранитоидов Чешского Массива. *Geol. zborn. SAV (Bratislava)*, č. 1.
- PAPROTH E., WOLF M., 1973: Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon und Karbon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, H. 8.
- PIŁAT T., 1957: Otoczaki porfirowe z łupków górnego wizenu z okolic Zalusu (okolice Krakowa). Porphyric Pebbles from the Shales of the Upper Visean of the Region of Zalas (Cracow Region). *Biul. Inst. Geol.*, 115.
- PITCHER W., READ H., 1959: The Main Donegal Granite. *Quart J. Geol. Soc. London*, vol. 114.
- [PITCHER W.], 1972: ПИТЧЕР У., Теневая стратифицированность в интрузивных гранитах (обзор). Механизм интрузий магмы. Мир, Москва.
- POLANSKÝ J., 1973: Hloubkové řezy Českým masivem. *Geol. Průzk.*, č. 6.
- POUBA Z. [red.], 1963: Geologická Mapa ČSSR 1:200 000. List Jeseník. ÚÚG, Praha.
- POUBA Z. *et al.*, 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000. List Jeseník. ÚÚG, Praha.
- POŻARYSKI W., 1975: Interpretacja geologiczna wyników głębokich sondowań sejsmicznych na VII profilu międzynarodowym. Geological interpretation of DSS international profile VII. *Prz. Geol.*, nr 4.
- POŻARYSKI W. [red.], 1979: Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych (Karpaty bez utworów czwartorzędowych). 1:1 000 000. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- PRZEWŁOCKI K. *et al.*, 1962: Age of Granitic Rocks in Poland. *Acta Geochim. Cosmochim.*, nr 10.
- RÖHLICH P., ŠTOVIČKOVÁ N., 1968: Die Tiefenstörungen-Tektonik und deren Entwicklung im zentralen Teil der Böhmischen Masse. *Geologie*, H. 6/7.
- ROSELT G., 1959: Karbonische Pflanzenreste in einem Tuffit aus der Lausitz. *Geologie*, H. 7.
- SCHWARZBACH M., 1939: Die Tektonik des Bober-Katzbach-Gebirges. Alte und junge Gebirgsbildung in einen Teigebiet der Sudeten. *Über. Schles. Ges. Vaterl. Kultur.*, 8.
- SCHWINNER R., 1928: Schweremessungen und Gebirgsbau im Riesengebirge. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 49, vol. 1.
- ŠMEJKAL V., 1960: Absolutní staří některých granitoidů a metamorfítů Českého masivu stanovené kalium-argonovou metodou. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, č. 6.
- 1964: Absolutní staří některých vyvřelých a metamorfovaných hornin Českého masivu stanovené kalium-argonovou metodou (II část). The Absolute Age of some Igneous and Metamorphosed Rocks of the Bohemian Massif Determined by the Potassium-Argon Method (Part II). *Sb. Geol. Věd., Geologie*, sv. 4.
- SMULIKOWSKI K., 1979: Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Żłotych w Sudetach. Polymetamorphic Evolution of the Crystalline Complex of Śnieżnik and Góry Żłote in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 14, nr 1.
- SMULIKOWSKI W., 1972: Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. Petrogenetic and Structural Problems of the Northern Cover of the Karkonosze Granite. *Geol. Sudetica*, vol. 6.
- ŠTOVIČKOVÁ N., 1973: Hlubinná zlomová tektonika a její vztah k endogenním geologickým procesům. NČSAV, Praha.
- SVOBODA J. [red.], 1962: Geologická Mapa ČSSR 1:200 000. List Náchod. ÚÚG, Praha.
- 1963: Geologická Mapa ČSSR 1:200 000. List Liberec. ÚÚG, Praha.
- SVOBODA J. *et al.*, 1964: Regionalni geologie ČSSR. Díl 1. Český Masiv, sv. 2. Algonkium — kvarter. ÚÚG, Praha.
- SVOBODA J., CHALOUPSKÝ J., 1961: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000. List Náchod. ÚÚG, Praha.
- 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000. List Liberec. Geofond, Praha.
- [SZOŁPO W.], 1975: ШОЛПО В.: Глубинный диапиризм в Сванетском антиклинории (Большой Кавказ). *Геотектоника*, Но. 3.
- TEISSEYRE A., 1975: Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Sedimentology and Paleogeography of the Kulm Alluvial Fans in the Western Intrasudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland). *Geol. Sudetica*, vol. 9, nr 2.
- TEISSEYRE J., 1973: Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Metamorphic Rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet Ranges. *Geol. Sudetica*, vol. 8.

- TEISSEYRE H., 1956a: Depresja Świebodzić jako jednostka geologiczna. Świebodzić Depression as a Geological Unit. *Biul. Inst. Geol.*, 106.
- 1956b: Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Sudetic Caledonides and their Variscan Rebuilding. *Prz. Geol.*, nr 3.
- 1963: Siodło Bolków—Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich. The Bolków—Wojcieszów Anticline — a Representative Caledonian Structure in the Western Sudetes. *Prace Inst. Geol.*, t. 30, cz. 4.
- 1967: Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich, [w:] Przewodnik XL Zjazdu PT Geol. w Zgorzelcu. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1968: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. On the Stratigraphy and Structural Evolution of the Metamorphic Series in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 4.
- 1975a: Rozwój i sekwencja deformacji tektonicznych w metamorfiku Sudetów, [w:] Przewodnik XLVII Zjazdu PT Geol. w Świdnicy. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1975b: Elementy strukturalne grupy górskiej Śnieżnika. *Ibid.*
- 1976: Spękania skalne w południowo-wschodniej części Gór Kaczawskich i w północnej części depresji Świebodzić. Joints in the South-eastern Part of the Kaczawa Mts and in the Northern Part of the Świebodzić Depression (Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. 11, nr 1.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski. t. 3. Sudety, z. 1, PWN, Kraków.
- TOMASZEWSKI J., 1978: Budowa geologiczna okolic Lubina i Sieroszowic (Dolny Śląsk). The Geological Structure of the Lubin—Sieroszowice Region (Lower Silesia). *Geol. Sudetica*, vol. 13, nr 2.
- UNRUG R., DEMBOWSKI Z., 1971: Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. Diastrophic and Sedimentary Evolution of the Moravia-Silesia Basin. *Rocz. PT Geol.*, t. 41, z. 1.
- URBANEK Z., 1977: Stan badań nad stratygrafią metamorfiku kaczawskiego, [w:] Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentacji i tektoniki metamorfiku kaczawskiego. *Wyd. Univ. Wrocław.*
- 1978: The Significance of Devonian Conodont Faunas for the Stratigraphy of Epi-metamorphic Rocks of North-eastern Part of the Góry Kaczawskie. Znaczenie dewońskich faun konodontowych dla stratygrafii epimetamorficznego kompleksu północno-wschodniej części Gór Kaczawskich. *Geol. Sudetica*, vol. 13, nr 1.
- VONDROVÁ N., 1963: Hlubinné tektonické zóny v Českém masivu a jejich význam pro metalogenezu. Tektonische Tiefenzonen im Böhmischem Massiv und ihre Bedeutung für die Metallogenese. *Geol. Průzk.*, č. 6.
- WAJSZYCH B., 1974: Tektonika jednostki Chelmea (północno-wschodnia część Gór Kaczawskich). Tectonics of the Chelmeic Unit (North-western Part of the Góry Kaczawskie Mts). *Geol. Sudetica*, vol. 9, nr 1.
- 1978: Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wierznińskich Gór Bardzkich (Sudety). Allochthonous Paleozoic Rocks in the Visean of the Bardzkie Mts (Sudetes). *Rocz. PT Geol.*, t. 48, z. 1.
- WATZNAUER A., 1930: Der südliche Kontakt des Riesengebirgesgranits und das angrenzende Schiefergebiet. *Lotos*, 78.
- 1935: Geologie des Bezirkes Gablonz. Gablonz (Jablonec nad Nisou).
- 1954: Die erzgebirgischen Granitintrusionen. *Geologie* H. 6/7.
- WEBER K., 1972: Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nord-östlichen Rheinischen Schiefergebirge. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, H. 3.
- WEISS J., 1977: Fundament moravského bloku ve stavbě evropské platformy. *Folia Fac. Sci. Nat. UJEP Brunen. Geol.* 30, op. 13.
- WICHROWSKI Z., 1973a: Studium geochemiczne granitoidów Bielicy i towarzyszących im amfibolitów. Geochemical Study of Bielice Granitoids and Accompanying Amphibolites. *Arch. Miner.*, t. 31, z. 1—2.
- 1973b: Geochemiczno-petrograficzne badania enklaw z granitoidów Bielicy. Geochemic-petrographical Research of Enclaves from Bielice Granitoids. *Ibid.*
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1966: Granitoidy Bielicy w Sudetach i ich osłona łupkowa. Bielice Granitoids in the Sudetes and Their Metamorphic Mantle. *Arch. Mineral.*, t. 26.
- 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. *Geol. Sudetica*, vol. 11, nr 2.
- [WINOGRADOW A., TUGARINOW A.], 1960: Виноградное А., Тугаринов А., Некоторые опорные определения абсолютного возраста (К мировой геохронологической шкале). *Докл. АН СССР*, No. 5.
- WOJCIECHOWSKA I., 1966: Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Ścinawki Kłodzkiej. Geology of the Metamorphic Massif in the Basin of the Ścinawka Kłodzka. *Geol. Sudetica*, vol. 2.
- 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 Mesostuctural Investigations. *Geol. Sudetica*, vol. 10, nr 2.
- WÓJCIK L., 1974: Budowa geologiczna masywu strzelińskiego w okolicach Strzelina. Geological Structure of the Strzelin Massif in the Vicinity of Strzelin. *Biul. Inst. Geol.*, 279.
- WUNDERLICH H., 1964: Mass, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes. *Geol. Rdsch.* 54, 2.
- ZEMAN J., 1973: Tektonogeneza waryscyjska Masywu Czeskiego i jej związek z rozłamami wgłębnyimi. *Prz. Geol.*, nr 7.
- ZWART H., 1976: Regional Metamorphism in the Variscan Orogene of Europe. *Nova Acta Leopold.*, 45.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 1977: Granitoidy masywu Kudowy—Oleśnic. Granitoids of the Kudowa—Oleśnice Massif (Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. 12, nr 1.
- 1978: Makroskopowe struktury tektoniczne w metamorfiku polskiej części Gór Orlickich. Major Tectonic Structures in the Polish Part of the Góry Orlickie. *Geol. Sudetica*, vol. 13, nr 1.

Marek MICHNIEWICZ\*

## EARLY STAGES OF THE TECTOGENESIS OF SUDETES MTS AS INTERPRETED IN THE LIGHT OF DEEP-DIAPIRISM THEORY AND THE CONCEPT OF DEEP FRACTURES

### Summary

**ABSTRACT:** There is evidence suggesting that in the Caledono-Variscan period there took place a number of phases of relative displacement between the rigid masses of the East-European Platform and Bohemian Massif. The displacement led to a gradual straightening of the Central European geosynclinal basin, what, in turn, resulted in gradual sinking and deformation of the basin original structure and a respective progression of metamorphic changes within it. Sinking of the originating Sudetic orogene led to an anatectic melting of its basal portions and produced paligenetic magmas, what itself caused a volumetric enlargement of the orogene basal parts. This latter factor, together with a density-gradient inversion resulting through the generation of paligenetic magmas, is thought to have been the major agent responsible for the origin of dome-like structural features (domes *sensu lato*) within the orogene; the nature of these structures is itself inversive, as they have originated from the former zones of maximum basin subsidence. The formation of these endogenous domes took place with a certain time-delay with respect to each individual phase of the aforesaid tangential deformation. Since the (initial) Early Bretonian phase, itself followed by the dome-forming Bretonian phase, a similar succession of paired events did repeatedly take place several times in the Sudetes (at least to the Permian time, inclusively).

Another repetitive process, itself synchronous with each phase of the tangential deformation, was the intrusion of granitoid magmas. The magmas migrated upwards along the channelways which corresponded to some deep fracture zones paralleling the direction of maximum regional compression,

and which became open to the magmas in effect of the tangential tectonic movements. A close relationship is noted between the directions of granitoid intrusions and the inclination of structural megablocks within the Sudetes, the relation being proved by an analysis of the position and changes of the areas of major subsidence within depressed megablocks. This latter analysis makes also proof that the magmatic intrusions did themselves follow a pre-existing structural plan, in which, starting from the Carboniferous, the role of a basic element was played by the aforesaid domes. The above-mentioned regional analysis gives also some indirect evidence of a Bretonian age of the earliest dome-forming phase in the Sudetes.

Mutual relationships between the geosynclinal volcanism and granitoid plutonism lead to the statement that in both processes the main channelways for magma migration were deep fracture zones displaying the aforesaid orientation; moreover, changes in the character of these magmatic processes, as observed along the individual fracture zones, were largely controlled by the regularities in the structural development of the region. Since in the time scale the two magmatic processes did partly overlap one other, it is concluded here that the change from a geosynclinal stage to an orogenic stage in the Sudetes did take place gradually rather than abruptly. This change is inferred to have spanned the time interval from Late Silurian to Early/Late Carboniferous transition, inclusively, though it does not seem entirely unlikely that the process under consideration might have itself already started in the Middle Cambrian.

### INTRODUCTION

Recent discoveries of fossil fauna in the metamorphic rock series of Sudetes (e. g., Gunia 1976; Gunia, Dumicz 1976a, b; Konzalová 1978) suggest that there is no real parallel, in fact, between the mesozonally metamorphosed Sudetic units and the hypothetical Assyntic (= Baikalian, Cadomian) orogene. Thus, in this latter respect, the view of many previous authors appears to be unsubstantiated, the major reason of this previous misconception being some virtually erroneous basic assumptions — as herein illustrated by the logical scheme in figure 1.

The above-mentioned palaeontological discoveries suggest that the primary material for the Sudetic metamorphic units have been both Palaeozoic and Upper Proterozoic sediments, the metamorphosis and deformation of which are to be connected with the Caledono-Variscan period of regional tectonic events. Also the marginal, peripheral position of the Sudetes in relation to the complex structure of the adjacent Bohemian Massif indicates that the tectogenesis of the former is to be related to relatively young evolutionary stages of this last-named massif.

### GENETIC TYPES OF DEFORMATION AND THEIR ADOPTED NOMENCLATURE

Analysis of the results of previous structural studies in the Sudetes has allowed the present author to distinguish three genetic types of deformation, and associated with them fold structures of various scale. The basic and dominant type comprises those deformations which have resulted directly from the tangential stresses originating between the Bohemian

Massif and East-European Platform (i. e. the stresses responsible for the gradual straightening of the Central European geosyncline). Because of their inferred origin, these deformations are proposed here to be referred to as the tangential deformations, and accordingly to be marked by the symbol *DT*. All the distinguished, successive phases of this latter deforma-

\* Lower Silesian Branch of the Geological Institute, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław, Poland.

tion will be accordingly marked by additional number indices, as for example:  $DT_1$ ,  $DT_2$ ,  $DT_3$  etc. (with the increasing index value suggesting the successively younger age).

The two remaining genetic types of deformation are inferred to have been only indirectly related to the aforesaid tangential stresses. First of these types is represented by the deformations which have been caused by dome-forming processes; these latter processes have been themselves a further derivative of the tangential stress and deformation, and are to be discussed in some details below in text. Because of their inferred close connection with the dome-forming processes, the above-mentioned deformations are proposed here to be referred to as the dome-forming deformations (their general symbol, as used here, will be  $DK$ ). All of the distinguished, separate phases of the dome-forming deformation, for simplicity being also here referred to as the dome-forming phases, will be additionally marked with the symbol of a respective tangential-deformation phase responsible for a given phase of activation of the dome-forming processes, for example:  $DK(DT_3)$ ,  $DK(DT_4)$  etc.

The last (third) genetic type comprises all those deformations which are inferred to have resulted from the mechanical influence of granitoid intrusions (migrating upwards along the near-fracture zones) on their host rock. The details of this particular process, themselves closely related to the problem of deep fracture, are to be discussed farther in text. The deformations of this third type are proposed here to be referred to as the

synintrusive near-fracture deformations (with the general symbol  $DI$ ). As previously, all of the distinguished phases of these deformations will be additionally defined by the symbol of a respective tangential-deformation phase, which itself initiated a given intrusion and was approximately synchronous with its emplacement, for example:  $DI(DT_4)$ ,  $DI(DT_5)$  etc.

In order to keep coherent the relationship between the herein adopted genetic-chronological symbolics for deformational phases and the symbolics being commonly used for fold structures, it seems reasonable to add the letter suffix  $F$  to the genetic-chronological symbol of any given deformation when considering its resultant fold structures, for example:  $FDT_3$ ,  $FDK(DT_4)$ ,  $FDI(DT_5)$  etc.

In all cases when there arises certain difficulty in assigning a given fold structure to any definite deformational phase (a situation particularly common in the case of the dome-forming deformations in Central Sudetes, where the effects of individual deformations are superimposed and interfere) it is recommended here to restrict the fold symbolics solely to the symbol of a given genetic type of the deformation itself, as for example the symbol  $FDK$ .

Tables 1, 2 and 3 give an attempted correlation between the herein proposed, uniform genetic-chronological symbolics and the symbolics of fold features as used by the previous workers in various metamorphic terrains of the Central Sudetes.

#### DEFORMATIONS AND STRUCTURAL FEATURES ASSOCIATED WITH THE PHASES OF TANGENTIAL STRESS: THEIR INFLUENCE ON FURTHER STRUCTURAL DEVELOPMENT OF THE SUDETES

At the early stages of the Sudetes tectogenesis, during the Caledono-Variscan period, the activity of tangential stress was manifested through a number of successive phases. These phases, reflecting the relative displacement of the rigid masses of East-European Platform and Bohemian Massif, displayed same direction of the originating stress. The movements, by bringing about stresses, caused gradual straightening of the space occupied by the geosynclinal basin extending along the northern foreland of the Bohemian Massif; this, in consequence, resulted in deformation of the basin-filling sediments. At this point it is noteworthy that the degree of the geosyncline narrowing, and the accompanying deformation of the basinfill, appear to have been quite similar throughout the various regions of the Central European Variscides (cf. Dvořák 1975; Wunderlich 1964).

The oldest generations of the fold structures related to tangential deformations (structures  $FDT_1$  and  $FDT_2$ , according to the present author's nomenclature) display similar orientation, while differ in this latter respect from the spatial trend of the younger structures of similar origin. This fact is illustrated here by figure 2. Based on the abovesaid directional similarity, the structural elements  $FDT_1$  and  $FDT_2$  have been included into a single deformational assemblage,  $ZDT_{1-2}$ . This latter is thought to have been characteristic to that stage of the Sudetes development, in which the major control on the deformation of basinfill was displayed by the rigid frame and basement of the geosyncline and by the resisting "inner massif" of Sowie Mts. At this point it is worth noting that, in the light of the relationship becoming visible between the orientation of the structures  $FDT_2$  and the spatial trend of primary stratification features (Dumicz 1976), the location of the megaforms  $FDT_2$  may probably be paralleled with the areas of a former intense subsidence.

In effect of the deformation and metamorphic changes related to the phase  $DT_2$ , and in addition to the aforesaid fold features  $FDT_2$ , there did originate the main structure of recrystallization cleavage (foliation) in rocks. The phase  $DT_2$  apparently was marked by a progression of metamorphism, and initiated also the development of granitization processes. All these phenomena are proof of a considerable sinking of the geosynclinal structure. They led to a general homogenization of the basal geosynclinal sediments with respect to their basement, and this, in turn, obliterated the effects of the originally rigid basement and intrabasinal elements on the deformation itself. In the so resulting settings, therefore, the role of a rigid element in succeeding phases of tangential deformation was played solely by the peripherally located Bohemian Massif. In effect, the succeeding phases of the tangential deformation have resulted in systems of fold structures which, despite their diverse ages, display similar directional trend (NWW-SEE). Based on this latter characteristics, the present author has distinguished a relatively younger deformational assemblage  $ZDT_{\geq 3}$ , in which the first deformational phase was the phase  $DT_3$ .

The origin of the fold structures  $FDT_3$  is thought to have been due to the tangential deformations related to the Bretonian phase. This latter phase, itself, has had some significant consequences within the Sudetic orogene. On one hand, the origin of the abovesaid folds  $FDT_3$  caused deformation of the main foliation, itself related to the preceding phase, while on the other hand there took place strong disturbances of the pre-existing geothermal equilibrium within the orogene root zone. In effect of the progressive narrowing of the geosyncline, its basal portions underwent further sinking and came down into the zone of much higher temperatures. This resulted immediately

in a further progression of the metamorphic changes, as manifested by an intensification of the granitization processes. These latter were themselves still continued during the post-

-deformational stage which followed the main phase  $DT_3$  (cf. J. Teisseyre 1973).

#### DOME-FORMING DEFORMATIONAL PHASES IN SUDETES AND THE ACCOMPANYING STRUCTURAL CHANGES

As an indirect effect of the Early Bretonian phase of tangential deformations ( $DT_3$ ) there did occur, with a certain delay in relation to the phase itself, the process of generation of paligenetic magmas and an accompanying volumetric increase (about 12%) of the orogene basal portion. This latter effect of deformation, together with the vertical stress resulting from density gradient inversion due to the origin of paligenetic magmas, resulted in various dome-shaped megaforms. The entire process took place in a time period generally paralleled with the structural manifestation of the Bretonian phase. Thus, the Bretonian phase appears to have been the first dome-forming deformational phase in the Sudetes. This phase is thought to have closed the main developmental stage of progressive metamorphism and the associated regional granitization processes within the Sudetic orogene. The decay of these phenomena was due to uprising of the inner parts of the originating domes (doming-induced uplift), causing all the formerly sunk and granitized material to cross an upper depth limit of regional granitization front (see fig. 3).

The herein inferred mechanism of dome formation suggests that the domes have themselves been due to an inversion-like phenomenon, i. e. they originated within the zones of a former maximum subsidence developed at the main geosynclinal stage. The concurrence noted between the orientation of domes and the fold system  $FDT_2$  (the oldest fold system *sensu stricto* in Sudetes) seems to prove the above-suggested close relationships between the original orientation of the structures  $FDT_2$  and the extent of the major depositional zones (depositional centres) within the Central European geosyncline.

The close relationships between the phases of tangential deformation (playing themselves the role of an initiating factor) and the associated dome-forming phases (which followed the former with certain delay) seem to have been some kind of deformational rule, manifested also through the further structural development of the Sudetes. In the Carboniferous, in addition to the abovesaid Bretonian phase, a similar dome-forming character has been also displayed by the Krušné Hory (Erzgebirgische) phase and Late Asturian phase, while in the Permian such the character has been typified by the Late Saalian phase and probably also by the Palatinian phase (see fig. 26). There seem also to be some evidence suggesting that the declining dome-forming processes have still been active in the Triassic. At this point it is worth noting that the younger has been a given dome-forming phase, the more peripherally located were its results within the Sudetic orogene; a similar time tendency has been noted in the spatial distribution of the processes of orogene consolidation by means of granitoid intrusions (fig. 24).

The tangential deformation phases and the dome-forming phases did differ from one other in their tectonic regimes. The phases of the tangential deformation were associated with a directional compression, accompanied by a derivative tension perpendicular to the former. The tension caused opening of the deep fractures which paralleled the direction of regional compression (i. e. fractures approximating the NNE-SSW directional trend). So the fractures became the main channel-

ways for synkinematic migration of magma, which resulted in submarine areal eruptions within the geosynclinal basin and granitoid intrusions (together with "subsequent" volcanism) within the originating orogene.

The phases of the dome-forming deformation, in turn, by being associated with the anatectically-evoked volumetric increase of the orogene, were generally predominated by a compressional regime. Below are reviewed, in points, the important events and facts as comprised by the dome-forming processes (for respective illustration see figs. 3-9, 12 and 13):

1. Development of specific, dome-shaped structural features, accented by characteristic configuration of the foliation as remodelled through the doming process. This phenomenon was accompanied by a respective reorientation of the structures  $FDT_3$  (see fig. 4).

2. Relaxation of compressional stress within the inter-dome areas, a phenomenon accompanying the growth of the domes. The relaxation resulted in marginal thrusting and thrustfolding, which all marked the shape of the dome structures and which were themselves largely controlled by the orientation of the axes and structural frames of the domes. In such way there have probably originated some general structural features of the Kaczawskie Mts, Świebodzice Depression, and Bardzkie Mts amongst the other units. It is to be stressed, at this point, that the developmental character of the domes must have been largely controlled by the specific geometry and morphology of the megaforms  $FDT_2$ . In the Eastern Sudetes, for example, this is evidenced by upthrusting of the dome structures upon the adjacent inter-dome zones. This latter phenomenon is thought to have been due to the dome-expansion-evoked increase of the original asymmetry of megaforms  $FDT_2$ .

3. Origin of a new generation of folds, exhibiting rigid, flexure-like character (structures  $FDK$ ). The geometry of these folds and their orientation appear to follow, to certain degree, the axes and frames of the dome-shaped features and also the directional trend of the thrustfolds.

4. Mylonitization and cataclasis phenomena, associated with the differential movements of rock masses under the stress regimes. Variation in the above-mentioned processes was largely controlled by the depth level of their occurrence, as it has been recently suggested by Don (1976) with respect to the Sudetic region.

5. Translatory movements, which are thought to have played a significant role in both expansion of the domes and the development of many thrustfolds. The occurrence of this type of movements would probably explain the lack of mylonitization and/or cataclasis along the thrust contacts between certain schist-phyllite complexes; the examples are the Orlica thrust in the northern Orlickie Mts, as described by Żelaźniewicz (1978), and the thrusts within the metamorphic unit of Southern Karkonosze Mts. The role of the translatory movements within the metamorphic units of Sudetes has been already stressed by H. Teisseyre (1967), and in the light of the present concept of dome-forming processes the role of this factor seems to have been particularly significant.



## GRANITOID PLUTONISM VERSUS VOLCANISM: THEIR RELATION TO THE TECTONIC STRUCTURE AND DEFORMATION IN SUDETES

Recent geophysical evidence, together with various geological data, indicate that within the Bohemian Massif and its surroundings (including the Sudetes) there occurs a network of deep fracture zones. The predominant directional trends of this latter are: NE—SW, NW—SE, and NNE—SSW. As already stated above, along these fracture zones there was focused the development of intense magmatic processes. The extent and directional trends of the deep fractures within the Sudetes and some adjacent areas is shown in figure 10.

The differences noted in the character of magma supplied within different segments of the same fracture zones, suggest that the compositional differentiation of magma has been largely controlled by the ongoing structural changes in the region. An analysis of the relationship between the geosynclinal volcanism and the granitoid plutonism and continental volcanicity (for summary see table 4 and figure 26) suggests that the transition from a geosynclinal stage to an orogenic stage in the Sudetes did take place gradually, within a time period comprising the interval from Late Silurian (Middle Cambrian?) to Early/Late Carboniferous transition.

As already noted in text, the granitoid intrusions, themselves related to the phases of tangential deformation (see fig. 11), have been emplaced along the deep-fracture system trending NNE—SSW. The channelways for magma were made open under the tensional regime resulting, derivatively, from the main phases of regional tangential stress. The granitoid bodies, while migrating upwards, have resulted in a virtually new genetic type of deformational structures within the hostrock in the vicinities of the deep fractures; these are rigid-type mesofolds (*FDI*), whose axes trend perpendicularly to the directions of magma migration. In all instances of volumetrically large granitoid intrusions, the abovesaid mesofolds are accompanied by flexure-like structural megaforms of the same orientational trend. These latter flexures (among which the largest is the flexure of Eastern Karkonosze Mts) are seen accompanying the

younger, post-Bretonian granitoid intrusions, but are generally lacking in the vicinities of the older granitoid bodies. In these latter instances the flexures are thought to have been obliterated through later, dome-forming processes. At this point it is worth noting that an analysis of the relationship between the older granitoid bodies in the vicinity of Kłodzko—Orlica dome, from one hand, and the structure of both the dome and the hostrock of intrusions, from the other, gives proof of a Bretonian age of the earliest dome-forming phase in the Sudetes.

The directions of the granitoid magma migration appear to have been controlled by the inclination of the tilted structural megablocks defined by the deep fractures; this fact is indicated by an analysis of the position and changes of depocentres within the depressed megablocks. The results of the abovesaid analysis, together with the already discussed deformational structures developed in hostrock by granitoid intrusions, all serve as directional indices of the movement of post-Bretonian intrusive masses. The herein discussed problems of the Sudetic granitoid intrusions are all illustrated by figures 14—25.

Another important problem seems to be the nature of the structural planes along which the granitoid bodies have themselves been emplaced. However, an analysis of the available evidence seems to put some light on this particular question too. At the earliest deformational stage (phase *DT<sub>2</sub>*), the abovesaid planar features did probably correspond to the primary stratification planes, while at a later stage (phase *DT<sub>3</sub>*) they are likely to have been related to the foliation planes. The foliation underwent subsequent remodelling through the dome-forming processes, and so, starting from the Sudetic phase (phase *DT<sub>4</sub>*), the granitoid bodies have later intruded along the initiated or already created domes. The structural elements of these younger intrusive bodies are thus to be considered and analysed in terms of the tectonic structure of domes and/or inter-dome areas.

### FINAL REMARKS

The herein presented new conception of the early stages of structural development of the Sudetes is based, in its starting point, upon some general assumptions of a derivative theory of deep diapirism and the concept of deep fractures. In the Sudetic region, these latter structural features are evidenced by recent geophysical and geological data, among which of particular significance are the data on the occurrence and distribution of ore accumulates (e. g., Chrt *et al.* 1968; Kanasiewicz, Sylwestrzak 1970).

The presented model of the structural evolution of Sudetes is itself also an attempt to overcome all of those serious difficulties which arise from the previous regional interpretations, being based upon some classical schemes of the development of Sudetic orogene. The present author's model is based on a detailed analysis of all available regional data, among them being the recent palaeontological discoveries in the region.

These data have themselves also served as an independent basis for a subsequent testing of the model itself (with an example being given in table 5).

In the light of this model there appear to have been a number of repetitive coupled events within the early developmental stages of the Sudetic orogene. This regularity included a specific combination of the coupled tectonic and magmatic processes. All the main tectonic-magmatic phenomena and processes, as being thought here to have taken place throughout the structural development of Sudetes up to the decline of Variscan tectonic cycle, are graphically reviewed on the conceptual scheme in figure 26. This scheme is essentially a starting-point of all herein presented concepts and interpretations.

*Translated by W. Nemeč*