

Henryk TEISSEYRE

SERIE METAMORFICZNE SUDETÓW

Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych

SPIS TREŚCI

	str.
Wstęp	8
Niektóre zagadnienia związane ze stratygrafią metamorfiku sudeckiego	8
Wiek gnejsów izerskich	9
Stratygrafia metamorfiku wschodnich Karkonoszy	12
Niektóre zagadnienia stratygraficzne Gór Kaczawskich i stratygrafia serii łupkowej leżącej w ich wschodnim przedłużeniu	12
Wiek metabazytów i bazytów w otoczeniu kry gnejsowej Gór Sowich	14
Stratygrafia metamorficznej okrywy masywu Strzelin — Żulova	14
Stratygrafia metamorfiku kłodzkiego	14
Uwagi metodologiczne	15
Wiek i następstwo głównych deformacji w metamorfiku sudeckim	15
Uwagi ogólne o tektogenezie, orogenezie i tektonice grawitacyjnej	15
Ewolucja strukturalna metamorfiku Sudetów oraz wiek głównych fałdowań	16
Uwagi wstępne	16
Góry Kaczawskie	17
Tektogeneza południowych Karkonoszy	19
Uwagi o wieku głównych deformacji w Karkonoszach wschodnich i w regionie izerskim	20
Uwagi o tektonice metamorfiku kłodzkiego	21
Wiek i sekwencja deformacji w metamorfiku Łądka i Śnieżnika oraz w Górach Bystrzyckich i Orlickich	22
Wnioski, uzupełnienia i zakończenie	27
Najważniejsze wnioski dotyczące stratygrafii metamorfiku sudeckiego	27
Zagadnienie tekto- i orogenezy	28
Zagadnienie głównej deformacji	28
Wiek głównej deformacji w metamorfiku Sudetów	29
Zagadnienie przebudowy tektonicznej	29
Zagadnienie drobnych struktur w metamorfiku Sudetów	32
Literatura	36
Summary	38

Streszczenie

W niniejszej publikacji autor zajmuje się zasadniczo problemami strukturalnymi metamorfizmu sudeckiego. Pracę swą zaczyna od uwag krytycznych na temat stratygrafii serii metamorficznych w poszczególnych regionach Sudetów, omawiając sprzeczności i niepewność niektórych poglądów i podkreślając dowolność stosowanych kryteriów. Omawia też metody, które pozwalają osiągnąć prawdziwy postęp w badaniach stratygraficznych sudeckiego metamorfizmu. W drugiej, znacznie obszerniejszej części swej pracy autor próbuje odtworzyć następstwo deformacji w poszczególnych regionach metamorfizmu sudeckiego, a zwłaszcza ustalić wiek głównej deformacji. Zda-

niem autora deformacja ta, we wszystkich omawianych seriach metamorfizmu, wiąże się z końcowymi fazami orogenezy kaledońskiej i początkowymi warwicyjskiej. Wyjątek zdaje się stanowić jedynie blok sowiogórski, w którym główna deformacja może być znacznie starsza.

Autor poświęca wreszcie wiele uwag analizie strukturalnej, stosowanej dziś powszechnie w Sudetach, omawiając ważniejsze wyniki. Zajmuje się w szczególności analizą form mezoskopowych, wysuwając przy tym na plan pierwszy studia nad lineacjami. Wypowiada też uwagi o sposobie ich badania i interpretacji.

WSTĘP

Skały metamorficzne odgrywają zasadniczą rolę w mozaikowej budowie Sudetów. Nic więc dziwnego, że geologowie sudeccy szczególnie dużo uwagi poświęcają właśnie seriom przeobrażonym. Problemy geologiczne związane z tymi seriami są jednak znacznie trudniejsze do rozwiązania niż w kompleksach skał niemetaformicznych. Wielorakie trudności, przede wszystkim metodologiczne, stały się przyczyną, że istnieje wiele rozwiązań niepewnych lub nawet sprzecznych, jeśli chodzi o stratyografię i tektonikę metamorfizmu sudeckiego.

Praca niniejsza ma na celu dać orientacyjny przegląd stanu badań w zakresie wspomnianych zagadnień, przedstawić niektóre niepewne lub sprzeczne poglądy i wskazać właściwą drogę, która pozwoliłaby stopniowo te trudności pokonać.

Autor oparł niniejszą pracę głównie na własnych długoletnich badaniach oraz na publikacjach swych współpracowników. Skorzystał jednak także z wiadomości ustnych podanych mu przez J. Skałową i T. Gunię co do fauny znalezionej przez nich w wapieniach krystalicznych Gór Kaczawskich. Posłużył się też niektórymi informacjami ustnymi udzielonymi mu przez W. Smulikowskiego. Badacz ten omawiał z autorem w terenie pierwsze wyniki swych studiów nad petrologią i drobnymi

strukturami strefy granicznej między Górami Kaczawskimi a blokiem izerskim. Autor zapoznał się ponadto z maszynopisem pracy I. Wojciechowskiej, przedstawiającym wyniki jej prac geologicznych w metamorfizmu kłodzkim. Była mu również dobrze znana nie publikowana jeszcze praca J. Skałowej, dotycząca geologii strefy kontaktu metamorfizmu kaczawskiego i izerskiego na NW od Jeleniej Góry.

Bardzo ważne i wartościowe okazały się też wyniki badań tektonicznych, które W. Grocholski wykonał na obszarze bloku sowiogórskiego. W czasie pisania tej pracy nie były one jeszcze opublikowane, podobnie jak obserwacje L. Wójcika dotyczące metamorficznej osłony granitu strzelińskiego, także udostępnione autorowi przy zestawianiu materiałów.

Szeregu informacji ustnych udzielili mu także pracujący w obrębie bloku Karkonoszy J. Chaloupský, J. Szałamacha i J. H. Teisseyre.

Autor serdecznie dziękuje wszystkim wyżej wymienionym współpracownikom za bardzo cenne wiadomości bądź wypowiedziane ustnie, bądź też przekazane mu do wglądu w nie opublikowanych materiałach.

Praca uwzględnia literaturę, która ukazała się przed 30 kwietnia 1966, tj. przed dniem ukończenia tekstu maszynowego.

NIEKTÓRE ZAGADNIENIA ZWIĄZANE ZE STRATYGRAFIĄ METAMORFIKU SUDECKIEGO

Metamorfizm sudecki jest na ogół źle odkryty i całkowicie lub niemal całkowicie pozbawiony łatwych do odszukania skamieniałości. Najważniejszą podstawą ujęć stratygraficznych są bardzo nieliczne punkty, w których znaleziono oznaczalne szczątki organiczne. Szczątki te są

znane dotychczas tylko z serii słabo przeobrażonych i najczęściej źle zachowane. Brak lub niedostatek dokumentacji paleontologicznej uzupełnia się metodami pomocniczymi. Osiągnięte w ten sposób wyniki są jednak tylko mniej lub więcej prawdopodobne i już nieraz

okazały się wręcz błędne tak w Sudetach, jak i w innych terenach metamorficznych.

Jeśli chodzi o stratyografię metamorfizmu sudeckiego, to były brane pod uwagę rozmaite metody pośrednie. Trudno je jednak wyczerpująco przedyskutować w niniejszej pracy. Jedną z ważniejszych metod polega na korelacji litologicznej między obszarami o pewniejszej i lepiej poznanej stratygrafii z obszarami, na których wieku skał nie udało się dotychczas ustalić bezpośrednio. Otrzymane w ten sposób wyniki można uznać za bardzo prawdopodobne, jeśli porównywane tereny graniczą ze sobą i przynależą niewątpliwie do tej samej panwi geosynklijalnej. Stopień metamorfizmu natomiast nie określa nam wieku i dla celów stratygraficznych ma znaczenie podrzędne. Wskazuje on na charakter fizyko-chemiczny środowiska, w którym skały ulegały przeobrażeniu, a charakter ten zmienia się zależnie od wielu czynników, jednak niezależnie od wieku geologicznego. Jedną i ta sama seria może regionalnie wykazywać zmienny stopień metamorfizmu, a niekiedy w tej samej skale obserwujemy zmiany stopnia i charakteru przeobrażeń idąc od odkrywki do odkrywki.

Obserwacje petrologiczne, kierunki osi fałdowania i kierunki lineacji mogą mieć niekiedy pewne, lecz tylko pomocnicze znaczenie przy określaniu wieku serii metamorficznych. Nabierają one znaczenia kryteriów pośrednich w stratygrafii jedynie na tle całokształtu budowy geologicznej danego regionu i obszarów przyległych o lepiej ugruntowanym wieku i następcie elementów litologicznych. Nie wolno określać wieku skał przeobrażonych na podstawie lokalnie lub wycinkowo przeprowadzonych pomiarów osi fałdów i innych lineacji. Kierunki strukturalne związane z jedną i tą samą deformacją mogą być bowiem bardzo zmienne w przestrzeni geograficznej, a dostrzegalna i wymierzalna deformacja może być znacznie młodszą od skał. Znane są krystaliniki w Alpidach europejskich, w których deformacja główna, a niekiedy jedyna dostrzegalna, wiąże się genetycznie z tektogenezą alpejską. Krystaliniki te są niewątpliwie stare, a w niektórych przypadkach zapewne prekambryjskie.

Uwagi powyżej zamieszczone wyraźnie wskazują na konieczność zachowania daleko idącej ostrożności przy określaniu wieku serii metamorficznych metodami pośrednimi, jednak postulat ten nie zawsze jest przestrzegany.

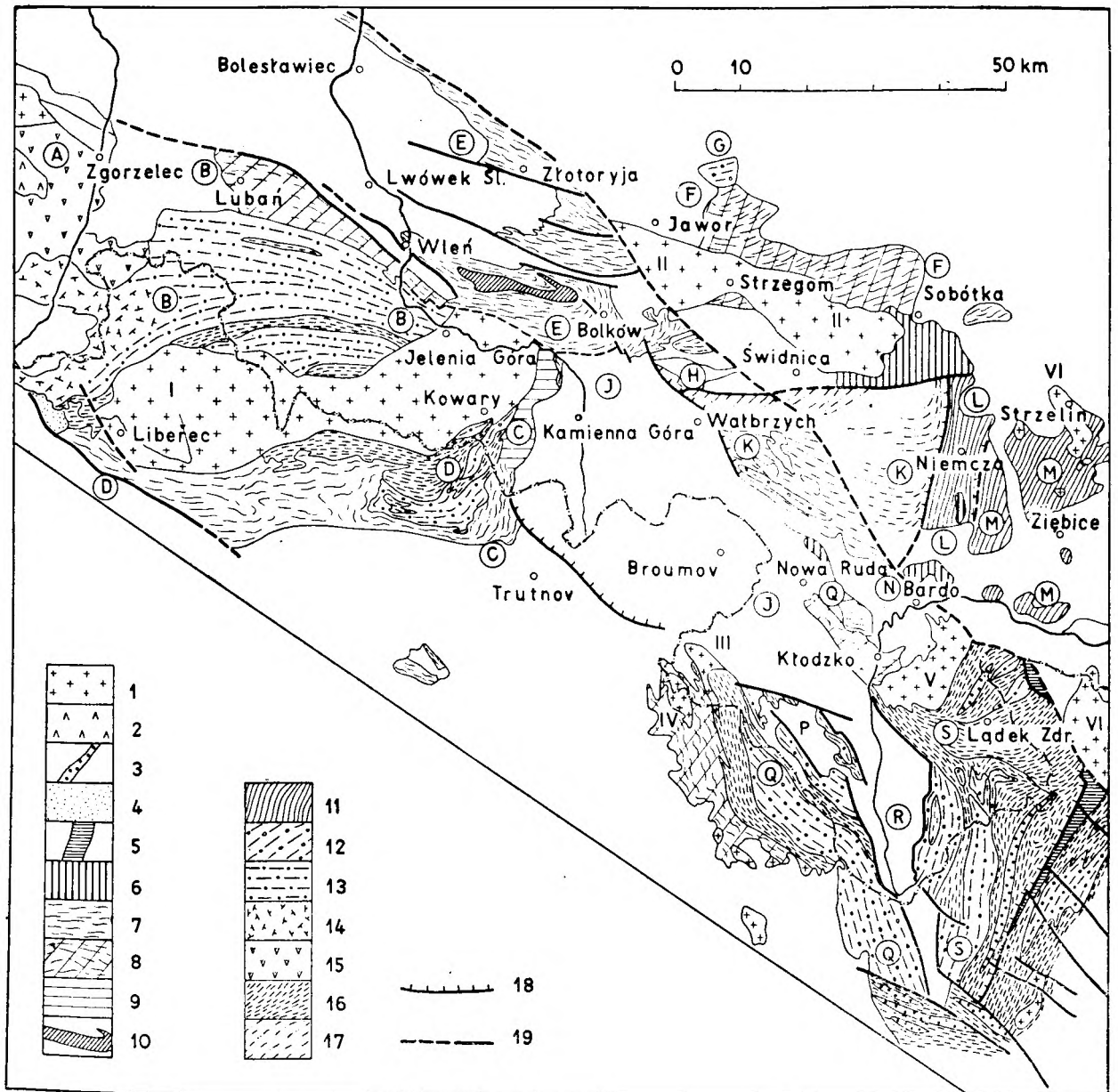
Przechodząc do konkretnej problematyki sudeckiej, autor przedstawia poniżej kilka ważniejszych zagadnień nie wyjaśnionych dotychczas dostatecznie, utrzymując dyskusję nad

tymi zagadnieniami w formie jak najbardziej treściwej. Zagadnienia wybrane są następujące: 1) wiek gnejsów izerskich, 2) stratygrafia metamorfizmu wschodnich Karkonoszy, 3) niektóre zagadnienia stratygraficzne Gór Kaczawskich i stratygrafia serii łupkowych leżących we wschodnim przedłużeniu tych gór, 4) wiek metabazytów i bazytów w otoczeniu bloku sowiogórskiego, 5) stratygrafia metamorfizmu okrywającego masyw granitoidowy Strzelin — Żulova i 6) stratygrafia metamorfizmu kłodzkiego (fig. 1).

WIEK GNEJSÓW IZERSKICH

Gnejsy izerskie, uważane dawniej za intruzję synorogeniczną (wedle dzisiejszej nomenklatury synkinematyczną), łączono początkowo z tektogenezą kaledońską. Obecnie wiemy, że jest to zespół poligeniczny (Kozłowska-Koch 1961, 1965). Wiek geologiczny materiału, z którego powstały różne człony omawianego zespołu, może być zatem bardzo różny i po części nieuchwytny. Zachodzi jednak pytanie, w jakich okresach geologicznych przeobrażał się on osiągając swą postać późniejszą. Większość geologów skłania się dziś do wniosku, że gnejsy izerskie stanowią zespół uformowany w prekambrze lub w czasie tektogenezы assyntyjskiej, której istnienie w obrębie bloku Karkonoszy jest przyjmowane, jednak dotychczas nie udowodnione (por. Kodym & Svoboda 1948, K. Smulikowski 1951, H. Teisseyre, K. Smulikowski & Oberc 1957, Oberc 1960a, 1961, 1965, J. & M. Szalamacha 1958, Kozłowska-Koch 1960, 1961, 1965a, H. Teisseyre 1962). Ostatnio H. R. Gaertner (1964) przychylił się do opinii, że zespół gnejsów izerskich jest raczej prekambryjskiego wieku, opierając się na własnych badaniach wykonanych jeszcze w 1939 r.

Nie zupełnie właściwe jest jednak przeciwstawianie tej opinii poglądom autora i K. Smulikowskiego chociażby dlatego, że autor niniejszego artykułu zamieścił w przewodniku do wycieczek „Konferencji w sprawie północnej granicy Masywu Czeskiego” następujący *passus*: „These schists have been assigned formerly to the Old-Paleozoic strata, and the granite gneisses of Izera were considered as a Young Caledonian synorogenic intrusion. Both series are now looked upon as rather Precambrian in age, though direct proofs of such an age are lacking as yet”. (H. Teisseyre 1962). H. R. Gaertner był obecny na wspomnianej konferencji i otrzymał egzemplarz przewodnika. Pomijając tę sprawę argumenty H. R. Gaertnera nie są zgodne z wynikami badań szczegółowych przeprowadzonych przez polskich petrografów i geologów. Wyżej



wspomniany autor przyjmuje bowiem, że gnejsy izerskie reprezentują magmową intruzję, gdy tymczasem od 1960 r. wiemy, że powstały one przez granityzację serii łupkowej, przynajmniej w znacznej mierze.

H. R. Gaertner wnioskuje dalej, że gnejsy izerskie muszą być starsze od kambru i uległy przefaldowaniu przed kambrem, ponieważ dolnokambryjskie wapienie z Pokrzywnika (Riemensdorf) leżące na gnejsach nie wykazują śladów metamorfizmu kontaktowego. Odnośnie do tej interpretacji wypada zauważyć, co następuje:

1. Wiek wapieni z Pokrzywnika nie jest znany, jednak wydaje się rzeczą najprawdopodobniejszą, że mamy tu do czynienia z wapieniem wojcieszowskim.

2. Soczewkę wapieni z Pokrzywnika dzieli od gnejsów izerskich seria łupków co najmniej 100 m gruba. Seria ta łączy się przejściami metasomatycznymi z gnejssem i leży na nim zupełnie zgodnie.

3. Na kontakcie z gnejssem łupki nie wykazują żadnych oznak przeobrażeń wysokotemperaturowych, a hornfelsy kordierytowe wspomniane przez H. R. Gaertnera nie zosta-

Fig. 1

Sudeckie serie metamorficzne i ciała intruzywne (próba ujęcia stratygraficznego)

I—I — masyw Karkonoszy, II—II — masyw Strzegom — Sobótka, III — masyw Kudowy, IV — masyw Czermy, V — masyw Kłodzko-złotostocki, VI—VI — masyw Strzelin — Żulowa

1 — postkinematyczne granitoidy waryscyjskie, 2 — synkinematyczne granitoidy waryscyjskie, 3 — granodioryt łuzycycki, 4 — słabo zmetamorfizowany górny dewon, 5 — zmetamorfizowany dolny i środkowy dewon Sudetów Wschodnich, 6 — bazyty i metabazyty okalające blok gnejsowy Gór Sowich — prawdopodobnie starszy paleozoik, 7 — kambro-sylur Gór Kaczawskich, ordowik górny i sylur południowych Karkonoszy, sylur metamorfiku kłodzkiego, 8 — kambro-sylur i prawdopodobnie też eokambr, 9 — prekambry, kambro-sylur i prekambry lub ordowik i sylur? wschodnich Karkonoszy, 10 — łupki radzimowickie — eokambr, 11 — łupki, mylonity i gnejsy strefy Niemczy i okrywy granitu strzelińskiego — prekambry, częściowo paleozoik, 12 — granitognejsy metasomatyczne — prekambry?, assyntyk? lub kaledonik?, 13 — poligeniczny zespół gnejsów izerskich — prekambry, assyntyk? lub kaledonik?, 14 — granit rumburski — assyntyk?, 15 — granodioryt zawidowski — assyntyk?, 16 — paragnejsy i migmatyty — prekambry?, assyntyk? lub kaledonik? oraz serie łupków łyszczkowych — prekambry, 17 — paragnejsy i migmatyty bloku sowiogórskiego — prekambry, może archaik, 18 — ważniejsze nasunięcia, 19 — uskoki

A — blok łuzycycki, B—D—C — blok Karkonoszy, B—B — region izerski, C—C — Karkonosze wschodnie, D—D — Karkonosze południowe, E—E — Góry Kaczawskie, F—F — metalupki we wschodnim przedłużeniu Gór Kaczawskich, G — gnejsy Wądroża Wielkiego, H — depresja Świebodzice, J—J — niecka śródsudecka, K—K — blok sowiogórski, L—L — strefa dyslokacyjna Niemczy, M—M — metamorfik w okrywie masywu Strzelin — Żulowa, N — Góry Bardzkie, O — metamorfik kłodzki, P — Góry Bystrzyckie, Q—Q — Góry Orlickie, R — rów górnej Nysy, S—S — region Łąka i Śnieżnika

Metamorphic series and intrusive bodies of the Sudetes
(general stratigraphic features)

I—I — Karkonosze massif, II—II — Strzegom — Sobótka massif, III — Kudowa massif, IV — Czerma massif, V — Kłodzko — Złoty Stok massif, VI—VI — Strzelin — Żulowa massif

1 — postkinematic Variscan granitoids, 2 — synkinematic Variscan granitoids, 3 — Lusatian granodiorite, 4 — Upper Devonian, slightly metamorphic, 5 — Lower and Middle Devonian of the Eastern Sudetes metamorphic, 6 — basic and metabasic rocks in the neighbourhood of Sowie Góry block Old Paleozoic? 7 — Cambro-Silurian of the Kaczawa Mts., Upper Ordovician and Silurian of the Southern Karkonosze, Silurian of the Kłodzko metamorphic region, 8 — Cambro-Silurian or Old Paleozoic in general, probably also Eocambrian, 9 — Precambrian?, Precambrian and Cambro-Silurian? or rather Silurian? of Eastern Karkonosze, 10 — Radzimowice slates and phyllites — Eocambrian, 11 — schists, mylonites and gneisses of the Niemcza zone and the metamorphic complex encasing the Strzelin — Żulowa intrusive body, Precambrian and Paleozoic, 12 — metasomatic granite-gneisses-Precambrian? Assyntian? or Caledonian?, 13 — polygenic Izera-gneisses — Precambrian? Assyntian? or Caledonian?, 14 — Rumburg granite — Assyntian?, 15 — Zawidów granodiorite — Assyntian? 16 — paragneisses and migmatites — Precambrian? Assyntian? or Caledonian? crystalline schists — Precambrian, 17 — paragneisses and migmatites of the Sowie Góry block — Precambrian, perhaps Archean, 18 — main thrusts, 19 — main faults

A — block of Lusatia, B—D—C — block of Karkonosze, B—B — Izera region, C—C — Eastern Karkonosze, D—D — Southern Karkonosze, E—E — Kaczawa Mts, F—F — metamorphic series in the eastern prolongation of the Kaczawa Mts., G — gneisses of Wądroże Wielkie, H — Świebodzice depression, I—I — Intrasudetic basin, K—K — gneissic block of Sowie Góry, L—L — zone of Niemcza, M—M — metamorphic complex encasing the Strzelin — Żulowa intrusive body, N — Bardo Mts., O — Kłodzko metamorphic complex, P — Bystrzyca Mts., Q—Q — Orlica Mts., R — Upper Nysa graben, S—S — region of Łąka — Śnieżnik

ły znalezione przez współpracowników autora mimo szczegółowego zbadania terenu i licznych szurfów. Strefa łupków, która przylega do gnejsów izerskich, charakteryzuje się jedynie blaszczą mikroklinową, opisaną już wcześniej przez W. Schmuck (1957).

4. Szczegółowe badania J. Skałowej (praca w druku) oraz W. Smulikowskiego, oparte nie tylko na odkrywkach istniejących w terenie, lecz także na bardzo licznych wkopach i rowach, wykazały, że nie ma podstaw do przyjmowania luki sedymentacyjnej i dyskordancji między wapieniami a niżej leżącą strefą łupków przygnejsowych. Podobnie brak jakichkolwiek oznak niezgodności między wspomnianymi łupkami a zespołem formacji niewątpliwie kaczawskich. W odkrywkach, rowach i szurfach nie dostrzeżono takich szczegółów, które wskazywałyby, że bardziej zmetamorfizowane łupki przygnejsowe są wszędzie

oddzielone dyslokacją od słabiej przeobrażonych łupków regionu kaczawskiego. Przeciwnie — stwierdzono, że oba zespoły leżą zgodnie i raczej łączą się stopniowymi przejściami, tak że przeprowadzenie ostrej granicy między nimi nie jest możliwe w profilach, które zbadano szczegółowo.

Jest również rzeczą ważną, że lineacje, które obserwował autor, a zwłaszcza J. Skałowa i W. Smulikowski, układają się raczej zgodnie w łupkach kaczawskich omawianej okolicy, w łupkach przygnejsowych i przyległej strefie gnejsów izerskich.

Jedna lineacja może się łączyć genetycznie tylko z jedną deformacją. Załóżmy, że gnejsy izerskie przylegające do Gór Kaczawskich uległy dwa razy deformacji — w tektogenezie assyntyjskiej i młodokaledońskiej albo starowaryscyjskiej, i że obie wytworzyły swój własny system struktur liniowych. Struktury

te mogą nakładać się na siebie równolegle, jeżeli siły deformujące działały w tym samym kierunku. Mimo to powinny być widoczne dwie generacje struktur liniowych. Nie ulega bowiem wątpliwości, że właściwości fizyczne skał zespołu izerskiego uległy zmianie między jedną a drugą deformacją, a ponadto każda z nich zachodziła w innych warunkach środowiska fizyko-chemicznego. Obie generacje lineacji powinny się więc różnić charakterem, morfologią i budową wewnętrzną struktur im właściwych. Nie jest oczywiście wykluczone, że deformacja młodsza zatarła zupełnie efekty deformacji starszej. Wtedy jednak możemy tylko domyślać się tej ostatniej, jeśli mamy na to jakieś pośrednie wskazówki i suponować hipotetycznie taki czy inny jej wiek.

Szczegóły ujawnione w okolicach Wlenia przez dotychczasowe badania J. Skałowej i W. Smulikowskiego najprościej można by wytłumaczyć założywszy, że główna deformacja gnejsów izerskich i Gór Kaczawskich jest ta sama i że chodzi tu o tektogenezę młodokaledońską lub rozwijającą się na pograniczu kaledoniku i waryscyku. Do takiego poglądu skłania się J. Skałowa, nawiązując w ten sposób do opinii J. Chaloupskiego (1958, 1965), według którego na południe od Karkonoszy główna deformacja jest młodokaledońska zarówno w kompleksie uważanym za prekambry, jak i w serii ordowicko-sylurskiej.

Większość geologów sudeckich uważa jednak, że zespół gnejsów izerskich łączy się raczej z tektogenezą assyntyjską. Wyniki poszukiwań J. Chaloupskiego (1963) nie przeczą takiemu pogładowi. Autor ten znalazł otoczaki niektórych skał zespołu izerskiego w zlepieńcach zaliczanych do górnego ordowiku na obszarze występowania utworów metamorficznych, położonym na południe od Karkonoszy i Gór Izerskich. Brak jakichkolwiek śladów dyskordancji między zespołem skał izerskich a kambrosylurem kaczawskim w okolicy Pilchowic (Skałowa) podważa jednak koncepcję orogenezy assyntyjskiej w tej części Sudetów i umacnia w przekonaniu, że wiek gnejsów izerskich jest ciągle jeszcze dyskusyjny.

STRATYGRAFIA METAMORFIKU WSCHODNICH KARKONOSZY

Nie ma zgody wśród geologów co do podziału stratygraficznego utworów metamorficznych otaczających od wschodu granitową intruzję Karkonoszy. Gdy jedni są zdania, że całość tych utworów należałoby zaliczyć do starszego paleozoiku, inni widzą w nich dwie serie — prekambryjską i staropaleozoiczną. Rozgraniczenie tych serii jest jednak różnie inter-

pretowane przez poszczególnych autorów. I tak np. J. Oberc (1960a) zalicza do prekambry niemal całość metamorfiku wschodnich Karkonoszy. Starszy paleozoik reprezentują według niego jedynie słabo zmetamorfizowane utwory okolic Niedamirowa i wąski pas metałupków na południe od Ciechanowic. Innego zdania jest J. Szałamacha, który zdaniem moim słusznie zalicza do starszego paleozoiku całą strefę łupkową, ciągnącą się w przedłużeniu zespołu ordowicko-sylurskiego, wydzielonego w osłonie metamorficznej Karkonoszy po stronie czeskiej (informacja ustna). Tak pojęta strefa Niedamirowa sięga aż po przełom Bobra. Idąc od granicy czeskiej ku północy zaznacza się w niej wyraźny, lecz raczej stopniowy wzrost metamorfizmu, zgodnie z tym co swego czasu zauważył G. Berg. Od zachodu i od wschodu strefie Niedamirowa towarzyszą według J. Szałamachy utwory prekambryjskie. Po stronie zachodniej są to gnejsy Kowar i związane z nimi łupki łyszczkowe, po wschodniej zaś seria Leszczyńca. Jeszcze inną sugestię podał mi w rozmowie J. Teisseyre, stwierdzając możliwość zaliczenia do syluru także i wspomnianej ostatnio serii.

NIKTÓRE ZAGADNIENIA STRATYGRAFICZNE GÓR KACZAWSKICH I STRATYGRAFIA SERII ŁUPKOWEJ LEŻĄCEJ W ICH WSCHODNIM PRZEDŁUŻENIU

Prymitywne tabułaty znalezione przez T. Guńię w najwyższej części wapienia wojcieszowskiego w Lipie, pozwalają ją zaliczyć do środkowego kambry (informacja ustna). Przynależność niższej części tego wapienia do dolnego kambry jest rzeczą bardzo prawdopodobną. Potwierdza się zatem teza geologów niemieckich, według których wapienie wojcieszowskie odpowiadają serii wapiennej lub wapienno-łupkowej okolic Zgorzelca. W północnym łuku fałdów sudeckich (osadowa osłona masywu łużyckiego oraz Góry Kaczawskie i ich przedłużenie w bloku przedsudeckim) zjawia się tedy jeden zasadniczy poziom skał węglanowych w kambry dolnym i środkowym, pomijając oczywiście drobne sporadyczne wystąpienia w innych formacjach. Inaczej jest w łuku południowym (blok Karkonoszy, metamorfik kłodzki, metamorfik Gór Orlickich i Bystrzyckich, serie przeobrażone Śnieżnika), gdzie skały wapienne zjawiają się w dwu poziomach. Starszy zaliczany jest dziś powszechnie do prekambry (marmury węglanowe i erlany), młodszy zaś jest wieku górnosylurskiego, na co wskazują badania stratygraficzne geologów czeskich na południe od Karkonoszy i fauna koralowców, odkryta i opisana ostatnio przez

T. Gunię i I. Wojciechowską (1965) w wapieniach krystalicznych okolic Bożkowa, na północ od Kłodzka.

Oba wspomniane łuki fałdowe Sudetów wykazują różnice w rozwoju litologicznym także i w innych poziomach stratygraficznych. Tak np. w Górach Kaczawskich (łuk — gałąź północna) zieleńce zjawiają się przede wszystkim w wyższym kambrze, w południowych zaś Karkonoszach a także w okolicach na północ od Kłodzka (według I. Wojciechowskiej) w górnym sylurze nad łupkami chlorytowymi z soczewkami wapieni.

Również rozwój utworów dewońskich jest różny w obu gałęziach fałdowych. Na południo-zachód od masywu Karkonoszy zjawiają się szarogłazy przykryte przez górnodewońskie wapienie, nad którymi leżą kolejno diabazy i tufy diabazowe. Górny dewon znany jest również w okolicy Kłodzka. Ma on tu około 40 m grubości i jest rozwinięty w wapiennej facji epikontynentalnej.

W odległości około 30 km na północny zachód od okolic Kłodzka zjawiają się te same piętra górnego dewonu w depresji Świebodzic. Są one tu wykształcone jako synorogeniczna molasa o miąższości około 1500 m, a w północnej części wspomnianego regionu prze-fałdowana z brzeżnymi elementami metamorfizmu kaczawskiego.

Na Łużycach geologowie niemieccy znaleźli kompletną serię dewońską, która ku górze wiąże się z kulmem. Formacje te uległy prze-fałdowaniu z sylurem, ordowikiem i kambrem w czasie orogenezy waryscyjskiej.

Byłoby rzeczą ważną przekonać się, czy w głębi Gór Kaczawskich nie występują też skały osadowe dewonu, jak to przypuszcza H. Brause (1965). Autor wątpi jednak, aby można było zaliczyć do górnego dewonu zlepieńce z Tarczyna (Kuttenbergquarzit) (Brause 1965). Te drobnoziarniste skały psefitowe i gruboziarniste psammity tworzą soczewki wśród łupków w różnych miejscach Gór Kaczawskich, między innymi w jednostce Cieszowa, gdzie występują pod nazwą zlepieńców i kwarcytów z Sądów Górnych. Są one wyraźnie choć słabo zmetamorfizowane i czasem wykazują łatwo dostrzegalną elongację ziarna w kierunku lineacji B_1 . Zawierają ponadto wkładki metalupków i wiążą się stratygraficznie z metalupkami uważanymi za ordowik, w których tkwią, tworząc najczęściej drobne lub wielkie struktury budinażowe.

Zlepieńce z Tarczyna i odpowiadające im kwarcyty i zlepieńce z Sądów Górnych różnią się wyraźnie od zlepieńców górnego dewonu występujących w depresji Świebodzic, a zatem

w najbliższym sąsiedztwie jednostki Cieszowa. Zlepieńce wspomnianej depresji należą do fanu i do famenu, tworząc lite i często bardzo grube ławice wśród mułowców i szarogłazów. Cały ten zespół jest nietknięty przez procesy regionalnego metamorfizmu, chociaż w północnej części depresji Świebodzic uległ silnemu prze-fałdowaniu ze skałami jednostki Cieszowa. Jest on niewątpliwie znacznie młodszy od skał tej jednostki, bowiem w zlepieńcach górnodewońskich depresji Świebodzic można znaleźć otoczaki spilitów i metalupków cieszowskich, ukazujących się na powierzchni w bezpośrednim sąsiedztwie. Warto również podkreślić, że zlepieńce górnodewońskie depresji Świebodzic są znacznie grubiej ziarniste i gorzej wysortowane niż ziarno zlepieńców z Tarczyna i Sądów Górnych. Pierwsze tkwią w serii reprezentującej synorogeniczną molasę, zawierającej liczne szczątki flory i fauny, drugie natomiast stanowią osad rozwijającej się geosynkliny i poprzedzają nie tylko procesy orogeniczne, lecz także i całą uprzednią tektogenezę, z którą wiąże się metamorfizm. Nie są w nich znane jakiegokolwiek szczątki organiczne.

Niemniej nie można wykluczyć występowania dewońskich skał osadowych w Górach Kaczawskich, a zwłaszcza w najbardziej zachodniej ich części koło Lubania. Zważyć wszakże należy, że idąc od Łużyc w kierunku wschodnim stwierdzamy niemal stałe podnoszenie się elementów strukturalnych. Świadczy o tym nachylenie lineacji B_1 skierowane pod kątem na ogół miernymi ku W, WNW lub NW na obszarze między okolicami położonymi na wschód od Zgorzelca a obszarem przylegającym do Wlenia od zachodu. Nie jest zatem wykluczone, że utwory dewońskie rozpoznane na Łużycach wychodzą stopniowo w powietrze w kierunku wschodnim.

Nie ma też w tej chwili dowodu na istnienie kulmu we wschodnim przedłużeniu Gór Kaczawskich, w obrębie bloku przedsudeckiego, jak to sugeruje H. Brause (1965). Zważywszy jednak, że w strefie Niemczy znaleziono spory wizeńskie w słabo zmienionych łupkach zaklinowanych wśród starszych utworów metamorficznych, ewentualność taka nie jest wykluczona (Dziedzic & Górecka 1965). Brak natomiast podstaw do rozdzielania starszego paleozoiku od ewentualnego prekambriu między Strzegomiem a Sobótką, jak to próbuje uczynić J. Oberc (1965a). Zmiany przebiegu lineacji, a tym bardziej ułożenia foliacji nie upoważniają do żadnych wniosków stratygraficznych, jeśli się zważy, że ułożenie tego rodzaju elementów strukturalnych może być bardzo zmienne w jednym i tym samym tektogenie,

a nawet w jednej i tej samej jednostce tektonicznej.

Stopień metamorfizmu metałupków okrywających masyw granitowy Strzegom—Sobótka podnosi się wybitnie w pobliżu kontaktu z tym masywem i nie jest zależny od wieku geologicznego. Wszystkie wspomniane metałupki i towarzyszące im inne skały metamorficzne H. J. Fabian (1938) uważał za utwory kambro-syluru. J. Jerzmański (1965) zaliczył do ordowiku i syluru metałupki, które zbadał szczególnie na obszarze położonym na północ od Strzegomia a między brzegiem Sudetów.

Wiele dyskutowano także nad występowaniem prekambriu w strefie metamorficznej otaczającej od północy blok sowiogórski. Niektórzy badacze niemieccy suponowali tu występowanie łupków algonckich. M. Koch-Kozłowska (1957) opisując gnejsy z Wądroża Wielkiego wyraziła opinię, że skały te powstały przed kaledońską epoką fałdowania wskutek wielofazowej, metasomatycznej granityzacji starszej serii łupkowej. Nie udało się jednak dotychczas uzyskać bezpośrednich i zupełnie przekonujących kryteriów, które pozwoliłyby na przeprowadzenie stratygrafii omawianej strefy metamorficznej chociażby w sposób ogólny, ale za to obiektywny i bezsporny.

WIEK METABAZYTÓW I BAZYTÓW W OTOCZENIU KRY GNEJSOWEJ GÓR SOWICH

Zasadowe intruzje, które towarzyszą na znacznej przestrzeni brzegom trójkątnego bloku Gór Sowich, reprezentowane są przede wszystkim przez gabra, metagabra i serpentytyny. Nagromadzenie się ich w pobliżu krawędzi gnejsów sowiogórskich wskazuje, że krawędziom tym towarzyszyły w pewnych okresach bardzo głębokie dysjunkcje, którymi podchodziły ku górze magmy ultrazasadowe i zasadowe.

Wiek tych intruzji magmowych nie jest dotychczas ustalony. Część geologów widzi w nich utwory raczej staropaleozoiczne, natomiast J. Oberc (1960b) zalicza je w całości do prekambriu, nie podając jednak uzasadnienia swej koncepcji.

Sprawę tę trudno rozstrzygnąć w obecnym stanie badań. Wspomniane bazyty i metabazyty mogą być zresztą dość różnego wieku. Wydaje mi się w każdym razie, że ich wiek staropaleozoiczny jest bardziej prawdopodobny, ponieważ w przyległych partiach Sudetów wielkie masy wylewnych skał zasadowych towarzyszą raczej utworom kambro-syluru.

STRATYGRAFIA METAMORFIKU OKRYWAJĄCEGO MASYW STRZELIN—ŻULOVA

Stratygrafia osłony metamorficznej masywu Strzelin — Żulova nie jest dotychczas wyjaśniona ani pod względem następstwa poszczególnych serii litologicznych, ani wieku serii, które tu można wydzielić. Proponowane rozwiązania poruszonego problemu są niepewne, ponieważ brak im przekonujących argumentów, opartych na faktach, które można by interpretować tylko jednoznacznie.

Dawniejsi badacze zaliczali omawiany metamorfik do dewonu. J. Oberc (1960b, 1965) natomiast jest zdania, że mamy tu do czynienia w znacznej mierze z proterozoikiem. Istotnie niektóre ogniwa skalne dalszych okolic Strzelina są podobne do elementów litologicznych metamorfiku łądeckiego, dziś powszechnie uważanego za prekambr. Co więcej — te ogniwa skalne zdają się leżeć w przedłużeniu powyższego metamorfiku. Nie są to jednak kryteria wystarczające do ustalenia wieku porównywanych skał w sposób pewny. Podobne procesy metamorficzne dają podobne zespoły skalne, jeśli litologia serii jest zbliżona, bez względu na to czy porównywane zespoły skalne są tego samego wieku, czy też nie i czy leżą bardzo blisko siebie, czy też w regionach bardzo odległych.

Zagadnienie stratygrafii metamorfiku okrywającego intruzję granitoidową Strzelin — Żulova jest zdaniem autora w dalszym ciągu otwarte. Mogą występować tu skały zarówno paleozoiczne, jak i proterozoiczne, podobnie jak to stwierdzono w strefie Niemczy.

Dlatego autor przychyliła się raczej do ostrożnego stanowiska L. Wójcika (rzecz w opracowaniu), który skały metamorficzne okolic Strzelina podzielił prowizorycznie na serię silnie zmetamorfizowaną, prawdopodobnie starszą i serię słabiej zmetamorfizowaną, prawdopodobnie młodszą. Seria pierwsza reprezentuje zapewne prekambr, zaś druga może należeć do dewonu.

STRATYGRAFIA METAMORFIKU KŁODZKIEGO

Wyspa skał metamorficznych, która ukazuje się spod młodszych i nieprzeobrażonych formacji w okolicach Kłodzka, nastrocza wiele problemów geologicznych, bardzo trudnych do rozwiązania. Między innymi jej stratygrafia nie przedstawia się jasno i bezspornie. Wyspa ta mierzy około 100 km² powierzchni i leży najprawdopodobniej w całości w przedłużeniu metamorficznej okrywy Karkonoszy, należąc do południowego łuku fałdów sudeckich.

Zgodnie z ujęciem E. Bederkego (1929a) w metamorfiku kłodzkim wyróżnić można dwie

zasadnicze części, a to: część południowo-zachodnią i część północno-wschodnią. Część pierwsza wykazuje bardziej urozmaicony inwentarz skalny i na ogół wyższy stopień metamorfizmu w stosunku do części północno-wschodniej, w której dominuje facja zielenkowa.

Nawiązując do badań petrologicznych M. Kozłowskiej-Koch (1960) nadmienimy, że do skał najbardziej charakterystycznych dla części południowo-zachodniej należą ortoamfibolity, różnego typu gnejsy, metawulkanity i fyllity (parałupki). Wedle niej ortoamfibolity stanowią przeobrażone gabry i diabazy, zaś metawulkanity powstały z bazaltów, andezytów i riolitów. Oba te zespoły skał oraz towarzyszące im parałupki dały początek różnym gnejsom w partii, w której uległy silnej granityzacji. Część gnejsów przeobraziła się następnie w mylonity wskutek silnych deformacji, a blasta subsekwentna względem tych deformacji przeistoczyła je w blastomylonity.

W północno-wschodniej części metamorfiku kłodzkiego można wyróżnić za I. Wojciechowską (praca w druku) następujące zespoły skalne, od dołu: fyllity ilaste z wkładkami fyllitów szarogłazowych i soczewkami krystalicznych wapieni (fyllity z Bożkowa), łupki chłorytowe przeławicane podobnymi wapieniami i wkładkami porfiroidów, a przykryte przez serię metadiabazów.

Poglądy na stratyografię metamorfiku kłodzkiego opierały się dotychczas jedynie na porównywaniu litologii skał różnych obszarów. Dopiero fauna koralowców znaleziona i opisana niedawno przez T. Gunię i I. Wojciechowską (1965) wprowadziła do dyskusji nad stratyografią metamorfiku kłodzkiego element nowy o podstawowym znaczeniu. Fauna ta występuje w wapieniach towarzyszących fyllitom z Bożkowa i zawiera formy typowe dla dolne-

go ludlowu. Fakt ten pozwala w konsekwencji zaliczyć cały zespół metamorficzny północnej części metamorfiku kłodzkiego do górnego syluru, zgodnie ze schematem stratygraficznym podanym przez J. Svobodę (1955). Stratygrafia południowej części tego metamorfiku jest jednak nadal dyskusyjna. I. Wojciechowska stwierdza, że występują tu elementy litologiczne, które można nawiązać do niektórych zespołów skalnych części północnej, jednak obecność skał starszych jest tu również prawdopodobna.

UWAGI METODOLOGICZNE

Kończąc tych kilka uwag o stratygrafii metamorfiku w obrębie polskich Sudetów pragnę podkreślić, że nowe koncepcje nieuzasadnione lepiej od poprzednich, nie posuną naszej wiedzy naprzód. Podane do wiadomości w sposób autorytatywny, nie dopuszczający jakichkolwiek wątpliwości, budzą nieufność, a przy braku odpowiedniej argumentacji zasługują raczej na dezaprobatę.

Tylko systematyczne badania pozwolą lepiej i dokładniej opracować stratyografię metamorfiku. W pierwszym rzędzie musimy tu wymienić żmudne poszukiwania za dokumentacją paleontologiczną i szukanie właściwych metod określania bezwzględnego wieku skał i procesów metamorficznych.

Pośrednie metody stratygraficzne powinny być także uwzględnione jako uzupełniające. Należałoby je stosować raczej kompleksowo, na tle całokształtu danych geologicznych z większego obszaru. Wyniki osiągnięte wyłącznie tą drogą należy podawać ostrożnie z zastrzeżeniem, że chodzi o rozwiązania prawdopodobne lub najbardziej prawdopodobne w obecnym stanie badań.

WIEK I NASTĘPSTWO GŁÓWNYCH DEFORMACJI W METAMORFIKU SUDECKIM

UWAGI OGÓLNE O TEKTOGENEZIE, OROGENEZIE I TEKTONICE GRAWITACYJNEJ

W rozdziale poprzednim autor omówił trudności, które napotykamy przy ustalaniu stratygrafii metamorfiku sudeckiego. Podał też wybrane poglądy odnośnie do stratygrafii niektórych regionów, wskazując problemy nierozwiązane w sposób dostatecznie dokładny lub dostatecznie pewny. Kolejno wypada się zająć wiekiem i następstwem deformacji w sudeckich seriach metamorficznych.

W dyskusji zamieszczonej poniżej będziemy odróżniali procesy tektogeniczne od orogenicznych (*sensu stricto*) zgodnie z propozycjami E. Wegmanna (1955). Przez procesy tektogeniczne lub tektogenezę będziemy rozumieli ruchy skorupy ziemskiej i odkształcenia w fałdujących się geosynklinach, kiedy składowa tangencjalna ruchów znacznie przeważa nad składową pionową. Tu należą zwłaszcza przejawy tworzenia się wielkich nasunięć i piaszczowin, które tłumaczy się na ogół podsuwa-

niem się cokołów przedmurza, stanowiących początkowo brzegi stref geosynklinalnych.

Orogeneza, czyli geneza reliefu, następuje w geosynklinach górotwórczych zasadniczo po procesach tektogenicznych. Zwykle jednak nie da się rozgraniczyć obu tych procesów zarówno w przestrzeni, jak i w czasie. Czasem dochodzą one do głosu prawie jednocześnie, na przemian lub zazębiają się w sposób skomplikowany. Szczególną komplikację na ogół trudną do oceny stanowią zjawiska tektoniki grawitacyjnej związane z ruchami orogenicznymi. Te ostatnie powodują często szybkie podnoszenie się i zestromienie gotowych już zasadniczo struktur fałdowych, silnie atakowanych przez erozję.

Zjawiska tłumaczone tektoniką grawitacyjną są znane z wielu łańcuchów górskich. Wydaje się, że ich mechanika nie zawsze jest ta sama i nie zawsze tłumaczona w sposób właściwy, wskutek czego dochodzi do nieporozumień i niejednokrotnie do nie kończących się dyskusji.

Pamiętać musimy przede wszystkim, że tektonika grawitacyjna jest zjawiskiem wtórnym, wywołanym przez uprzednie procesy tektoniczne. W Sudetach, a także gdzie indziej, obserwował autor zjawiska, które można uważać za produkty tektoniki grawitacyjnej w erozyjnie izolowanych lub erozyjnie odkorzenionych masach skalnych, uprzednio przełałdowanych. Masy takie występowały na skrzydłach podniesionych i spiętrzonych struktur lub na brzegach wydzwigniętych bloków. Między erozyjnie izolowanymi masami a podniesionymi blokami lub spięzonymi innymi strukturami występują strefy poślizgowe, niejednokrotnie ukryte w seriach skał łupkowych. W wielu przypadkach można założyć, że przesuwanie się mas skalnych izolowanych względem podnoszącego się i stromiejącego ich podłoża było stopniowe i odbywało się w miarę jak to podłoże ulegało wypiętrzeniu. Po prostu grawitacja nie dopuszczała do poważniejszego podnoszenia się i spiętrzania izolowanych erozyjnie mas. Ruchy podnoszącego się podłoża i poślizgi na kontakcie z erozyjnie izolowanymi fragmentami odbywały się wówczas prawie synchronicznie. W wielu przypadkach można przyjąć, że masy skalne erozyjnie izolowane, jakkolwiek stromiały w czasie podnoszenia się ich podłoża, to jednak w zasadzie pozostawały w miejscu poprzednim wykonując jedynie rotację wokół osi poziomej prawie nieruchomej. Wówczas na granicy obu zespołów skalnych, poruszającego się do góry i prawie nieruchomego, lecz stopniowo rotującego, muszą zjawić się ślizgi i mogą wystąpić zjawiska tektoniki wtórnej o charakterze grawitacyjnym.

Efekt będzie ten sam także w przypadku, w którym izolowane masy skalne i niżej leżące struktury jednocześnie się podnoszą i stromieją, oczywiście z tym założeniem, że podnoszenie się mas izolowanych jest znacznie wolniejsze niż zespołu skał w ich podłożu. I w tym przypadku będzie się rozwijał stopniowo ześlizg typu grawitacyjnego, w miarę jak się będzie zmieniało położenie obu zespołów skalnych względem siebie wskutek ruchów dyferencjalnych uwarunkowanych działaniem grawitacji. Fałdy ciągnięte a także tzw. „kaskadowe” mogą wtedy powstać zarówno w izolowanej erozyjnie masie skalnej, jak i w przyległej partii szybciej podnoszącego się podłoża. Są one zwrócone zawsze w kierunku mas opóźnionych w ruchu, podobnie jak i w diapirach, a zatem przeciwnie niż w normalnie rozwijających się fałdach koncentrycznych.

Autorowi są znane jednak i inne przypadki tektoniki, które wypada zaliczyć do tektoniki grawitacyjnej. W przypadkach tych można założyć faktyczne, a nie dyferencjalne obsuwanie się i ześlizgiwanie izolowanych mas skalnych po stromiejącym skłonie, podobnie jak to przyjmował M. Lugeon (1941) dla płaszczwin prealpejskich.

Właściwe naświetlenie tych i innych subtelności tektonicznych jest rzeczą trudną nawet w młodych łańcuchach górskich, nie zerodowanych aż po partie korzeniowe i dobrze odsłoniętych. Jeszcze trudniej jest wyrokować w sprawach ewolucji tektonicznej w zespołach metamorficznych mniej lub więcej heterogenicznych, a w dodatku źle odsłoniętych i zachowanych fragmentarycznie, jak to ma miejsce w Sudetach.

Niepewności, a często wręcz dowolności interpretacji stratygraficznych powodują, że autorzy różnią się między sobą nie tylko w interpretacji pojedynczych struktur, lecz także w ujmowaniu zasadniczych rysów ewolucji tektonicznej Sudetów. Ten niepomyślny stan rzeczy da się zapewne z czasem usunąć, jednak tylko stopniowo, przez badania szczegółowe, bardzo systematyczne i poprawne metodologicznie, co dziś jeszcze nie zawsze ma miejsce.

EWOLUCJA STRUKTURALNA METAMORFIKU SUDETÓW ORAZ WIEK GŁÓWNYCH FAŁDOWAŃ

U w a g i w s t ę p n e

Przechodząc do wieku głównych deformacji w metamorfiku Sudetów, rozważać będziemy w pierwszym rzędzie takie deformacje, które pozostawiły szczególnie wyraźne ślady, zaznaczając się wszędzie w terenie w postaci struktur makro-, mezo i mikroskopowych. Prócz

tego mogą istnieć ślady odkształceń starszych, słabo zachowanych lub prawie całkowicie zartartych, a także mogą się zjawiać elementy strukturalnie młodsze, wykształcone podrzędnie wskutek słabych stosunkowo stressów. Czasem możemy się domyślać odkształceń bardzo dawnych lub bardzo słabych, albo też takich, które nie pozostawiły po sobie widocznych dziś form strukturalnych, a których istnienie implikują dane petrologiczne, rozwój facjalny serii suprakrustalnych lub inne szczególności.

Jeśli chodzi o wiek głównych przełańdowań w metamorfiku sudeckim, to jeszcze nie dawno większość geologów holdowała poglądom ugruntowanym przez E. Bederkego (1929a, 1931). Za nim przyjmowano, że główne przełańdowanie Sudetów Wschodnich na wschód od nasunięcia ramzowskiego nastąpiło w czasie fazy bretońskiej, natomiast Sudety położone na zachód od tej wielkiej strefy dyslokacyjnej zostały zdeformowane przede wszystkim w czasie tektogenezy kaledońskiej. W ostatnich latach zebrano jednak wiele faktów, które podważyły poważnie koncepcję E. Bederkego. Według nowych poglądów, różnice stratygraficzne między Sudetami Wschodnimi a pozostałą częścią tych gór nie są tak duże, jak to dotychczas przyjmowano. We wschodnich Sudetach zalicza się dziś do assyntyku lub może prekambriu gnejsy kepernickie, uważane dawniej za intruzję wczesnowaryscyjską. Ich łupkowa osłona, która miała reprezentować dewon wedle pierwotnych poglądów, jest zaliczana dziś do algonku. W kopule kepernickiej mamy tedy do czynienia z kompleksem metamorficznym tego samego wieku co w okolicy Łądku i Śnieżnika, przy czym główne człony tego kompleksu wyształcone są podobnie. Z drugiej strony na niektórych obszarach Sudetów położonych na zachód od linii ramzowskiej występuje cały lub prawie cały dewon. W Górach Bardzkich odkryto utwory dewonu dolnego (Oberc 1957b) i prawdopodobnie dolnej części dewonu środkowego (Kuchciński 1964). Dalej ku południowi na brzegu metamorfiku kłodzkiego są znane od dawna izolowane wystąpienia dewonu górnego. Zdaniem niektórych geologów niemieckich dewon dolny, środkowy i górny wykształcił się na Łużycach na północ od masywu krystalicznego.

Góry Kaczawskie

Ekstrapolując wyniki stratygraficzne uzyskane ostatnio w paleozoiku Łużyc H. Brause (1965), H. Jaeger (1963) i inni spodziewają się znaleźć serię suprakrustalną dewońskiego wieku także w Górach Kaczawskich, o czym wspomniano już w części stratygraficznej.

W tym celu wysuwane są różne, niesprawdzone sugestie, jak np. możliwość przynależności do dewonu serii zieleńcowej (Jaeger 1963) lub prawdopodobnie górnodewoński wiek zlepieńców z Tarczyna (Brause 1965).

Wspomniani autorzy zaprzeczają istnieniu tektogenezy młodokaledońskiej w Sudetach. Opierają się przy tym głównie na wynikach badań stratygraficznych obszaru łużyckiego, ekstrapolując te wyniki na całość Sudetów. Sądzą oni, że główna deformacja jest związana z waryscyjską tektogenezą. H. Jaeger (1963) podkreśla następujące momenty, które mają świadczyć przeciw tekto- i orogenezie młodokaledońskiej w Sudetach, a za przełańdowaniem waryscyjskim: 1) brak fliszu kaledońskiego i obecność fliszu waryscyjskiego, 2) brak kaledońskiej molasy i silny rozwój molasy waryscyjskiej oraz 3) brak młodokaledońskiego magmatyzmu synkinematycznego (synorogenicznego) i subsekwentnego, gdy tymczasem magmatyzm taki rozwinął się doskonale w waryscyku.

Według poglądów H. Jeagera tektogeneza Sudetów rozwijała się zasadniczo w okresie między fazami reuską (Reussische Phase) a sudecką, natomiast H. Brause (1965) szczególne znaczenie przypisuje fazie sudeckiej, która między innymi i w Górach Kaczawskich miała spowodować główne deformacje serii skalnych. Nieco inaczej ujęli ewolucję strukturalną Sudetów P. Röhlich i K. Tröger (1961). Badacze ci, nie zaprzeczając istnieniu orogenezy młodokaledońskiej, zwracają uwagę na duże znaczenie ruchów zarówno epeiro-, jak i orogenicznych na przełomie dewonu środkowego i górnego w fazie reuskiej (Reussische Phase). Ruchy pionowe lub przełańdowania, które zaszły w tym właśnie okresie, mają mieć duże znaczenie dla ewolucji strukturalnej całej masy czeskiej. Uogólnienia wspomnianych autorów nie budzą na ogół zastrzeżeń, nie możemy się natomiast zgodzić z koncepcją H. Brausego (1965), według której główne deformacje Gór Kaczawskich zaszły w czasie fazy sudeckiej, podobnie jak w Sakso-Turyngikum na Łużycach.

Z takim poglądem sprzeczne są następujące fakty:

1. Brak dowodów na istnienie dewońskiej serii suprakrustalnej w Górach Kaczawskich przechodzącej w utwory dolnego karbonu.

2. Brak dyskordancji między dolnym i górnym karbonem w okolicach Wałbrzycha, w niedalekim sąsiedztwie południowej krawędzi wspomnianych gór.

3. Utwory eokambriu i kambro-syluru Gór Kaczawskich wykazują wyraźne cechy epimetamorfizmu. Nie ma oznak takich przeobrażeń w karbonie dolnym niecki śródsudeckiej, który styka się bezpośrednio z zieleńcami kaczawski-

mi, oraz w dewonie górnym i turneju depresji Świebodziec.

4. W zlepieńcach dolnego karbonu a także i dewonu górnego występują otoczaki skał tworzących metamorfik kaczawski.

5. Kompleks kaczawski osadził się w geosynklinie przed główną deformacją i składa się z osadów drobno- lub bardzo drobnoziarnistych, którym towarzyszą silne przejawy wulkanizmu inicjalnego. Dewon górny i turneju depresji Świebodziec, a zwłaszcza karbon dolny niecki śródsudeckiej, są reprezentowane w znacznej mierze przez osady gruboklastyczne, osadzone jako synorogeniczna molasa po głównej fazie tektogenicznej w śródgórskich zapadliskach.

6. Serie Gór Kaczawskich są znacznie silniej dynamicznie przeobrażone niż dewon górny i karbon dolny obszarów ostatnio wymienionych. Wtórne złupkowanie spękania (*fracture cleavage*) zjawia się bardzo pospolicie w metałupkach kaczawskich, przecinając foliację pod zmiennym kątem, jednak najczęściej dużym. Jego nachylenie jest bardziej strome lub łagodniejsze od upadu powierzchni sedymentacyjnych, zależnie od tego czy mamy do czynienia z serią normalną, czy też odwróconą. Omawiane złupkowanie jest związane z najstarszą dostrzegalną deformacją, łącząc się genetycznie z lineacją, której autor nadał symbol B_1 (H. Teisseyre 1964). Złupkowanie spękania jest zawsze bardziej strome od warstwowania w mułowcach kulmu i górnego dewonu na obszarach przyległych od południa do Gór Kaczawskich. Występuje ono tu jednak zupełnie wyjątkowo (autorowi znane są jedynie dwa wystąpienia — jedno w mułowcach kulmu w Lubominie, a drugie w mułowcach górnego dewonu w Witoszowie). W kulumie i w górnym dewonie wiąże się ono przy tym raczej z lineacją B_3 .

Najstarsza w Górach Kaczawskich lineacja B_1 łączy się genetycznie z głównym aktem deformacji i jest reprezentowana przez szereg dość różnorodnych elementów strukturalnych (drobne fałdki, gufraż, struktury budinażowe i mulionowe, linijskie ułożone skupienia mineralne, linie powstające przez przecięcie się foliacji i złupkowania spękania, struktury pręcikowe wynikłe z tych przecięć, struktury pręcikowe powstałe wskutek zmięcia, budinażu lub ślizgów ścinających, elongacja kierunkowa minerałów i struktur migdałowcowych itp.). Cała ta bogata w formy lineacja świadcząca często o bardzo dużym natężeniu stressów jest zupełnie nieobecna w górnym dewonie i dolnym karbonie Sudetów Środkowych.

Lineacje B_2 i B_3 , bardzo częste w niektórych

partiach Gór Kaczawskich, zjawiają się we wspomnianych wyżej utworach bardzo rzadko i tylko pod postacią drobnych fałdków.

7. Wizen niecki śródsudeckiej wykazuje upady na ogół łagodne lub nachyla się pod średnimi kątami w kierunku centralnej części niecki. Słabo zaznaczone fałdowanie pojawia się w nim tylko lokalnie. Stromo ustawione lub nawet przewalone warstwy wizenu obserwujemy jedynie w partiach przylegających bezpośrednio do południowo-zachodniej krawędzi bloku sowiogórskiego.

W depresji Świebodziec utwory molasowe (fran, framen, turneju) są intensywnie przełażdowane z kambro-sylurem Gór Kaczawskich, dzięki czemu ten ostatni leży miejscami ponad górnym dewonem i turnejem. Granica omawianych zespołów ma zawsze charakter tektoniczny. Najczęściej znaczą ją brekcje, miejscami silnie rozwinięte.

8. W zlepieńcach, które w niecce śródsudeckiej zaliczamy do dolnego wizenu, występują otoczaki szarogłazów, a czasem mułowców i zlepieńców charakterystyczne dla górnego dewonu i turneju depresji Świebodziec, co świadczy, że przełażdowanie depresji Świebodziec nastąpiło pod koniec turneju, a jej wypiętrzenie i erozja rozpoczęły się w dolnym wizenie.

9. Deformacje tektoniczne, które obserwujemy w kambro-sylurze Gór Kaczawskich są jednak wyraźnie silniejsze od zaburzeń górnego dewonu i turneju depresji Świebodziec. W Górach Kaczawskich znamy takie szczegóły intersekcji, które można wyjaśnić jedynie przyjmując obecność nasunięć płaszczowinowych o umiarkowanej amplitudzie. W dewonie i karbonie depresji Świebodziec znajdujemy tylko struktury autochtoniczne.

Powyższe fakty, uzupełnione obserwacjami autora, oraz wiadomości zaczerpnięte z literatury sugerują następujący przebieg ewolucji strukturalnej metamorfiku Gór Kaczawskich.

Okres rozwoju geosynkliny był na obszarze Gór Kaczawskich bardzo długi. Kompleks suprakrystalny obejmuje tu bowiem utwory od eokambru począwszy, a na sylurze skończywszy. Obecność skał dewońskich jest w tych górach możliwa, zwłaszcza w ich części zachodniej. Tekto- i orogeneza assyntyjska nie zaznaczyła się, o czym świadczy brak luki i dyskordancji na granicy eokambru i dolnego kambru w siodle Bolków — Wojcieszów (H. Teisseyre 1956b, 1960). Według M. Schwarzbacha (1939) ruchy wypiętrzające połączone z częściowym wynurzeniem i erozją nastąpiły pod koniec kambru w okresie fazy sardyjskiej.

Faza takońska zaznaczyła się w Górach Kaczawskich bardzo słabo, powodując lokalne wypiętrzenia i erozję. M. Schwarzbach (1939) sądzi, że jej efektem jest pojawianie się sylurskich lidytów bezpośrednio na formacji zieleńcowej wyższego kambru, co obserwuje się w kilku miejscach. Z reguły jednak seria uważana za ordowicką przechodzi stopniowo bez luki i dyskordancji w utwory syluru. Pewne oznaki ruchów wypiętrzających pojawiają się natomiast w obrębie ordowiku. Znaczą je w pierwszym rzędzie zlepieńce drobnoziarniste znane pod nazwą zlepieńców z Tarczyna (Kuttenbergquarzit). Autor opisał ponadto pewne oznaki fałdowania się utworów dolnego kambru i ordowiku, które można by wiązać z ruchami ordowickimi (H. Teisseyre 1959). Fałdowanie powyższe, które miało miejsce przed powstaniem metamorficznej foliacji łupków kaczawskich, ma znaczenie zupełnie lokalne i występuje wyraźnie bardzo rzadko.

Okres głównego przełałdowania Gór Kaczawskich zdaje się przypadać na dolny lub środkowy dewon. Być może nastąpiło to w górnej części środkowego dewonu, na przełomie kaledońskiej i waryscyjskiej epoki fałdowania. W górnym dewonie świeżo powstały górotwór uległ rozczłonkowaniu na podnoszące się bloki i obniżające się zapadliska, które w miarę pogłębiania się zrównywane były utworami molasowymi dużej miąższości. Subsekwentne, lecz silne dofałdowanie się górotworu kaczawskiego nastąpiło podczas ruchów wczesnobretońskich pod koniec turneju. Kambro-sylur kaczawski przełałdował się wówczas z dewonem górnym i turnejem dolnym w północnej części depresji Świebodziec, a głęboko zerodowane i zestromione przez nową kompresję struktury uległy grawitacyjnej przebudowie (H. Teisseyre 1960).

Późniejsze deformacje związane z młodszymi fazami bretońskimi spowodowały stopniowe podnoszenie się Gór Kaczawskich przy jednoczesnej rozbudowie i pogłębianiu niecki śródsudeckiej w ciągu wizenu. Faza sudecka nie dała nowego fałdowania, lecz zainicjowała ponowne podnoszenie się Gór Kaczawskich oraz spiętrzanie się północnej części niecki śródsudeckiej zbudowanej z kulmu. Struktury kaczawskie ulegały stopniowo dalszemu zestromieniu, a śródsudecki basen sedimentacyjny przesunął się ku południowi. W obrębie niecki śródsudeckiej założony został górnokarboński basen sedimentacyjny, w którym narastała seria limniczna warstw przejściowych i dolnego namuru z charakterystycznymi zlepieńcami (por. H. Teisseyre 1961).

Zdaje się, że tektonika dysjunktywna rozwijała się w Górach Kaczawskich szczególnie

intensywnie w młodszym paleozoiku. Szczeliny sięgające głęboko w skorupę ziemską doprowadziły wówczas do powstania silnego wulkanizmu powierzchniowego.

W czerwonym spągowcu obszar Gór Kaczawskich był zapewne w dużej mierze zniwelowany i prawdopodobnie obniżał się. Zasypany go osady limniczne, zawierające charakterystyczne fanglomeraty, a utworzone na ogół w pustynnym lub półpustynnym klimacie.

Po słabych ruchach kimeryjskich nastąpił zalew górnokredowy, który nie objął prawdopodobnie wschodniej części Gór Kaczawskich. Pod koniec górnej kredy i na początku trzeciorzędu omawiany region nawiedziła nowa, silna kompresja. Metamorfik kaczawski pocięły nowe uskoki po części, jak się zdaje, reprezentujące stare i odmłodzone linie dyslokacyjne. Nie brak wśród nich stromych nasunięć, natomiast nasunięcia płaskie występują raczej wyjątkowo. Teren Gór Kaczawskich rozpadł się na antyklinalne zręby i synklinalne rowy, przy czym w partiach podniesionych uległy erozji utwory permo-mezozoiczne.

Po daleko idącym zrównaniu rzeźby wskutek starotrzeciorzędowych procesów denudacyjnych nastąpiło podniesienie obszaru kaczawskiego głównie w neogenie. Wzdłuż uskoku sudeckiego brzeżnego zarysowała się krawędź gór, a powierzchnia zrównania uległa rozcięciu. Głęboko w skorupę ziemską sięgające dysjunkcje stworzyły dogodne drogi dla wulkanizmu bazaltowego. W ten sposób Góry Kaczawskie przybrały ostatecznie swą dzisiejszą postać.

Tektogeneza południowych Karkonoszy

Tektogeneza południowych Karkonoszy zdaje się łączyć genetycznie z tymi samymi zasadniczymi deformacjami, które nawiedziły Góry Kaczawskie. Za takim wnioskiem przemawiają wyniki badań J. Chaloupskiego, zebrane w jego publikacji z 1965 r. Koncepcję Chaloupskiego streścić można krótko w sposób następujący: starszy kompleks południowych Karkonoszy uległ sfałdowaniu po raz pierwszy w fazie assyntyjskiej lub starokaledońskiej, przy czym z deformacją powyższą łączy się jego częściowa granityzacja. Ówczesny metamorfizm tego kompleksu był bardzo słaby poza partiami zgranityzowanymi. Kompleks młodszymi, w całości suprakrustalny, a złożony ze skał górnego ordowiku i syluru, ułożył się niezgodnie na zgradowanych strukturach kompleksu starszego. Następnie oba kompleksy razem uległy silnemu przełałdowaniu w czasie tektogenezy młodokaledońskiej. Przełałdowa-

niu temu towarzyszył słaby lub umiarkowany metamorfizm, który dotknął też skał kompleksu starszego. Ruchy i deformacje młodokaledońskie były znacznie silniejsze od poprzednich. Spowodowały one zjawienie się foliacji i lineacji, które w obu kompleksach układają się zgodnie, z tym że foliacja jest zawsze zgodna z powierzchniami sedymentacyjnymi w kompleksie młodszym, natomiast przebiega często niezgodnie względem uławicenia kompleksu starszego.

Według J. Chaloupskiego (informacje ustne) młodokaledońska lineacja „b” układu się sigmoidalnie w południowych Karkonoszach. Idąc od zachodu obserwujemy najpierw kierunki północno-zachodnie, które stopniowo skręcając przechodzą w ułożenia przeważnie równoleżnikowe ze zmiennym kierunkiem nachylenia, po czym w najbardziej wschodniej części omawianego obszaru następuje skręt lineacji ku południowemu wschodowi, a jej nachylenia zwracają się też w tym kierunku. Tektonika starsza uległa niemal całkowitemu zatarciu przez deformacje młodokaledońskie. Ślady starszej tektoniki widzi J. Chaloupský (1965) w reliktowych strukturach o kierunku merydionalnym i w merydionalnym przebiegu stref facjalnych starszego paleozoiku. Natomiast deformacje młodsze od głównego fałdowania, pogórnodewońskie, a więc niewątpliwie waryscyjskie, mają na ogół kierunek NE—SW. Dały one lineację „b” (najmłodszą), która jakkolwiek w ogólnym przebiegu trzyma się wyżej wymienionego kierunku, to jednak układa się również sigmoidalnie, a w szczegółach wykazuje liczne lokalne dewiacje.

Fałdowanie pogórnodewońskie, dobrze zaznaczone na zachodzie, zanika w południowych Karkonoszach ku wschodowi.

Widzimy zatem, że według J. Chaloupskiego główna deformacja w południowych Karkonoszach jest młodokaledońska bez względu na to, czy mamy do czynienia z algonkiem, czy też ze starszym paleozoikiem. Dzięki temu tektogeneza wspomnianego obszaru wykazuje nawiązania do ewolucji strukturalnej Gór Kaczawskich, w których eokambry i kambro-sylur uległy silnemu przefałdowaniu w tym samym czasie lub w okresie bardzo zbliżonym. W obu regionach występują trzy lineacje „b”, przy czym najsilniej zaznaczona lineacja odpowiada głównemu przefałdowaniu. Różnica polega na tym, że w Karkonoszach lineacja merydionalna jest uważana za najstarszą, gdy tymczasem w zbadanej przez autora części Gór Kaczawskich kierunek ten i kierunki zbliżone zdają się łączyć z najmłodszymi odkształceniami, wyraźnie zapisanymi w strukturach mezozoicznych.

U w a g i o w i e k u g ł ó w n y c h d e f o r m a c j i w K a r k o n o s z a c h w s c h o d n i c h i w r e g i o n i e i z e r s k i m

J. Oberc zakłada, że główne deformacje metamorfiku tworzącego oba obszary wymienione w tytule odbyły się w prekambryze lub w assyntyjskiej epoce fałdowania. W regionie izerskim zjawia się miały najpierw fałdowania staroassyntyjskie, których ślad stanowi silnie zaznaczona lineacja NW—SE. Fałdowaniom tym towarzyszyła parakinematyczna granityzacja serii łupkowej. W dobie ruchów młodoassyntyjskich miała nastąpić reorientacja foliacji i ustalenie się kierunków E—W. Na tak zmodyfikowany gmach tektoniczny nałożyły się później deformacje kaledońskie i waryscyjskie (Oberc 1960a, 1961, 1965b).

Konfrontacja wyżej naszkicowanej koncepcji ze szczegółami znanymi autorowi z terenu, a nade wszystko z wynikami badań J. Chaloupskiego (1965), J. Teisseyre'a (w druku) i nie opublikowanymi obserwacjami J. Skałowej i W. Smulikowskiego, nasuwa wątpliwości, czy koncepcja ta jest rzeczywiście słuszna lub dostatecznie uzasadniona. Brak dowodów na assyntyjski wiek głównych lineacji w Karkonoszach wschodnich i w bloku izerskim widzi autor przede wszystkim w tym, że pozycja stratygraficzna gnejsów izerskich i gnejsów kowarskich nie jest dokładnie ustalona. Gdybyśmy nawet znali tę pozycję ponad wszelką wątpliwość, to pamiętać musimy, że wiek skały nie przesądza wieku głównej deformacji, która w niej ujawnia w ten czy inny sposób. Można tu przypomnieć znane fakty, że w Alpidach występują stare krystaliniki waryscyjskie, a częściowo może nawet prekambryjskiego wieku, w których deformacja główna, a czasem jedyna dostrzegalna jest wieku alpejskiego. Przebudowa i rekrytalizacja materiału skalnego bywa tak silna, że wiek łuszczków zawartych w bardzo starych gnejsach jest mioceni (oznaczenia wieku bezwzględnej metodą K/Ar).

Ponadto nie można pominąć faktu, że główna lineacja serii ordowicko-sylurskiej układu się zgodnie z serią uważaną za algonk w południowych Karkonoszach. Według opinii J. Chaloupskiego, któremu zawdzięczamy te stwierdzenia, obie serie wykazują ten sam wiek głównej deformacji, wiążącej się z tektogenezą młodokaledońską (Chaloupský 1965). Podobnie J. Teisseyre nie dostrzegł zasadniczych różnic w ułożeniu i wykształceniu lineacji B₁ we wschodnich Karkonoszach i w przyległej części metamorfiku kaczawskiego (praca w druku). Trzeba tu jeszcze przypomnieć nie opublikowane dotąd wyniki badań szczegółowo-

wych, które wykonali J. Skałowa i W. Smulikowski na pograniczu Gór Kaczawskich i bloku izerskiego na południe od Wlenia. Wyniki te omówił autor w części stratygraficznej, podkreślając przejawy ciągłości serii skalnej między gnejsami izerskimi a serią łupków kaczawskich i zgodność ułożenia lineacji B_1 w obu zespołach.

Uwzględniając przytoczone opinie i własne obserwacje autor przychyliła się do wniosku sugerowanego przez wymienionych badaczy w sposób mniej lub więcej wyraźny, że główna lineacja w seriach metamorficznych bloku Karkonoszy jest jednoczesna z główną lineacją Gór Kaczawskich, łącząc się genetycznie z tektonogenezą młodokaledońską lub taką, która nastąpiła na pograniczu kaledoniku i waryscyku. Prawdopodobnie też i młodsze lineacje są dla obu tych regionów wspólne.

W każdym razie można założyć, że poprzeczne rozczłonkowanie Gór Kaczawskich przez wielkopromienne sfałowania i spaczenia oraz transwersalne uskoki w znacznej mierze było jednoczesne z kopulastym spiętrzeniem się metamorfiku Karkonoszy i rozwojem postkinematycznej intruzji granitowej (por. Schwarzbach 1939). Łączność tektoniki transwersalnej obu regionów uwydatniają te same kierunki nachylenia głównej lineacji „b” (B_1) w strefie granicznej Gór Kaczawskich i bloku Karkonoszy (okolice Miedzianki i okolice na S od Wlenia). Jeszcze bardziej łączność tę podkreśla przebieg fleksury, która obcina kopułę Karkonoszy od wschodu. Otóż fleksura ta przedłuża się ku północy na obszar południowego pnia Gór Kaczawskich powodując zanurzenie się ku wschodowi jednostki Świerzawy i leżącej powyżej jednostki Bolkowa. Fleksurze towarzyszy lineacja B_2 złożona z mezoskopowych fałdków i zmarszczkowania, przy czym drobne fałdki w seriach kompetentnych przybierają postać płaską, najczęściej dachowatą i mogą się łączyć ze złupkowaniem spękaniovym. J. Teisseyre zanotował elementy lineacji B_2 zarówno w metamorfiku okrywy Karkonoszy w okolicach Miedzianki, jak i w przyległej partii łupków zielenicowych należących do metamorfiku kaczawskiego (praca w druku).

Na zachód od Wlenia metamorfik Gór Kaczawskich zanurza się stopniowo ku NW, o czym świadczą nachylenia lineacji B_1 na ogół w tym kierunku zwrócone. Podobne kierunki nachylenia lineacji B_1 wykazują też gnejsy izerskie w przyległym odcinku, a z intersekcji mapy geologicznej wynika, że oś kopulastego wypiętrzenia bloku Karkonoszy w zachodniej części nachyla się stopniowo ku zachodowi. Zdradza to łukowaty przebieg środkowego pasa łupków łyszczykowych na Po-

górzu Izerskim oraz, generalnie rzecz biorąc, łukowaty przebieg foliacji gnejsów.

Kopuła Karkonoszy jest tedy asymetryczna zarówno w przekroju podłużnym, jak i w przekroju poprzecznym, co w literaturze było już dyskutowane i wyraźnie występuje w profilach opublikowanych przez J. Oberca (1965b). Strome nachyleniu kopuły ku wschodowi, wzdłuż fleksury Rudaw Janowickich, przeciwstawić można stosunkowo łagodne nachylenie się jej ku zachodowi w obrębie Pogórza Izerskiego. Na skrzydle północnym omawianej kopuły ukazują się gnejsy izerskie monoklinalnie upadające ku N i przegrodzone trzema zgodnie ułożonymi pasami łupków krystalicznych. Ich kontakt z intrudującym granitem jest raczej płaski (Oberc 1965b). Przeciwnie — południowa strefa kontaktu intruzji karkonosko-izerskiej zanurza się bardzo stromo, a przylegająca doń strefa skał metamorficznych jest silnie sfałowana, składając się z serii nie tylko zaliczanej do algonku, lecz również ordowiku i syluru.

U w a g i o t e k t o n i c e m e t a m o r f i k u k ł o d z k i e g o

Nowe szczegółowe zdjęcie geologiczne metamorfiku kłodzkiego zawdzięczamy I. Wojciechowskiej. Mimo że praca jej była dopiero w druku, autor miał możliwość zaznajomić się z nią i jej wynikami.

I. Wojciechowska wyróżniła w metamorfiku kłodzkim trzy strefy o przebiegu WNW—ESE. Są to strefy północna i południowa oraz rozdzielająca je strefa środkowa. Strefy pierwsza i druga mają charakter raczej synklinorialny, gdy tymczasem strefa środkowa jest antyklinalnym wypiętrzeniem, w którym odsłaniają się skały najsilniej przeobrażone i prawdopodobnie najstarsze. Na szczególną uwagę zasługują występujące w niej różnego typu mylonity. Według I. Wojciechowskiej skały te pozostają w związku z dużym nasunięciem, zwróconym ku południowi. Zespół warstw synklinorium północnego, zluźniony w czasie narastającej kompresji, nasunął się na środkową, czyli antyklinalną część omawianego metamorfiku.

Bieg foliacji na obszarze zbadanym przez I. Wojciechowską jest dość monotony od W—E do WNW—ESE. Kierunki i kąty upadów są zmienne. Znacznie ważniejszych szczegółów dostarczyły jednak pomiary lineacji.

Lineacja główna, na ogół dobrze wykształcona, jest jedna i ta sama na całym obszarze metamorfiku kłodzkiego, co świadczy, że zasadnicze deformacje tego obszaru wiążą się wszędzie z tą samą fazą kinematyczną. Linea-

cja omawiana jest ponadto równoległa do dużych struktur fałdowych, może być przeto traktowana jako lineacja „b”. Jako najstarsza powinna otrzymać symbol B_1 . Składają się na nią: wyciągnięcia linijne ziarn i agregatów mineralnych, drobne fałdki i zmarszczkowania (gufra) foliacji.

I. Wojciechowska stwierdza następnie, że przebieg lineacji, którą określiliśmy symbolem B_1 , wykazuje stosunkowo dużą prawidłowość, oczywiście w granicach, które dla tego rodzaju zjawisk są w Sudetach najczęściej obserwowane. Lineacja B_1 nachyla się w metamorfiku kłodzkim najczęściej łagodnie ku ESE, rzadziej ku E lub SE. Dyspersja kierunków nachylenia lokalnie duża, reprezentowana jest przez nieliczne pomiary, dzięki czemu maksyma w diagramach kumulatywnych wykreślonych przez wspomnianą autorkę występują wyraźnie i są dość stałe.

Omówione struktury liniowe są miejscami przecięte przez fałdki o kierunku N—S. Częściowo przynajmniej chodzi tu o fałdki płaskie, fleksurowate, niewątpliwie młodsze od lineacji B_1 , a według I. Wojciechowskiej powstałe pod wpływem nacisków działających w kierunkach W—E.

Wiek głównej deformacji metamorfiku kłodzkiego jest według wspomnianej autorki młodokaledoński. Liczne dyslokacje warwyscyjskie, a następnie uskoki trzeciorzędowe nałożyły się na młodokaledoński gmach fałdowy, nadając całemu regionowi cechy budowy blokowej.

Wiek i sekwencja deformacji w metamorfiku Łądką i Śnieżnika oraz w Górach Bystrzyckich i Orlickich

Tektonika metamorfiku Łądką i Śnieżnika oraz jej ewolucja są trudne do rozszyfrowania nie tylko ze względu na wielofazowość ruchów, lecz również wskutek skomplikowanej płataniny kierunków strukturalnych tego obszaru. Tektonika Gór Bystrzyckich i Gór Orlickich znacznie regularniej ukierunkowana nawiązuje w zasadzie do elementów strukturalnych wyżej wymienionego metamorfiku, jak to słusznie zauważa J. Oberc (1957b).

Rozbieżne kierunki struktur tektonicznych, które obserwujemy na omawianym obecnie obszarze Sudetów, wiąże się ze skomplikowaną wirgacją, która rozwinęła się na pograniczu Sudetów Środkowych i Wschodnich na dalekiej peryferii południowo-wschodniego narożnika bloku sowiogórskiego (fig. 2).

Zanim przystąpimy do wyczerpującego omówienia poruszanej sprawy podkreślić wypada, że termin „wirgacja” rozumieć będziemy w

sposób na ogół w literaturze przyjęty (por. H. et G. Termier 1956). A więc wirgacja jest to wachlarzowate rozchodzenie się fałdów lub wiązki fałdów, które w odcinku sąsiednim przebiegają równolegle. W Geological Nomenclature wydanym w 1959 r. przez Royal Geological and Mining Society of the Netherlands znajdujemy następujące określenie omawianego terminu „virgation”, — the fanning out of parallel folds or bundles of folds”. Termin ten nie implikuje zatem istnienia mas śródgórskich rozchylających ramiona wirgacji, jak to sądzi J. Oberc (1957b). Takiemu układowi odpowiada raczej angielski wyraz „merging”, niemiecki termin „Scharung” lub określenie francuskie „raccordement”. W polskim języku dotychczas nie mamy odpowiednika tych wyrazów w terminologii geologicznej. Z konieczności i tu stosujemy wyraz „wirgacja”.

Wirgacja łądecka była różnie interpretowana przez J. Oberca (1957b, 1960b) i przez J. Dona (1964). Pierwszy wyprowadza tę wirgację od południa z obszaru o bardzo skomplikowanej budowie, w którym u południowego krańca rowu Nysy teren podzielony jest na bloki o różnym ukierunkowaniu elementów strukturalnych. Z tego obszaru promieniują dwie gałęzie — orlicka i śnieżnicka, rozchylające się stopniowo ku północnemu zachodowi. Inaczej ujął to zagadnienie J. Don (1964), który wyszedł z północnej części metamorfiku Łądką i Śnieżnika. Ognisko, z którego promieniuje wirgacja łądecka umieszcza on na SE od Kłodzka. Tu struktury omawianego metamorfiku zbiegają się istotnie w wiązkę równoległą ułożoną. Ujęcie jest prawidłowe i objaśnione doskonałym, a przekonywującym rysunkiem. Wirgacja łądecka rozpada się w tym ujęciu na gałąź złotostocką i gałąź śnieżnicką (fig. 2).

Według autora obaj jego poprzednicy dali koncepcje, które tylko częściowo charakteryzują zawily układ kierunków strukturalnych regionu łądecko-śnieżnickiego powiększonego o Góry Bystrzyckie i Góry Orlickie. W obszarze tym istnieją bowiem dwa centra, z których promieniują wielkie elementy strukturalne. Istnieje zatem centrum południowe uwzględnione przez J. Oberca i ognisko północne, z którego J. Don wyprowadza swą koncepcję. Jednym słowem, płatanina kierunków strukturalnych, o której mówiliśmy we wstępie do niniejszego rozdziału, jest w układzie ogólnym dziełem dwu przeciwstawnych wirgacji. Gałąź śnieżnicka wirgacji wyznaczonej przez J. Dona stapia się z gałęzią orlicką, a częściowo i z gałęzią śnieżnicką J. Oberca. Te ostatnie może nie koniecznie najlepiej zostały rozdzielone. Gałąź złotostocka wirgacji północnej układa się równoległe do elementów

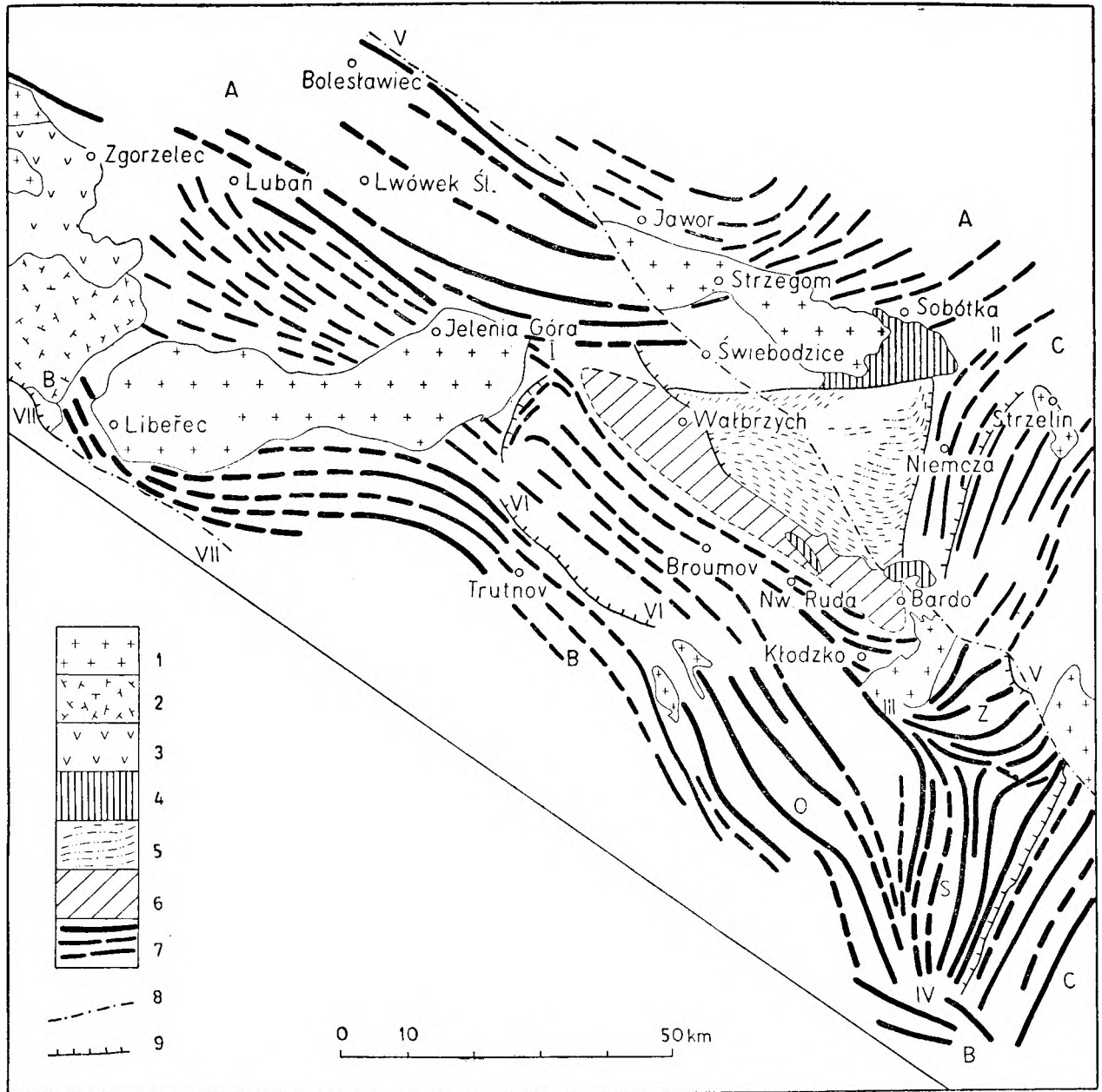


Fig. 2

Schemat kierunków fałdowania w Sudetach

1 — postkinematyczne granitoidy waryscyjskie, 2 — granit rumburski, 3 — granodioryt zawidowski, 4 — bazyty i metabazyty otaczające blok gnejsowy Sowich Gór, 5 — paragnejsy i migmatyty bloku sowiogórskiego, 6 — przypuszczalny zasięg bloku Gór Sowich ku południowi pod utworami młodszych formacji, 7 — przebieg sfałdowań związanych z główną deformacją, 8 — główne uskoki, 9 — główne nasunięcia

A—A — północny łuk (północna gałąź) fałdów sudeckich, B—B — południowy łuk (południowa gałąź) fałdów sudeckich. C—C — wschodni łuk (wschodnia gałąź) fałdów sudeckich. I — wirgacja marciszowska (sprzężenie marciszowskie — raccordement, merging, Scharung), II — wirgacja strzelińska (sprzężenie strzelińskie), III—IV — podwójna, tzw. wymuszona wirgacja łądecka (virgation double forcée), O — gałąź orlicka, S — gałąź śnieżnicka, Z — gałąź złotostocka, III — północne ognisko wirgacji łądeckiej, IV — południowe ognisko wirgacji łądeckiej, V—V — uskók sudecki brzeżny, VI—VI — nasunięcie Pořiči — Hronov, VII—VII — dyslokacja lużycka

Sketch map of the sudetic fold pattern

1 — postkinematic Variscan granitoids, 2 — Rumburg granite, 3 — Zawidów granodiorite, 4 — basic and metabasic rocks in the surroundings of the Sowie Góry block, 5 — paragneisses and migmatites of the Sowie Góry block, 6 — presumably extension of the Sowie Góry block in the southern direction under the cover of younger formations, 7 — fold pattern bound with the main deformation, 8 — main faults, 9 — main thrusts

A—A — northern arc (northern branch), B—B — southern arc (southern branch), C—C eastern arc (eastern branch). I — merging (virgation) of Marciszów, II — merging (virgation) of Strzelin, III—IV — double virgation of Łądek, O — Orlica branch, S — Śnieżnik branch, Z — Złoty Stok branch, III — northern focus of Łądek virgation, IV — southern focus of Łądek virgation, V—V — Sudetic marginal fault, VI—VI — Pořiči — Hronov thrust. VII—VII — Lusatia dislocation

wschodnich tej części gałęzi śnieżnickiej, która należy do wirgacji południowej, tworząc wiązkę fałdów o biegu ogólnym NNE. Komplikacji dopełniają lokalne, lecz często silne dewiacje struktur i zastąpienia jednych kierunków strukturalnych przez drugie (relaiement — por. E. Haug: *Traité de Géologie* 1927, str. 210).

Łądecki węzeł strukturalny, który jak to widzieliśmy jest w istocie podwójną wirgacją¹ skomplikowaną przez różne lokalne zaburzenia kierunków strukturalnych, powstał zapewne w okresie głównych deformacji omawianego obszaru. J. Don (1964) sądzi, że chodzi tu o prekambryjskie założenia tektoniczne. Nieco inną opinię wyraził swego czasu J. Oberca (1957b). Autor ten zakłada wprawdzie, że niemal cały omawiany obszar uległ głównemu przełałdowaniu w proterozoiku (1957a, 1960b), jednak w okolicach Łądka przyjmuje istnienie struktur takońskich o biegu ESE—WNW. Struktury te przedłużają się według J. Oberca (1957b) przez metamorfik kłodzki a następnie pod skałami osadowymi niecki śródsudeckiej aż po jej NW krawędź, gdzie prawdopodobnie ścinają je skośnie młodokaledońskie fałdy Gór Kaczawskich. Odkrycie górnego syluru w metamorfiku kłodzkim (Gunia & Wojciechowska 1965) nie da się jednak pogodzić z tą koncepcją. Ponadto brak jest jakichkolwiek przekonujących dowodów na istnienie struktur takońskich w metamorfiku okolic Łądka.

Identyczność serii skalnych w obrębie metamorfiku Łądka i Śnieżnika, ten sam stopień i charakter metamorfizmu regionalnego, jednolity styl deformacji, jednolity charakter drobnych struktur, zwłaszcza związanych z głównym przełałdowaniem, wskazują na to, że przełałdowanie wspomnianego metamorfiku odbyło się w tych samych warunkach i w tym samym okresie na całym obszarze.

Przy okazji warto podkreślić, że kierunki strukturalne, jak np. bieg fałdów czy nasunięć, nie są wystarczającym kryterium do różnicowania lub identyfikacji poszczególnych tektogenez. Kierunki takie mogą okazać się szczególnie niemiarodajne i zwodnicze tam, gdzie jak w Sudetach, ukazują się na powierzchni jedynie izolowane fragmenty łańcuchów górskich, zgradowanych niekiedy aż po partie korzeniowe, w różny sposób przebudowanych, a zbudowanych z serii o stratygrafii mniej lub więcej niepewnej lub wręcz dowolnie interpretowanej. Korelacja tektogenez

oparta zasadniczo na biegu fałdowania staje się w Sudetach tym bardziej niepewna, im dalej od siebie leżą porównywane fragmenty serii metamorficznych, tj. im większa jest między nimi przestrzeń zakryta przez młodsze formacje. Dwa fragmenty kompleksu metamorficznego o zupełnie innej orientacji wielkich i drobnych struktur mogą należeć do tej samej tektogenezy lub fazy nawet w przypadku, gdy są zbudowane ze skał o różnym stopniu metamorfizmu. Badając takie fragmenty musimy pamiętać o następujących możliwych komplikacjach: bieg fałdów jednej i tej samej tektogenezy może być bardzo różny, jak to widzimy np. w Karpatach. Bieg ten może się zmieniać nagle na niewielkiej przestrzeni. W górach fałdowych znane są wirgacje lub miejsca łączenia się wiązek fałdków (Scharung, junction). Spotykamy też miejsca, w których jedne kierunki fałdów są zastępowane przez inne, tego samego wieku lub prawie równocześnie powstałe (relaiement). Niekiedy w czasie fałdowania dyferencjalnego powstają nawet bardzo wielkie dyskrepacje w przebiegu osi fałdów jednej i tej samej tektogenezy. Klasycznym przykładem mogłaby tu być dyskrepacja między fałdami fliszu brzeżnego a elementami antyklinorium przedgórskiego zaznaczająca się na brzegu Karpat na południe od Przemyśla. Złuskania brzeżne fliszu karpaciego przebiegają tu ogólnie biorąc z północy na południe, ścinając pod kątem zbliżonym do prostego elementy strukturalne młodszego miocenu, które układając się prawie równoleżnikowo zanurzają się pod masy nasuniętego fliszu. Kiedy indziej ruchy dyferencjalne prowadzą do powstania jednocześnie dwu systemów fałdowych, krzyżujących się pod kątem prostym (cross folds). Zjawisko to znane z przyrody było też z powodzeniem naśladowane eksperymentalnie w warunkach laboratoryjnych (Bhattacharji 1958). U nas występuje ono na Górnym Śląsku. Krzyżowe fałdowanie tego obszaru związane z tektogenezą asturyjską E. Bederke (1942) uważa za równoczesne.

Stopień przeobrażenia serii skalnych także nie jest kryterium wystarczającym dla korelacji izolowanych fragmentów różnych tektogenez. W jednym i tym samym łańcuchu górskim możemy bowiem napotkać serie tego samego wieku, z których jedne są nie tknięte przez metamorfizm regionalny, inne zaś zostały silniej lub słabiej przeobrażone, stosownie do właściwości fizyko-chemicznych środowiska, w którym się znalazły. Tak np. w Alpach mezozoik otulający starsze masy krystaliczne płaszczowin pennińskich reprezentowany jest przez łupki krystaliczne, zaś mezozoik płaszczowin helweckich nie uległ metamorfizmowi

¹ Zgodnie z terminologią E. Suessa podaną w podręczniku H i G. Termier — 1965 (str. 119) byłaby to „podwójna wirgacja wymuszona” (virgation double forcée).

regionalnemu. Obie mezozoiczne serie osadzały się zresztą w innych partiach tej samej geosynkliny, w odmiennych warunkach i już od początku różniły się facjalnie.

Przechodząc do wieku głównej deformacji w regionie Łądką i Śnieżnika oraz w Górach Bystrzyckich i w Górach Orlickich trzeba zaznaczyć, że poglądy geologów są rozbieżne.

Jedni uważają, że główna deformacja jest tu wieku prekambryjskiego lub należy do tektonogenezy assyntyjskiej, inni zaś są skłonni przypisać jej wiek młodokaledoński, a są i tacy, którzy zaliczają ją do waryscyku.

Na korzyść każdej z tych interpretacji można by przytoczyć pewne fakty, w tej chwili jednak żadna z nich nie jest na tyle pewna, aby całkowicie wykluczyć pozostałe. Dlatego autorowi trudno zgodzić się z J. Obercem (1965a), który twierdzi, że M. Dumicz (1964) i inni geolodzy popełniają błąd, jeśli zaliczają przefalldowanie metamorfiku Gór Bystrzyckich do tektonogenezy kaledońskiej. Ostrożny i bezstronny badacz uzna pogląd Dumicza raczej za niepewny. Musi jednak dodać od razu, że również niepewne jest przypisywanie wieku prekambryjskiego lub assyntyjskiego głównym deformacjom w metamorfiku wspomnianych Gór Orlickich i Bystrzyckich, a także regionu Łądką i Śnieżnika. Brak bowiem jakichkolwiek bezpośrednich dowodów, że duże i małe formy tektoniczne występujące na tych obszarach są istotnie związane z tak starymi deformacjami, których istnienie zakładamy raczej tylko hipotetycznie. Najczęściej sugerujemy się przy tym wiekiem serii skalnej, który zakładamy na podstawie przesłanek pośrednich.

Wydaje się rzeczą najprawdopodobniejszą, że metamorficzne serie suprakrustalne Gór Orlickich, Gór Bystrzyckich i regionu Łądką oraz Śnieżnika są wieku prekambryjskiego. Wydaje się również, że serie infrakrustalne tych obszarów łączą się genetycznie z deformacjami assyntyjskimi lub starokaledońskimi, jakkolwiek nie mamy bezpośrednich dowodów na takie stawianie sprawy wieku głównej deformacji. Przypomnę, że nawet gdy znajdziemy niezbite dowody na poparcie takiej a nie innej stratygrafii, to musimy pamiętać, że wiek serii skalnych nie przesądza wieku głównej deformacji w seriach tych zapisanej pod postacią dużych i małych form tektonicznych. Autor podkreślił już, że formy te mogą być znacznie młodsze od skał, jak to stwierdzono w starym krystalniku Alpidów, który uległ gruntownej przebudowie w czasie formowania się tego tektogenu.

Warto zatem podkreślić fakty, które rzucają światło na wiek silnych ruchów stycznych

w metamorfiku, który omawiamy w niniejszym rozdziale. Są to:

1. Metamorfik Śnieżnika i Łądką nasuwa się jak wiadomo ku wschodowi na przefalldowane serie Sudetów Wschodnich, w skład których wchodzi obok starokrystalicznego podłoża także zmetamorfizowane utwory dewonu. Powierzchnia nieciągłości, która dzieli oba obszary, znana jest w literaturze pod nazwą nasunięcia ramzowskiego. Wiadomo, że jest to walna dyslokacja waryscyjska, której rozwój rozpoczął się najprawdopodobniej po osadzeniu się dolnego i środkowego dewonu w geosynklinie wschodniosudeckiej, zapewne jednocześnie z silnym falldowaniem się wspomnianej geosynkliny. Nasunięcie ramzowskie wywarło też duży wpływ na budowę metamorfiku Łądką i Śnieżnika, widzimy bowiem, że wschodnie, brzeżne struktury tego metamorfiku układają się zgodnie z kierunkiem tego nasunięcia i kierunkiem falldów wschodniosudeckich, a prostopadle do kierunku ogólnego ruchu. Wspomniane struktury nachylają lub nawet nasuwają się ku wschodowi, co związane jest również z ruchami waryscyjskimi.

2. Drugi znamienity fakt, który trzeba brać w rachubę rozważając ewolucję strukturalną metamorfiku Łądką i Śnieżnika, zawdzięczamy szczegółowym badaniom L. Kaszy (1964, także informacje ustne). Autor ten odkrył w grupie Śnieżnika nasunięcie gnejsów śnieżnickich zwrócone ku południowemu zachodowi i leżące na serii łupkowej. Szczególna waga tego nasunięcia polega na tym, że w Kletnie nasunięte gnejsy leżą bezpośrednio na plastycznej masie węglistej, wśród której ukazują się między innymi liczne otoczaki nieprzeobrażonych skał osadowych i niezmetamorfizowanych wulkanitów. Są to resztki zlepieńca najprawdopodobniej górnodewońskiego lub kulmowego wieku. Wydaje się, że uznanie nasunięcia Kletnia za deformację waryscyjską jest najbardziej uzasadnione. Mniej prawdopodobne jest, że mamy tu do czynienia z tektoniką młodosańską.

Mamy zatem pewne podstawy do supozycji, że ruchy waryscyjskie uformowały nie tylko wschodnią, brzeżną strefę metamorfiku Łądką i Śnieżnika, lecz wywarły też duży wpływ na tektonikę innych partii tego regionu. Nie upoważnia to oczywiście do twierdzenia, że główna deformacja omawianego metamorfiku jest zasadniczo waryscyjska, ale nasuwa możliwość takiego właśnie rozwiązania lub dopuszcza myśl, że ruchy waryscyjskie odegrały poważną rolę w rozwoju tej deformacji.

Wychodząc z takiego założenia autor przedstawia sobie ewolucję strukturalną metamorfiku Łądką i Śnieżnika oraz Gór Bystrzyckich i Gór Orlickich w sposób następujący: założe-

nia strukturalne tych serii metamorficznych mogą być bardzo stare, jeśli istotnie należą one do prekambriu i assyntyku lub do prekambriu i starszego kaledoniku. Wydaje się jednak, że główna deformacja jest młodsza. Nawiązuje ona bowiem z jednej strony do przefałdowania metamorfiku kłodzkiego, które dokonało się w najwyższym sylurze, a raczej nawet później, z drugiej zaś do waryscyjskiego przefałdowania Sudetów Wschodnich.

Można by zatem założyć, że deformacja, którą na omawianym obszarze określamy jako główną, rozpoczęła się w młodym kaledoniku lub może na przełomie kaledońskiej i waryscyjskiej epoki fałdowania. Byłoby to zgodne z tym, co wypadło nam przyjąć dla innych regionów naszych Sudetów. Deformacja główna metamorfiku Łądka i Śnieżnika, Gór Bystrzyckich i Gór Orlickich rozwijałaby się tedy jednocześnie z ewolucją wschodniosudeckiej strefy geosynklinalnej, peryferycznej w stosunku do obszarów wymienionych, a wypełniającej się suprakrustalnymi utworami dolnego i środkowego dewonu. Dalsze fałdowania nastąpiły na przełomie dewonu środkowego i górnego. Objęły one nie tylko metamorfik interesujący nas w niniejszym rozdziale, lecz także wewnętrzną część geosynkliny wschodniosudeckiej (eugeosynklina). W górnym dewonie teren sfałdowany wypiętrzał się, a na jego zewnętrznej peryferii pogłębiała się zewnętrzna część geosynkliny wschodniosudeckiej. Miała ona charakter miogeosynkliny, która zapełniała się materiałem detrytycznym, pochodzącym z podnoszących się i erodowanych gór. Gruba seria osadowa miogeosynkliny dała początek fliszopodobnym warstwom andełohorskim, sfałdowanym, zmetamorfizowanym i wypiętrzoną w czasie faz bretońskich.

Silne ruchy związane z fazami bretońskimi objęły niewątpliwie też inne regiony sudeckie. Rozległość obszarów objętych przez te ruchy, rozmiary i różnorodność dokonanych przemian świadczą, że był to okres szczególnie ważny dla rozwoju struktur sudeckich. Niewątpliwie dofałdowywała się w tym czasie eugeosynklina wschodniosudecka, silna zaś kompresja musiała deformować metamorfik przylegający do niej od zachodu. Dofałdowywał się też południowy pień Gór Kaczawskich, o czym świadczy przetasowanie tektoniczne utworów górnego dewonu i turneju w północnej części depresji Świebodzi. Podnosiła się kopała bloku Karkonoszy i niektóre inne partie Sudetów, a jednocześnie obniżały się głębokie śródgórskie zapadliska, wypełniając się stopniowo materiałem detrytycznym zmywanym z wypiętrzonych gór. Osady miąższości tysięcy metrów złożone z cyklicznie narastających zle-

pieńców i szarogłazów, a podrzędnie też z mułowców, nagromadziły się w niecce śródsudeckiej w dolnym karbonie.

Być może z tego czasu datuje się też nasunięcie Kletna opisane z regionu Śnieżnika przez L. Kaszę (1964).

Faza sudecka silnie rozwinięta na Łużycach (Brause 1965), faza asturyjska, która zdeformowała karbon Górniego Śląska, silne, młodowaryscyjskie sfałdowanie Gór Bardzkich (Oberc 1957a) świadczą, że Sudety nie zaznały spokoju po fazie bretońskiej. Metamorfik Łądka i Śnieżnika oraz Gór Bystrzyckich i Gór Orlickich był zapewne i w tym czasie strukturalnie przebudowywany, a przebudowie tej towarzyszyły przejawy granityzacji (granity Jawornickie — Burchart 1958), reomorfoza i wędrówki zmobilizowanych mas magmowych (por. Borkowska 1957, Smulikowski 1958). Nie mogła to być zatem przebudowa bagatelna, nie sposób jednak ocenić szczegółowo jej efektów.

Ostatnia faza wielkich ruchów dotknęła omawiany metamorfik w czasie tektogenezy młodosaksońskiej pod koniec górnej kredy i w trzeciorzędzie. Wówczas to rozpadł się on na wypiętrzone bloki, porozdzielane zapadliskami, w których zachowały się osady morza górno-kredowego. Ta ostatnia przebudowa wywołała przemieszczenia, w których dominuje raczej składowa pionowa. Miejscami występują jednak nasunięcia miernie nachylone, jak o tym świadczą obserwacje W. Frąckiewicz (1965) wykonane na brzegu rowu górnej Nysy w Nowej Wsi na południe od Międzygórze.

Ewolucja strukturalna metamorfiku Łądka i Śnieżnika oraz Gór Bystrzyckich i Gór Orlickich naszkicowana powyżej na szerokim tle przeobrażeń tektonicznych w Sudechach, jest oczywiście koncepcją, która w szczegółach może ulec zmianie. Podkreślić też trzeba, że przy dzisiejszym stanie badań inne ujęcia są możliwe do uzasadnienia i próby obrony, chociaż autorowi wydaje się, że te ujęcia są mniej prawdopodobne niż koncepcja wyżej przedstawiona. Mimo to liczyć się trzeba z ewentualnością, że przebieg głównej deformacji był bardziej skomplikowany. Można by np. założyć, że najsilniejsza deformacja w omawianym metamorfiku datuje się z prekambriu. Uległa ona jednak w znacznej mierze zatarciu przez parakinematyczną granityzację, w głębokich korzeniowych partiach tektogenu, odsłaniających się dziś na powierzchni. Później deformacja młodsza mogła zatrzeć resztki elementów pierwotnej tektoniki, dając w intersekcji nowe duże formy, o stylu zupełnie odrębnym od poprzednich i rozmiarami znacznie

skromniejsze. Te duże formy określamy dziś jako efekt głównej deformacji, ponieważ tektonika poprzednia, może znacznie bardziej intensywna, przestała być czytelna.

W przypadku, w którym obie generacje dużych form ułożyły się mniej więcej zgodnie, odpowiednią zgodność muszą wykazywać też należące do nich drobne struktury. Nie ulega jednak wątpliwości, że drobne struktury młodszej generacji, podobnie jak jej duże formy, muszą się różnić od struktur starszej generacji. Pierwsza deformacja, a zwłaszcza granityzacja zmieniły bowiem nie tylko anizotropię materiału skalnego, lecz także i jego odporność. Poza tym trudno przypuścić, aby obie deformacje bardzo różne wiekiem geologicznym odbyły się w identycznych środowiskach fizyko-chemicznych. Teoretycznie możemy jednak przewidzieć także taki przypadek, w którym mimo dwu różnych deformacji seria skalna będzie wykazywać tylko jeden równowiekowy system drobnych struktur odpowiadających dużym formom tylko jednej deformacji. Może to nastąpić w przypadku, jeśli młodsza deformacja będzie znacznie silniejsza od starszej i całkowicie zatrze jej ślady, albo też w przypadku, w którym deformacja młodsza będzie o wiele słabsza od starszej, przebudowując dawne duże formy bez wyraźnych zmian kierunkowych. W takich przypadkach możemy obserwować w dwukrotnie deformowanej serii skalnej tylko jedną lineację lub w razie dużych różnic kompetencji warstw druga lineacja wystąpi tylko we wkładkach mało kompetentnych. Jeśli przy tym młodsza lineacja będzie równoległa do starszej, to mało wprawny badacz może nie dostrzec różnic między nimi

i poczytać je mylnie za jeden równowiekowy system lineacji.

Innego rodzaju komplikacja może wystąpić w łupkach krystalicznych objętych silną blastezą, np. w wyniku metasomatycznej granityzacji. Bywa wówczas, że rozwijająca się stopniowo blasteza nie zacierza pierwotnej kierunkowości skały, lecz przeciwnie, podkreśla ją wskutek narastania blastów zgodnie z pierwotną foliacją i lineacją (tektonity mimetyczne). M. Kozłowska-Koch (1960) opisała taką właśnie odmianę gnejsów izerskich, która swą kierunkowość odziedziczyła po łupkach, z których powstała, dostarczając przykładu tektonitu mimetycznego z terenu Sudetów.

Można by tu w dalszym ciągu omawiać różne przejawy nakładania się na siebie deformacji lub deformacji i metamorfizmu w krystalicznych seriach skalnych. Nie jest to jednak celem autora. Chodzi raczej o zwrócenie uwagi, że rozszyfrowanie ewolucji strukturalnej i kinematycznej sudeckich serii metamorficznych jest zadaniem trudnym, wymagającym nie tylko bardzo systematycznych i wyczerpujących studiów, lecz także ogromnej ostrożności w wyciąganiu wniosków. Tektogeneza metamorfiku Łąka i Śnieżnika oraz Gór Orlickich i Gór Bystrzyckich stanie się na pewno znacznie jaśniejsza i zapewne budzić będzie mniej sprzecznych idei od chwili, w której będziemy mogli zestawić kompletną analizę strukturalną tego obszaru i obszarów przyległych. Szczególne znaczenie będą tu miały systematyczne i wyczerpujące badania strukturalne w Sudetach Wschodnich, obejmujące nie tylko kompleks starokrystaliczny i serię dewońską, lecz również utwory kulmowe.

WNIOSKI, UZUPEŁNIENIA I ZAKOŃCZENIE

NAJWAŻNIEJSZE WNIOSKI DOTYCZĄCE STRATYGRAFII METAMORFIKU SUDECKIEGO

Autor rozpoczął swą pracę od krytycznych uwag na temat stratygrafii metamorfiku sudeckiego, chociaż zasadniczą część tekstu poświęcił zagadnieniom związanym z tektogenezą tych serii. Wysuwając na pierwszy plan stratygrafię autor chciał podkreślić, że dalszy postęp prac nad ewolucją strukturalną sudeckich serii metamorficznych wiedzie w pierwszym rzędzie poprzez systematyczne i metodyczne korektury stratygrafii tych serii. Możliwości takiej korektury i usunięcia sprzecznych zapatrywań istnieją, ponieważ metamorfik sudecki nie jest tak płonny jeśli chodzi o szczątki organiczne, jakby to można było sądzić. Dowodem tego może być fauna górnosy-

lurskich tabulatów opisana przez T. Gunię i I. Wojciechowską z krystalicznych wapieni na N od Kłodzka (1965) albo też spory wizeńskie znalezione w słabo metamorficznych łupkach strefy Niemczy (Dziedzic & Górecka 1965).

Wielkim sukcesem jest również odkrycie oznaczalnych i stratygraficznie ważnych szczątków organicznych w wapieniach wojcieszowskich w Pławnej Górnej i w Strzyżowie koło Wlenia (Skałowa) oraz w Lipie koło Wojcieszowa (Gunia). Szczątki te wskazują na środkowokambryjski wiek górnej części wapieni wojcieszowskich (informacje ustne uzyskane przez autora od T. Guni i J. Skałowej).

Konieczne są dalsze poszukiwania szczątków organicznych w metamorfiku Sudetów. W

szczegółności trzeba będzie spróbować, czy metody palynologiczne nie dadzą rezultatu też w formacjach o wyższym stopniu metamorfizmu.

Mniej pomyślnie wypadły pierwsze próby oznaczenia bezwzględnego wieku granitognej-sów sudeckich. Okazało się, że wiek gnejsów izerskich, a raczej zawartego w nich biotytytu jest w zasadzie identyczny z wiekiem intruzji karbonowej (metoda K/Ar, N. L. Semienko, informacja pisemne). Podobny wiek otrzymano też dla gnejsów moldanubskich masywu czeskiego, przetkanych jak wiadomo intruzjami waryscyjskimi. Widzimy z powyższego, że waryscyjska przeróbka serii starokrystalicznych jest raczej daleko posunięta w masywie czeskim (podgrzanie, rekrytalizacja prawdopodobnie w połączeniu z silnym stresem). Niemniej w metamorfiku Sudetów wypada spróbować też innych metod oznaczenia bezwzględnego wieku skał, a raczej wieku ostatniego metamorfizmu. Autor przeciwstawia się natomiast takim nowym spekulacjom stratygraficznym, które są równie niepewne jak poprzednie lub od poprzednich słabiej uzasadnione, albo też podawane wręcz bez motywacji. Raz jeszcze podkreślić trzeba, że nie posuną naprzód stratygrafii metamorfiku sudeckiego ujęcia nie oparte odpowiednią argumentacją lub oparte na faktach dla korelacji stratygraficznej nieistotnych, jak np. przebieg foliacji czy też położenie lineacji.

Przedstawiając niepewności i rozbieżności w poglądach na stratygrafię metamorfiku sudeckiego, autor starał się zająć stanowisko obiektywne, nie przesądzać spraw spornych lub wątpliwych w razie braku oparcia w faktach, których interpretacja byłaby jednoznaczna. Wyrazem takiego stanowiska jest figura 1, która stanowi próbę najelementarniejszej korelacji stratygraficznej metamorfiku sudeckiego. Figura ta ujawnia też niepewności, od których oczywiście i ta próba nie jest wolna.

ZAGADNIENIE TEKTO- I OROGENEZY

Przechodząc do dyskusji nad ewolucją strukturalną metamorfiku sudeckiego autor odróżnia ruchy tektogeniczne od orogenicznych (por. Auboin 1961). Terminy takie jak: ruchy i procesy tektoniczne odnoszą się tedy do zjawisk, przyczyn i efektów przefaldowania geosynklin, a tektogeneza to nic innego jak geneza form tektonicznych. Geneza reliefu wiąże się natomiast zasadniczo z ruchami i procesami orogenicznymi, prowadzącymi do wypiętrzenia obszarów objętych zazwyczaj uprzednio przez procesy tektogeniczne.

ZAGADNIENIE GŁÓWNEJ DEFORMACJI

W pracy tej wiele uwagi poświęcił autor zagadnieniom tektogenezy metamorfiku sudeckiego, a w szczególności starał się wypośrodkować wiek głównej deformacji w poszczególnych regionach. Wychodził przy tym z założenia, że termin „główna deformacja” oznacza proces tektogeniczny, którego dziełem są w pierwszym rzędzie duże jednostki tektoniczne (duże formy tektoniczne) panujące w danym regionie i związane z nimi zespół drobnych struktur. Główna deformacja danego obszaru nie musi być oczywiście ani pierwszą, ani też ostatnią godną uwagi tektogenezą. W niektórych przypadkach nie ma się nawet pewności, czy jest to najsilniejsza tektogeneza spośród tych, które dla danej serii można czy też należy założyć. Logicznie rzecz biorąc wszystkie tektogenezy młodsze od głównej deformacji powinny być słabsze od tej deformacji, nie zdołały bowiem całkowicie przebudować struktur jej właściwych i wprowadzić nowego planu architektury. Najczęściej niewiele możemy powiedzieć o deformacjach starszych od głównej. Z reguły nie jesteśmy w możności ocenić ich natężenia, poznać stylu budowy i odtworzyć charakterystyczne szczegóły. Często dostrzegamy tylko zniekształcone relikty dawnych elementów strukturalnych lub domyślamy się jedynie, że deformację główną poprzedzać musiała jakaś starsza tektogeneza, na co wskazuje pośrednio szereg ważnych przesłanek. Tektogeneza taka, jeżeli istotnie istniała, mogła być oczywiście nawet silniejsza od deformacji głównej, tj. tej, do której należą dziś doskonale rozpoznawalne duże formy (jednostki tektoniczne) i związane z nimi drobne struktury. Stary tektogen mógł ulec całkowitej przebudowie, a jego elementy strukturalne zatarcia nie tylko przez główną deformację, lecz także i metamorfizm związany z procesami granityzacji, migmatytyzacji czy też nawet reomorfozy, które zaszły w międzyczasie. Tak np. w metamorfiku Łącka i Śnieżnika pierwsza deformacja wywołała metamorfizm i foliację w supra-krustalnej serii strońskiej, zaliczanej powszechnie do prekambriu. Nastąpiło to w jakimś cyklu diastroficznym, trudnym do zidentyfikowania. Zapewne chodzi tu o tektogenezę młodoprekambryjską lub może starokaledońską. Młodszy wiek tej tektogenezy wydaje się mniej prawdopodobny. Po pierwszym faldowaniu i metamorfizmie nastąpiło dofałdowanie się omawianego metamorfiku w czasie faz kinematycznych tego samego lub młodszego cyklu tektogenicznego. Do fałdowanie to miało kierunki zgodne ze starymi założeniami tektonicznymi, odbyło się jednak w zupełnie innych warunkach środowiskowych niż pierwsza deformacja. Metamorfik Łącka i Śnieżnika w czasie do-

fałdowywania znajdował się na dużych głębokościach, ulegając silnym przeobrażeniom metamorficznym wskutek selektywnej granityzacji, migmatytyzacji i częściowej reomorfozy (por. K. Smulikowski 1957, 1958, 1960). Zgodność kierunków dofałdowania z pierwotnymi założeniami musiała sprzyjać konserwacji dawnej kierunkowości materiału skalnego, to znaczy, że została zachowana jego anizotropia. W szczególności dawna foliacja nie została zastąpiona przez nową, a lineacja mogła ulec podkreśleniu przez blastezę rozwijającą się zgodnie z dawnymi kierunkami. Pierwotna anizotropia została zatarta tylko lokalnie, tam gdzie wskutek reomorficznego mobilizacji znikły inicjalne nieciągłości powierzchniowe i liniowe, a materiał skalny uległ homogenizacji zarówno co do składu, jak i ułożenia ziarna. Zatarcie dużych form pierwotnej tektogenezy przez procesy selektywnej granityzacji i reomorfizm jest rzeczą również bardzo prawdopodobną. Procesy te mogły się bowiem rozwijać szczególnie łatwo wzdłuż odmłodzonych powierzchni nieciągłości dawnej budowy, jak: nasunięcia i zluźnienia oraz przesunięcia między pakietami warstw. Postępująca rekrytalizacja materiału skalnego mogła ostatecznie całkowicie zamaskować dawne nasunięcia i zluźnienia śródfarmacyjne, wymazując z gmachu rozwijającej się stopniowo tektoniki elementy przewodnie dla pierwszej deformacji. Jednocześnie selektywna granityzacja stworzyła nowe elementy litologiczne, dawniej nie istniejące. Na granicy tych elementów z partiami słabiej zmienionymi zarysowały się nowe powierzchnie fizycznej nieciągłości materiału skalnego. Cały zespół uległ przy tym zeszywnieniu i musiał reagować inaczej na późniejsze naciski niż przy pierwszej deformacji. Powstały nowe, duże jednostki tektoniczne i nowe nasunięcia, wprawdzie na ogół zgodne z pierwotnymi kierunkami strukturalnymi, jednak odmienne w stylu i amplitudzie od struktur pierwotnych i być może skromniejsze od nich rozmiarami, jakkolwiek dziś w terenie dominujące.

WIEK GŁÓWNEJ DEFORMACJI W METAMORFIKU SUDETÓW

Analizując dotychczasowe osiągnięcia co do wieku głównej deformacji w metamorfiku Sudetów, nawiązać wypada przede wszystkim do nowszych i raczej rozstrzygających badań. I tak, J. Chaloupský (1965) wykazuje, że główna deformacja jest wspólna dla serii prekambryjskiej i ordowicko-sylurskiej południowych Karkonoszy. Jeśli chodzi o wiek głównej deformacji w regionie izerskim i w Górach Kaczawskich to do zupełnie podobnych wniosków prowadzą badania J. Skalowej (praca w dru-

ku) i W. Smulikowskiego (informacje ustne). Szczegółowe obserwacje litologiczno-petrograficzne i szczegółowa analiza strukturalna przeprowadzone na pograniczu obu tych regionów koło Wlenia przez wymienionych autorów wskazują, że chodzi tu o tektogenezę młodokaledońską lub o przełałdowania na pograniczu kaledońskiego i waryscyjskiego cyklu tektogenicznego. Ten sam mniej więcej wiek zdradza główna deformacja metamorfiku kłodzkiego (Wojciechowska — praca w druku, oraz Guńia & Wojciechowska 1965).

Zdaniem autora duże struktury metamorfiku Łądką i Śnieżnika oraz Gór Bystrzyckich i Gór Orlickich łączą się najprawdopodobniej też z ruchami młodokaledońskimi lub starowaryscyjskimi albo też uformowały się zgodnie ze starymi założeniami pod koniec kaledoniku, zaś dzisiejszą postać uzyskały po ruchach starowaryscyjskich.

Autor jest więc zdania, że wiek głównej deformacji metamorfiku sudeckiego jest bardziej jednolity niż się to czasem zakłada, jakkolwiek niekoniecznie wszędzie ściśle synchroniczny. Nie ma natomiast oznak, które pozwalałyby przypuszczać, że główne fałdowanie metamorfiku sudeckiego jest znacznie młodsze i zaszło dopiero w fazie sudeckiej, jak to się dziś na ogół przyjmuje dla serii przedgórnokarbońskich w Turynii i Saksonii. Ewentualność taka mogłaby wchodzić w rachubę jedynie tam, gdzie znalaziono skały osadowe wizeny raczej zgodnie ułożone ze starszym podłożem, jak np. w strefie Niemczy (Dziedzic & Górecka 1965).

W zakończeniu autor pragnie jeszcze raz podkreślić, że wiek serii skalnych, a także kierunek dużych i małych struktur nie przesądza wieku głównej deformacji, która zaznacza się w danej serii. Zupełnie bezużyteczne przy określaniu wieku deformacji jest oczywiście położenie (bieg i upad) foliacji.

ZAGADNIENIE PRZEBUDOWY TEKTONICZNEJ

Zagadnienie nakładania się różnych i różnowiekowych deformacji na stare struktury lub ich części ocalałe od erozji od dawna budziło żywe zainteresowanie tektoników. Zagadnienie to dyskutowano też w Sudetach, a w tekście powyżej omawiane były kilkakrotnie zjawiska związane z przekształceniami struktur inicjalnych przez późniejsze stressy. Nie sposób tematykę tę omówić wyczerpująco na tym miejscu. Trzeba by jej poświęcić raczej specjalną pracę. Niemniej wydaje się celowe, aby na zakończenie niniejszej publikacji zamieścić kilka uwag ogólniejszych odnośnie do przebudowy strukturalnej, problematyka ta jest bowiem u nas mało znana.

Chodzi tu zawsze o deformacje subsekwentne w stosunku do jakiejś inicjalnej tektogenezy, mniej lub więcej od niej odległej w czasie geologicznym. Takie wtórne deformacje rozwijały się w materiale skalnym o cechach fizycznych zmienionych w stosunku do pierwotnych. Wskutek inicjalnych odkształceń i ewentualnego metamorfizmu związanego z tymi odkształceniami, skały o charakterze izotropowym mogą przejść w zespoły anizotropowe lub częściej zmienia się ich pierwotna anizotropia przez wprowadzenie nowych nieciągłości powierzchniowych i liniowych. Zazwyczaj podnosi się też stopień konsolidacji materiału skalnego, zwiększając jego kompetencję.

Nakładanie się różnowiekowych deformacji przy jednoczesnym przeobrażeniu cech fizycznych zespołu skalnego, daje w rezultacie bardzo złożone formy tektoniczne o charakterze poligenicznym. Są one trudne do analizy strukturalnej.

Terminy „przebudowa”, czyli „przekształcenia tektoniczne” można zastąpić wyrażeniami takimi jak: deformacja subsekwentna lub ponowna, albo redefinicja lub przemodelowanie. Wyrażenia te mają swe odpowiedniki w wielu językach. I tak, w języku angielskim napotykamy często terminy: „redefinition, readjustment, superposition, remodelling” albo „superimposition of deformations”, „overprinting” lub „obliteration”, oznaczające przekształcenia form tektonicznych i ewentualnie stopień zaawansowania tych przekształceń aż do zupełnego unicestwienia struktur pierwotnych. W tekstach francuskich znaleźć można wyrażenia: „tectonique superposée, déformation superposée” lub „surajoutée”. Niemcy używają terminów „Umbau” i „Überprägung”, a „Umprägung” na oznaczenie całkowitego zatarcia form pierwotnych, co odpowiada angielskiemu „obliteration”.

Przebudowa inicjalnych form tektonicznych może nie tylko wykazywać różny stopień napięcia, lecz także może przybierać różne formy. Może się ona ograniczyć tylko do zestromienia form inicjalnych. Temu zestromieniu mogą jednak towarzyszyć zjawiska tektoniki grawitacyjnej, które jeśli się rozwiną na wielką skalę, to mogą przekształcić bardzo zasadniczo dawne, wielkie struktury. Kiedy indziej przebudowie tektonicznej towarzyszą liczne uskoki, niekiedy o zmiennym charakterze, rozwijające się w pewnych przypadkach w różnych kierunkach jednocześnie lub prawie jednocześnie. Przebudowa może polegać wreszcie na tworzeniu się nowych sfałdowań lub częścię nasunięć i ślizgów zazwyczaj różnych w stylu od form inicjalnych. Często różne typy przebudowy kombinują się dając w rezultacie formy struktural-

nie zawile i jak to już zaznaczono trudne do rozszyfrowania.

Jest jednak rzeczą szczególnie ważną czy przebudowa przebiega zgodnie, czy też niezgodnie z pierwotnymi założeniami. Możemy mieć tedy przebudowę, redefinicję czy też przekształcenia tektoniczne zgodne i niezgodne. Subsekwentne deformacje nakładają się w zasadzie zgodnie z inicjalnymi założeniami tektonicznymi w przypadkach, w których objęte nimi serie skalne uległy daleko posuniętej konsolidacji mechanicznej w czasie inicjalnej tektogenezy i ewentualnie w tym czasie też metamorfizmowi, a później nie zostały przykryte przez młodszą serię suprakrustalną. Takie „zachowawcze” reagowanie starego tektogenu na nowe różnie zorientowane pola sił jest zjawiskiem dobrze znanym i łatwym do wyjaśnienia.

Stary tektogen to heterogeniczny zespół form strukturalnych i ciał skalnych z reguły anizotropowych, z kierunkami nieciągłości powierzchniowych i liniowych ustalonych w czasie inicjalnej tektogenezy. Nieciągłości te, jakkolwiek traktowane są jako elementy geometryczne przy analizie strukturalnej, mają *de facto* charakter nieciągłości fizycznych. Kiedy zjawia się nowe pole sił szczególnego znaczenia nabierają nieciągłości graniczne (nonpenetrative = nieprzekraczalne — por. Turner & Weiss 1963), które dzielą od siebie duże struktury lub zespoły warstw o zasadniczo różnej litologii i kompetencji. Te powierzchnie nieciągłości stanowią elementy strukturalne dawnego planu budowy szczególnie wrażliwe na subsekwentne stressy. Gdy zjawia się wtórna kompresja, wówczas przy narastającej deformacji rozpoczyna się rotacja elementów skalnych aż jedna z płaszczyzn największego ścinania spadnie z obecną w danym zespole powierzchnią nieciągłości lub ustawi się równoległe do systemu takich nieciągłości. Wówczas ożyją te powierzchnie przekształcając się w ślizgi, przy czym kierunek wzajemnych przemieszczeń może być zgodny z dawnym kierunkiem względnego ruchu lub różny od tego kierunku. W pierwszym przypadku zgodność nowej deformacji względem starej jest zupełna, w przypadku drugim możemy mówić o zgodności częściowej. W obu przypadkach stary tektogen rozpada się po raz wtóry na te same elementy strukturalne przemieszczające się względem siebie, jedynie sens ruchu względnego może być odmienny w deformacji wtórnej.

Zeszytywniałe resztki starych tektogenów, zgradowane często aż po krystaliczne partie korzeniowe, tworzą masy kratogeniczne, które odślaniają się miejscami spod pokrywy wyżej leżących i młodszych serii suprakrustalnych. To sztywne podłoże (le socle autorów francuskich) deformuje się w podłożu geosynklin wskutek

prądów tworzących się w głębokich partiach skorupy ziemskiej, w tzw. strefie płynięcia mas skalnych.

Jak to powyżej uzasadniono, deformacje podłoża (cokołu) przebiegają na ogół zgodnie z jego starym planem strukturalnym. Charakter tych deformacji może być jednak bardzo różny, chociaż zawsze określa się je jako fałdowanie podłoża lub fałdowanie wgłębne (*plis de fond*). Charakter ten zależy od trzech czynników zmieniających się z głębokością, a to: 1) od właściwości mechanicznych zespołu skalnego, 2) od warunków środowiskowych (temperatura, ciśnienie nadkładu, obecność rozpuszczalników itp.) oraz 3) od układu i natężenia pola sił.

Na ogół krystaliczne podłoże reaguje sztywno na subsekwentne stressy, przynajmniej w partii podścielającej młodszą serię suprakrustalną nieskonsolidowaną jeszcze ani wskutek deformacji, ani też nieusztwioną przez procesy metamorficzne.

Przy miernych stressach powstają często wielkopromienne zafałdowania i uskoki. Takie deformacje podłoża są zwykle następstwem kompresji (*plis de fond en compression*), niekiedy dyktują je jednak zjawiska tensyjne (*plis de fond en extension*).

Suprakrustalny nadkład dostosowuje się wówczas do tektoniki rozwijającej się w podłożu i deformuje zgodnie z nim. Ruchy i deformacje wymuszone w nadkładzie przebiegają harmonijnie względem ruchów i deformacji starszego podłoża (z literatury znane są takie wyrażenia, jak: harmonijna tektonika nadkładu, tektonika wymuszona, fałdowanie uskoko-we, *plis de revêtement*, *plis faille*, *Blockfaltung*, *germantype Tektonik*, *block folding*). Styl deformacji plastycznej okrywy jest jednak odmienny od stylu przeobrażeń tektonicznych dokonujących się w sztywnym podłożu. Uskokom podłoża odpowiadają w nadkładzie na ogół fleksury, często rozdarte i lokalnie przechodzące w dyslokacje. Zręby przechodzą ku górze w antykliny niejednokrotnie podkreślone uskokami, a rowom tektonicznym podłoża odpowiadają synkliny nadkładu, na skrzydłach których zarysowują się często longitudinalne dyslokacje.

Silna deformacja wyraża się w podłożu nie tylko odmłodzeniem starych dyslokacji i nasunięciem, lecz powstaniem także nowych ślizgów, a niekiedy dużych nasunięć z odkłucia lub ze ścinania, których położenie jest zależne od starych założeń oraz od działających naprężeń. W takich przypadkach nadległa seria suprakrustalna może się odkłuć od swego podłoża (*décollement*) wzdłuż zespołu skalnego szczególnie plastycznego (iły solne, łupki ilaste itp.) i fałdować jednocześnie z podłożem, lecz w sposób od niego zupełnie niezależny. Fałdowanie jest wtedy uderzająco dysharmonijne (*plis de cou-*

verture, *alpinotype Tektonik*). Zwykle zjawia się więcej niż jeden poziom odkłucia w różnych poziomach stratygraficznych do tego odpowiednich (por. Auboin 1961, H. & G. Termier 1956).

Silnie spiętrzające się struktury podłoża są często przyczyną ześlizgów grawitacyjnych w obrębie fałdującego się nadkładu, a ześlizgi takie, jak wiadomo, mogą osiągać poważne rozmiary. Masy serii suprakrustalnej poruszające się i fałdujące dysharmonijnie względem podłoża, wywierają ze swej strony wpływ na deformacje tego podłoża. W skrajnych przypadkach następuje silna jego przebudowa. Przebudowa ta polega na wciąganiu starych struktur lub ich fragmentów w ramy nowych elementów tektonicznych i częściowym lub całkowitym zatarciu cech symptomatycznych dla dawnego planu budowy. Kapitalne przykłady takiej przebudowy znane są z różnych młodych łańcuchów górskich. W Alpach dostrzegamy je u podstawy płaszczowin helweckich. Jeszcze silniejszej przebudowie uległy starokrystaliczne serie podłożowe w penninikum, gdzie tworzą one jądra płaszczowin otulone zmetamorfizowanymi masami mezozoiku. Do tego samego typu zjawisk należy krystaliczne jądro fałdu Giewontu w Tatrach, wydarte ze starego podłoża, przemodelowane i wtłoczone w fałdujące się znacznie młodsze masy skalne.

Zupełnie inaczej przebiega przebudowa podłoża krystalicznego na dużej głębokości pod fałdującym się i grubiejącym młodym tektogenum. W strefie płynięcia skał dawne struktury zastępuje nowe fałdowanie, skały zachowują się podobnie jak ciecz o dużej lepkości. Odkształcenia są wyłącznie tylko plastyczne, przebiegają łatwiej niż bardziej sztywne odkształcenia tworzące się bliżej powierzchni ziemi i dlatego mogą osiągać bardzo duże rozmiary. Głębokie korzeniowe partie tektogenu są także środowiskiem silnych przeobrażeń metamorficznych, nasilających się aż do procesów ultrametamorficznych i powstawania magm palingenetycznych. W miarę zanurzania się krystalicznych korzeni orogenu dochodzi w nich do mobilizacji składników leukokratycznych, które wędrując ku górze dają efekty granityzacji serii suprakrustalnych. W dół przemieszcza się materiał coraz bogatszy w składniki maficzne (por. van Bemmelen 1952). Procesy metamorfizmu, reomorfizmu czy też magmatyzmu nie wchodzi jednak w zakres studiów tektonicznych *sensu stricto*, wobec czego dalsza ich dyskusja na tym miejscu byłaby niecelowa. Wyczerpawszy tedy zagadnienia przebudowy strukturalnej, możemy przejść do innego bardzo istotnego tematu, tj. do uzupełnienia i do podsumowania dyskusji nad drobnymi strukturami metamorfiku sudectkiego.

ZAGADNIENIE DROBNYCH STRUKTUR W METAMORFIKU SUDETÓW

Nowoczesna analiza strukturalna nie ogranicza się do form dużych, widocznych dobrze dopiero w intersekcji mapy geologicznej. Uwzględnia ona, a przynajmniej powinna uwzględniać także formy drobne. Formy te mają szczególne znaczenie w seriach metamorficznych, w których duże struktury nie występują wyraźnie. Niemniej także w seriach osadowych nietkniętych przez metamorfizm mogą one oddać tektonikowi poważne usługi, a niekiedy są jedyną metodą, która wiedzie do rozwiązania zawiłych zagadnień tektogenicznych.

Badania i pomiary drobnych struktur prowadzi się systematycznie w Sudetach od niedawna i nie zawsze metodologicznie. Kilka uwag krytycznych odnośnie do tej metody, osiągniętych dotychczas wyników i sposobu ich interpretacji będzie zatem stosownym zakończeniem niniejszej pracy.

Zgodnie z propozycjami F. Turnera i L. Weissa (1963) struktury tektoniczne możemy dzielić według skali ich wielkości na *makro-*, *mezo-* i *mikroskopowe*. Pierwsze można śledzić w całości tylko na podstawie intersekcji mapy geologicznej. Drugie dostrzegalne są w odkrywkach, a nawet w próbkach skalnych, trzecie natomiast uwidaczniają się dopiero pod mikroskopem, a pomiary ich położenia wymagają specjalnych metod optycznych. Stosownie do tych trzech skal możemy rozróżnić analizę strukturalną makro-, mezo- i mikroskopową. Analizę strukturalną zaczynamy od metod makroskopowych, tj. od szczegółowego skartowania terenu. Jednocześnie lub później uzupełniamy ją metodami mezoskopowymi, a finezję otrzymanych rezultatów, jeśli to jest konieczne, podnosimy przez analizę mikroskopową, przeprowadzoną w wybranych miejscach. Zadana z tych metod nie powinna być stosowana samodzielnie, dotyczy to przede wszystkim metody mezo- i mikroskopowej. Wyniki otrzymane tymi dwiema metodami muszą być nawiązywane stale do dużych form strukturalnych i rozpatrywane na tle mapy geologicznej.

Wstępem do analizy strukturalnej jest analiza geometryczna odkształceń tektonicznych. Na niej opieramy wnioski kinematyczne i dynamiczne. Analizę geometryczną odkształceń makroskopowych dokonujemy na podstawie intersekcji mapy geologicznej. Analiza geometryczna mezo- i mikrostruktur wymaga jednak stosowania specjalnych metod statystycznych. Kreślimy diagramy kumulatywne na równopowierzchniowej projekcji powierzchni kuli, biorąc pod uwagę półkulę dolną lub górną. W tym celu trzeba było wykonać pomiary położenia drobnych struktur w przestrzeni geograficznej.

Szczegóły metodyczne nie będą tu jednak omawiane, podają je bowiem odpowiednie podręczniki.

Na tym miejscu wystarczy zaznaczyć, że drobne struktury możemy traktować jako nieciągłości geometryczne, pamiętając jednak o tym, że odpowiadają one istotnym nieciągłościom fizycznym skał i że są one natury wtórnej, ponieważ powstały pod wpływem odkształcających stressów. Nie było ich przed deformacją. Nieciągłości omawiane możemy podzielić z geometrycznego punktu widzenia na powierzchniowe i liniowe. Możemy je określić jako „przekraczalne” (penetrative — Turner i Weiss) dla danej domeny skalnej, jeśli powtarzają się w niej periodycznie. Jeśli jednak powtórzeń takich brak, wówczas w danej skali nabierają one cech nieciągłości nieprzekraczalnych czyli granicznych (nonpenetrative).

Pierwotne i wtórne nieciągłości domen skalnych są dlatego ważne w tektonice, że przy odpowiednim stressie łatwo przeobrażają się w powierzchniowe trakcyjne (ślizgi). Powstanie ich nie jest uzależnione od wielkości tych domen. Istotą rzeczy są skokowe zmiany anizotropii, a co za tym idzie własności mechaniczne skał wzdłuż powierzchni nieciągłości. Powierzchnie trakcyjne powstają jednak szczególnie łatwo na granicach domen o bardzo różnej kompetencji, zwłaszcza jeśli jedna z nich wykazuje wysoką zdolność do odkształceń plastycznych, gdy tymczasem druga dzięki wysokiej kompetencji reaguje sztywno.

Przykładem mogą być ślizgi, które obserwujemy często wzdłuż ostro zarysowanych nieciągłości pierwotnych, takich jak kontakty między warstwami lub ławicami piaskowców i łupków ilastych lub ilów. Powierzchnie trakcyjne powstają też łatwo wzdłuż nieciągłości wtórnych odziedziczonych po uprzedniej tektogenezie. Tu należą np. stare kontakty tektoniczne zamaskowane iliem dyslokacyjnym lub diaforytami, a także systemy niezabliźnionych lub zabliźnionych uskoków i pęknięć oraz wkładki skał obdarzonych silną foliacją.

Szczególnie ważne powierzchnie trakcyjne mogą się rozwijać wzdłuż nieciągłości granicznych wielkich domen skalnych.

Do takich powierzchni należą m. in. omówione wyżej powierzchnie odkłucia, które powstają między krystalicznym podłożem a wyżej leżącą serią osadową w czasie dysharmonijnego fałdowania się tych zespołów.

Przechodząc do struktur mezoskopowych metamorfiku sudeckiego trzeba zaznaczyć, że struktury powierzchniowe tej skali występują najczęściej pod postacią foliacji, która zwykle, lecz nie zawsze układa się zgodnie z pierwotnymi nieciągłościami sedymentacyjnymi. Gene-

tycznie rzecz biorąc foliacja ta jest złupkowaniem krystalizacyjnym (termin zaproponowany przez J. Teisseyre'a a odpowiadający angielskiemu flow cleavage). Prócz foliacji występuje często złupkowanie spękania lub ścinające (fracture cleavage, shear cleavage).

Wśród struktur liniowych napotykamy w metamorfiku Sudetów z reguły tylko lineacje „b”, co wskazywałoby na duże opory czołowe w czasie traktacji mas skalnych i stosunkowo dużą łatwość ustępowania w kierunku prostopadłym do maksymalnej kompresji, oczywiście w płaszczyźnie ruchu. Wniosek ten potwierdzają drobne szczelinki i szczeliny, które przecinają lineacje „b” związane z główną deformacją pod kątem mniej lub więcej zbliżonym do prostego (szczeliny „ac”, czyli 010).

Lineacje „b” zanotowane w metamorfiku Sudetów są bardzo różnorodne. Autor obserwował następujące typy lineacji „b”: 1) drobne fałdki, w tym też fałdki ciągnięte (drag folds), 2) zmarszczkowanie, czyli gufraz, 3) lineację powstałą przez przecinanie się pierwotnego warstwowania z foliacją, 4) lineację podobną, która zawdzięcza swe powstanie przecięciom się powierzchni foliacji lub warstwowania ze złupkowaniem spękania, 5) różnego typu struktury pręcikowe, 6) wydłużone linijskie otoczaki, pojedyncze kryształy lub też agregaty krystaliczne, 7) kierunkowe uszeregowania minerałów, 8) wtórnie wydłużone struktury migdałowcowe oraz 9) struktury budinażowe i mulionowe.

Wyraźna lineacja „a” sprzężona genetycznie z lineacjami „b”, występuje w metamorfiku Sudetów raczej rzadko. Zwykle są to rysy na ślizgach towarzyszących powierzchni foliacji. Rysy te układają się mniej więcej prostopadle względem elementów liniowych „b”. Struktury pręcikowe, które można by zaliczyć do lineacji „a” zjawiają się raczej wyjątkowo. Częste są natomiast rysy na ślizgach drobnych i bardzo drobnych uskoku. Znacznie rzadziej odsłaniają się porysowane lub poślózione ślizgi większych dyslokacji. Wiek tych dysjunkcji najczęściej trudno oznaczyć. Wydaje się, że w większości przypadków chodzi tu o tektonikę młodą, zapewne trzeciorzędową.

Jest rzeczą ważną, że rysy napotykane w Sudetach na powierzchniach dysjunkcji najczęściej układają się subhoryzontalnie lub nachylają się pod miernymi kątami. Rysy stromo zapadające obserwuje się znacznie rzadziej. Stwierdził to autor w różnych regionach Sudetów zarówno zbudowanych ze skał krystalicznych, jak i osadowych. Ostatnio obserwacje te znalazły potwierdzenie w licznych pomiarach przeprowadzonych przez W. Grocholskiego w Górach Sowich (praca w druku). Z powyższego widzimy, że uskoku sudeckim towarzy-

szyły najczęściej przemieszczenia o dużej stosunkowo składowej poziomej i niewielkiej lub miernej pionowej.

Autor wykonał w metamorfiku sudeckim ponad dziesięć tysięcy pomiarów lineacji. Uzupełniając tę liczbę obserwacjami innych badaczy, można śmiało powiedzieć, że w obecnej chwili rozporządzamy kilkudziesięciu tysiącami takich pomiarów w Sudetach. W przytłaczającej większości przypadków chodzi tu o różnowiekowe lineacje „b”. Wielka ilość pomiarów rozproszonych w różnych regionach metamorfiku sudeckiego pozwala na pewne uogólnienia. Porównując wyniki poszczególnych badaczy możemy stwierdzić, że ilość różnowiekowych lineacji „b” jest w tym metamorfiku zadziwiająco stała. Serie starsze od górnego dewonu wykazują zawsze dwie wyraźne lineacje i trzecią słabo lub bardzo słabo zaznaczoną. Nasuwa to wniosek, że łatwo dostrzegalne deformacje metamorfiku sudeckiego są wszędzie te same i odbyły się jednocześnie lub prawie jednocześnie. Taki wniosek, jakkolwiek zgodny z tym co powiedziano o wieku głównej deformacji wspomnianego metamorfiku, formułujemy tu z zastrzeżeniem. Muszą go potwierdzić dalsze badania, zanim go uznamy za pewny.

Komplikacje i niejasności lokalne, brak tej czy innej lineacji w jakiejś okolicy nie wpłyną oczywiście na rozstrzygnięcie sprawy, chodzi bowiem o prawa generalne występujące w skali regionalnej. Zdarza się np. dość często, że we wkładkach szczególnie kompetentnych występuje tylko główna lineacja. Przeciwnie — w ławicach o bardzo niskiej kompetencji mogą się zjawiać więcej niż trzy różnokierunkowe lineacje. W kamieniołomie w Krobicy koło Świeradowa autor obserwował w jednym przypadku aż pięć systemów płaskich struktur fałdowych przecinających się pod różnymi kątami na powierzchniach foliacji łupku złożonego w przewadze z minerałów blaszkowych. Zdeformowanie fałdków starszych przez młodsze pozwoliło na ustalenie sekwencji deformacji, zaś prawie identyczny styl i budowa wszystkich systemów wskazuje, że powstały one w krótkich odstępach czasu przy prawie niezmiennych się właściwościach mechanicznych skały i w tym samym środowisku fizycznym. Łupki bogate w łuszczyk ulegają odkształceniu przy łaďa impulsie, natomiast wkładki bardziej odporne i sztywne nie rejestrują stressów dla nich zbyt słabych. Trwale zapisały się w nich tylko najsilniejsze naprężenia. Konieczność uwzględniania cech fizycznych materiału skalnego przy badaniach drobnych struktur jest oczywista, chociaż na ogół nie uwzględniana przez podręczniki.

Lineację główną, tj. tę, która jest równoległa do przebiegu dużych struktur fałdowych wy-

stępujących w intersekcji mapy geologicznej, określa autor symbolem B_1 . Dla lineacji wiekowie kolejnych proponuje symbole B_2 i B_3 . Niekiedy zjawia się jednak lineacja uważana za reliktową i starszą od B_1 . Znaczymy ją za W. Grocholskim symbolem B_0 , o ile mamy przekonanie, że jest to istotnie lineacja „b”.

Lineacja główna B_1 jest zwykle, lecz nie zawsze najlepiej rozwinięta. Jednak wykazuje ona największą różnorodność form. Lineacje B_2 i B_3 reprezentowane są najczęściej przez drobne fałdki, często asymetryczne i gufraż. Rozróżnienie lineacji B_1 , B_2 i B_3 na ogół, lecz nie zawsze, nie nasuwa dużych trudności, jeśli przeprowadzamy staranne i wyczerpujące badania. Lineację B_1 deformują fałdki dwu młodszych generacji struktur liniowych, zaś lineację B_2 zniekształcają zafałdowania przynależne do B_3 . Ponadto obie młodsze generacje drobnych struktur zdradzają na ogół wyraźnie sztywniejszy charakter od systemu B_1 . Często są to fałdki dachowato załamane lub ostrzejsze, spękane sfałdowania mniej więcej równoległe do powierzchni osiowej, przy czym spękania te zblizniają najczęściej kwarc. Systemy B_2 i B_3 układają się z reguły poprzecznie lub ukośnie do dużych elementów fałdowych, a równoległe do późniejszych dyslokacji. Zgodność systemu B_2 lub B_3 z przebiegiem wielkich struktur fałdowych i z lineacją B_1 zdarza się rzadko. Można taką zgodność obserwować w okolicach, w których młodsze dyslokacje i inne młodsze deformacje ułożyły się longitudinalnie względem głównego fałdowania. Takie właśnie stosunki obserwowała J. Skałowa w niektórych odcinkach strefy granicznej między Górami Kaczawskimi a regionem izerskim. W odcinkach tych mezostuktury B_1 układają się równoległe do fałdków charakterystycznych dla B_3 (informacja ustna). Zdarza się także, że lineacja B_1 w pewnych wycinkach terenu przybiera taki kierunek, jaki ma lineacja B_2 lub B_3 w obszarach sąsiednich.

Inne znów trudności w identyfikacji elementów przynależnych do różnych systemów liniowych wynikają z mniejszej lub większej dyspersji każdego z systemów reprezentowanych na badanym terenie. Dyspersja taka jest zjawiskiem bardzo pospolitym i niejednokrotnie przekracza kąt 90° . Nawet w jednej i tej samej odkrywcze może ona wynosić kilkadziesiąt stopni. Autorowi znane są przypadki, w których kierunki jednej i tej samej lineacji różniły się w niewielkiej próbie o kąt 20 do 30° . Podobnie wielkie różnice mogą zachodzić między kierunkiem tej samej lineacji na dolnej i na górnej powierzchni tej samej warstwy, nawet jeśli miąższość tej warstwy nie przekracza kilku centymetrów.

Dyspersja azymutów i kątów nachylenia, które określają położenie przestrzenne elementów

strukturalnych przynależnych do danej lineacji jest następstwem kilku przyczyn. Wynika ona z dyferencjalnego charakteru stressów i ruchów oraz braku homogeniczności pierwotnej lub wtórnej materiału, nabytej w czasie uprzedniej deformacji. Dyspersja badanej lineacji może być wreszcie następstwem deformacji młodszych od tej lineacji. Krótko mówiąc, przestrzenne ułożenie lineacji bywa zakłócanie w różnym stopniu przez rotacje zarówno pierwotne, jak i wtórne.

Autor obserwował w doskonale odsłoniętym terenie w górach Rodope wtórne rotacje lineacji, przekraczające 50° w jednej dużej odkrywcze. Lineacja ta występowała w gnejsach, w których widoczne były uskoki dwu generacji. Generacja starsza wypełniona była żyłami pegmatytowymi, zaś młodsza nie wykazywała żadnych oznak zablizniania. Każdy z obserwowanych uskoków wywołał mniejszą lub większą rotację struktur liniowych. Diagramy punktowe sporządzone na podstawie pomiarów wykonanych w terenie wykazały, że wzdłuż niektórych uskoków zaszły rotacje podwójne, tj. że jednocześnie były czynne dwie osie rotacji, z których jedna leżała na powierzchni foliacji gnejsów, druga zaś była nachylona stromo do tej foliacji.

Dyspersja lineacji może być większa lub mniejsza, może mieć te czy też inne przyczyny, występuje jednak zawsze. Chcąc tedy uchwycić reprezentatywny kierunek lineacji dla danej struktury lub też tylko dla jakiegoś prostoliniowego jej wycinka, musimy mieć do dyspozycji wiele pomiarów. Na podstawie tych pomiarów kreślimy diagramy kumulatywne, posługując się równopowierzchniową projekcją, najodpowiedniejszą do tego celu. Maksimum częstotliwości, które wystąpi na tej projekcji pozwoli łatwo znaleźć reprezentatywny azymut i kąt nachylenia badanej lineacji. Jeśli na diagramie zaznacza się więcej niż jedno maksimum, to albo budowa struktury nie jest homogeniczna na obszarze objętym pomiarami, albo też ilość pomiarów jest zbyt mała, a dyspersja lineacji duża.

Położenie maksimum częstotliwości kierunków jednej i tej samej lineacji bywa jednak zadziwiająco stałe. Tak np. maksyma lineacji B_1 dla jednostek Bolkowa i Dobromierza są niemal identyczne, jeśli oprzemy się na kilku tysiącach pomiarów wykonanych przez autora na przestrzeni 20 km między Wojcieszowem a Dobromierzem. Trzeba tu przypomnieć, że jednostki te graniczą ze sobą i na wspomnianej przestrzeni tworzą siodło Bólków — Wojcieszów (por. H. Teisseyre 1956b i 1964).

Dyspersja lineacji nie jest jednak jedyną trudnością przy wydzieleniu i korelacji różnowiekowych struktur liniowych. Powyżej już raz wspomniano o możliwości tworzenia się fał-

dów krzyżowych (cross folds) w jednym akcie deformacji przy dyferencjalnych ruchach. Trzeba tu też zaznaczyć, że niekiedy w jednym i tym samym akcie deformacji mogą powstawać dwie lineacje przecinające się diagonalnie. Takie zjawisko może zaistnieć przy torsyjnych skręcaniach powierzchni osiowych w rozwijających się fałdach. Grzbiet torsyjnie deformowanego fałdu może się pokryć diagonalnie ustawionymi zmarszczkami i wówczas notujemy dwie lineacje przecinające się pod kątem różnym od prostego. Jedna z nich reprezentowana jest przez oś fałdu, drugą zaś tworzą diagonalne zmarszczki.

Kierunek i kąt nachylenia nie są tedy cechami wystarczającymi dla identyfikacji i korelacji różnowiekowych systemów struktur liniowych. Wielka jest możliwość popełnienia poważnych błędów, jeśli zechcemy rozróżnić lineacje tylko na podstawie ich azymutów i kątów nachylenia. Znacznie ważniejszych cech rozpoznawczych dostarcza ich budowa wewnętrzna, mówiąca o mechanice powstawania, ich morfologia, która wraz z budową wewnętrzną pozwala wydzielić poszczególne typy genetyczne, oraz zmienność asocjacji struktur liniowych w zależności od zmian litologicznych sekwencji skalnej. Trzeba tu jednak dodać, że nawet wyczerpujące studium lineacji poparte statystyczną analizą pomierzonych kierunków nie zawsze pozwoli na zupełnie obiektywną korelację, jeśli mamy do czynienia z więcej niż jedną lineacją i napotykamy poważne komplikacje lokalne.

Początkujący badacze drobnych struktur porównują czasem bieg warstw, foliacji lub przebieg wychodni skalnych z położeniem lineacji, dopatrując się tu stałych relacji kątowych. Kąty te nie są jednak ani stałe, ani tym bardziej diagnostyczne dla danej lineacji. Kąt jaki tworzy lineacja z biegiem warstw czy też foliacji względnie z biegiem wychodni skalnych zmienia się zawsze w zależności od zmian tego biegu, natomiast zmiany położenia lineacji zależą od zmian przebiegu osi fałdów. Kąt przecięcia się lineacji z biegiem warstw (foliacji) czy też wychodni skalnych może wahać się od 0 do 90° w jednej i tej samej antyklinie. I tak, na odcinku, w którym oś antykliny leży poziomo lineacja „b” jest równoległa do biegu warstw (wychodni) na obu skrzydłach. Kąt przecięcia się lineacji „b” z biegiem warstw rośnie jednak stopniowo, jeśli się zbliżamy do osi zanurzającej się antykliny. Lineacja „b” zachowuje swój kierunek, gdy tymczasem biegi warstw (foliacji) i wychodnie skalne obu skrzydeł skręcają łukowato, aby się połączyć na grzbiecie zanurzającego się elementu. Na osi zanurzającej się antykliny czy też wynurzającej się synkliny lineacja „b” tnie biegi warstw i wy-

chodnie skalne pod kątem prostym.

Wiek lineacji możemy próbować ustalić, jeśli się nam uda nawiązać je do dużych i dobrze datowanych struktur (np.: główne fałdowanie, nasunięcia, uskoki). Panuje tu zasada, że lineacje związane genetycznie z danym systemem dużych struktur są albo równoległe do tych struktur (lineacje „b”), albo też do biegu tych struktur prostopadłe (lineacje „a”). W przypadku uskoków jednak lineacje „a” mogą zamykać dowolny kąt z biegiem powierzchni ślizgowej. Są one widoczne na tej powierzchni pod postacią rys lub bruzd mniej lub więcej głębokich.

Także maksyma lineacji „b” nie zawsze leżą równoległe względem ogólnego przebiegu osi fałdów dużych, z którymi są genetycznie sprzężone. Autor zna różne odstępstwa od tej reguły wywołane komplikacjami tektonicznymi. Niesposób jednak zająć się w niniejszej pracy wszystkimi szczegółami, które odnośnie do lineacji nagromadziły się w notatniku polowym w ciągu dziesięciu lat. Podkreślić natomiast trzeba, że wiek skał nie przesądza wieku dostrzegalnej w nich lineacji. Ogranicza go tylko od dołu. Jedyną metodą, która prowadzić może do obiektywnego rozwiązania tego zagadnienia, jest śledzenie lineacji od odkrywki do odkrywki postępując od serii najstarszych do najmłodszych lub odwrotnie. Statystycznie i genetycznie przeanalizowane lineacje trzeba rozpatrywać na tle całokształtu budowy geologicznej większego obszaru.

Ważną rzeczą jest wreszcie metoda znaczenia lineacji na mapach geologicznych. Najpierw trzeba wykonać diagramy kumulatywne lub chociażby punktowe osobno dla każdej dużej odkrywki, w której wykonano odpowiednią ilość pomiarów, lub dla grupy odkrywek o tych samych zasadniczych kierunkach lineacji. Następnie nanosimy na mapę położenie maksimów posługując się odpowiednimi znakami konwencjonalnymi. W przypadkach dużej dyspersji lineacji można zaznaczyć prócz tego kierunki skrajne, zamykając łukiem kąt między nimi zawarty, aby zaznaczyć, że chodzi tu o skrajne azymuty tego samego systemu drobnych struktur. Wrysowywanie pojedynczych pomiarów na mapę geologiczną nie jest celowe tam, gdzie uzyskanie dużego materiału liczbowego jest możliwe, a dyspersja lineacji poważna. Pojedyncze pomiary mogą uwydatnić kierunki przypadkowe niereprezentatywne dla obserwowanych systemów drobnych struktur. Nanosimy je tylko tam, gdzie teren jest silnie zakryty, a uzyskanie większej ilości pomiarów niemożliwe (np. teren odsłonięty sztucznie szurfami).

Zakład Nauk Geologicznych PAN
Pracownia Starych Struktur
Wrocław, kwiecień 1966 r.

LITERATURA

- AUBOIN J., 1961: Propos sur l'orogénèse. — Extrait du Bull. Trimestr. du Service d'information géol. du B. R. G. M., Anné 29, N° 302.
- BEDERKE E., 1924: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. — Fortschr. Geol. Paläont. H. 7. Berlin.
- BEDERKE E., 1929a: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. — Fortschr. Geol. Paläont. H. 23. Berlin.
- BEDERKE E., 1929b: Die Grenze von Ost — und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in dem Gebirgsbau Mitteleuropas. — Geol. Rdsch. Bd. 20. Berlin.
- BEDERKE E., 1931: Die moldanubische Uberschiebung im Sudetenvorlande. — Zbl. Miner. B. Stuttgart.
- BEDERKE E., NIEMCZYK O., 1942: Das oberschlesische Gebiet. — Sonderabdruck aus d. Deutschen Steinkohlenbergbau, Bd. 1, Essen.
- BEMMELEN R. W., 1952: The endogenic energy of the earth. — American Journ. of Sc. Vol. 250, No. 2. New Haven.
- BHATTACHARJI S., 1958: Theoretical and experimental investigations on crossfolding. — The Journ. of Geol. Vol. 66, No. 6. Chicago.
- BORKOWSKA M., 1957: Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. (On the granitoids of Kudowa, as compared with the main types of the acid intrusions of the Sudeten Mts. and the Sudetic Foreland. — Arch. Miner. R. XXI, z. 2. Warszawa.
- BRAUSE H., 1965: Zu Problemen der regionalgeologischen Entwicklung im Altpalaeozoikum der Góry Kaczawskie. — Geol. Jahrg. 14, H. 2. Berlin.
- BRAUSE H., HIRSCHMANN G., TRÖGER K., 1962: Einige neue Ergebnisse aus dem Palaeozoikum der Lausitz. — Geol. Jahrg. 11, H. 7. Berlin.
- BURCHART J., 1958: O granitoidach Jawornickich Sudetów Wschodnich. (On the Jawornik Granitoids — Eastern Sudeten). — Arch. Miner. R. XXII, z. 2. Warszawa.
- CHALOUPSKÝ J., 1958: Geologicko-petrografické poměry v údolí Jizery mezi Harrachovem a Dolní Rokytnici. — Sb. Ustř. Úst. Geol. R. 24. Praha.
- CHALOUPSKÝ J., 1963: Konglomeráty v krkonošském krystaliniku (Die Konglomerate im Kristallin der Krkonoše). — Sb. Ustř. Úst. Geol. R. 28. Praha.
- CHALOUPSKÝ J., 1965: Metamorphic development of the Krkonoše crystalline complex. — Krystalinikum. 3. Praha.
- 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). — Geologia Sudetica, vol. I. Warszawa.
- DUMICZ M., 1964: Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich. (Geology of the crystalline massif of the Bystrzyckie Mts.). — Geologia Sudetica, vol. I. Warszawa.
- DZIEDZIC H., GÓRECKA T., 1965: On the occurrence of metamorphosed Carboniferous rocks in the Niemcza Zone (Sudetes). — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr. Vol. XIII, nr 2. Warszawa.
- FABIAN H. J., 1938: Das Nordsudetische Schiefergebirge in seinem Vorlandsanteil. — Jb. Preuss. Geol. Landesanst. Bd. 59. Berlin.
- FRĄCKIEWICZ W., 1965: Obserwacje nad bezpośrednim kontaktem gnejsów i górnej kredy w Nowej Wsi i Wilkanowie koło Bystrzycy Kłodzkiej (Sudety — Grupa Śnieżnika). — Inst. Geol. Biul. 185. Warszawa.
- HAUG É., 1927: Traité de géologie. Paris.
- GAERTNER H. R., 1964: Einige Beobachtungen zum Alter des Iser-Gneises. — Neues Jb. Geol. Paläont. H. 5. Stuttgart.
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKA I., 1964: Silurian Anthozoa localized in the metamorphic of the Middle Sudetes. — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr. Vol. XII, nr 4. Warszawa.
- JAEGER H., 1963: *Monograptus hercynicus* in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung. — Sonderdr. aus Berichte d. Geol. Gesell. Bd. 8, H. 5/6. Berlin.
- 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). — Inst. Geol. Biul. 185. Warszawa.
- KASZA L., 1964: Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej. (Geology of the upper basin of Biała Łądecka Stream). — Geologia Sudetica, vol. I. Warszawa.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1957: Granitognejsy Wądroża Wielkiego. (On the granite-gneisses of Wądroże Wielkie). — Arch. Miner. R. XXI, z. 2. Warszawa.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1958: Gnejsy Ścinawki i towarzyszące im skały krystaliniku kłodzkiego. (Granite-gneisses of Ścinawka and associated rocks of Kłodzko metamorphic area). — Arch. Miner. R. XXII, z. 2. Warszawa.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1960: Some new petrologic observations concerning the Iser granite-gneisses of West Sudeten. — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr. Vol. VIII, nr 3. Warszawa.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1961: On the origin of the Iser gneisses of Leśna in the West Sudetes. — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr. Vol. IX, nr 3. Warszawa.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1965a: Granitognejsy Pogórze Izerskiego. (The granite-gneisses of the Izer Highlands). — Arch. Miner. R. XXV, z. 1 i 2. Warszawa.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948: Kaledonská přikrovová stavba Krkonoš a Jizerských Hor. (The Caledonian nappe structure of Krkonoše and Jizerské Hory). — Sb. Stat. Geol. Úst. Česlov. Rep. R. 15. Praha.
- KUCHCIŃSKI J., 1964: Wstępne wiadomości o psylofitowej florze warstw z Wilczy w Sudetach Środkowych. — Kwar. Geol. nr 2. Warszawa.
- LUGEON M., et GAGNEBIN E., 1941: Observation et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. Univ. Lausanne Lab. géol. Bull. 72.
- OBERC J., 1957a: Region bardzki. — Regionalna Geologia Polski. T. III, z. 1. Kraków.
- OBERC J., 1957b: Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. — Acta Geol. Pol. vol. VII. Warszawa.
- OBERC J., 1960a: Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. — Acta Geol. Pol. vol. X. Warszawa.
- OBERC J., 1960b: Podział geologiczny Sudetów. — Inst. Geol. Prace t. XXX. Warszawa.

- OBERC J., 1961: An outline of the geology of the Karkonosze — Iżera block. — Zesz. Nauk. UWr. Ser. B, nr 8. Nauki Przyrodnicze. Wrocław.
- OBERC J., 1965a: Postępy geologii prekambriu na Dolnym Śląsku. — Prz. Geol. nr 7. Warszawa.
- OBERC J., 1965b: Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy. — Inst. Geol. Biul. 191. Warszawa.
- RÖHLICH P., TRÖGER K., 1961: Bewegungen an der Wende Mitteldevon (Oberkarbon im Bereich der Böhmischen Masse. — Geol. Jahrg. 10. H. 2. Berlin.
- SCHMUCK W., 1957: Zagadnienie głównego uskoku śródsudeckiego w okolicy Pilchowic. — Acta Geol. Pol. vol. VII. Warszawa.
- SCHWARZBACH M., 1939: Die Tektonik des Bober-Katzbach-Gebirges. — Jber. Schles. Ges. Vaterl. Kult. Breslau.
- SMULIKOWSKI K., 1951: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. — Roczn. Pol. Tow. Geol. R. 21, z. 1. Kraków.
- SMULIKOWSKI K., 1957: Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. — Przewodnik do XXX zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów (Problem of the genetic classification of granitoids). — Studia Geol. Pol. vol. I. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., 1960: Evolution of the granite-gneisses in the Śnieżnik Mts. — East Sudetes. — Intern. Geol. Congr. Report XXI Sess. Norden. Part. XIV. Copenhagen.
- SVOBODA J., 1955: Vápence Krkonoš a Jizerských Hor. — Geotechnika. R. 12. Praha.
- SZAŁAMACHA M. i J., 1958: Uwagi o metamorfozie serii krystalicznych w okolicy Kowar i Niedamirowa. — Prz. Geol. nr 8/9. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1956a: Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. — Prz. Geol. nr 3.
- TEISSEYRE H., 1956b: Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna. (Swiebodzice depression as a geological unit). — Inst. Geol. Biul. 106. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1959: Einige Bemerkungen über die Methodik der Mikrostrukturen in der tektonischen Forschung. — Freiburger Forschungsh. Geol. C. 57. Freiberg/Sa.
- TEISSEYRE H., 1960: Karbon dolny Sudetów Środkowych. (The Lower Carboniferous of the Middle Sudeten). Ann. Silesiae. Vol. I. Wrocław.
- TEISSEYRE H., 1961: On the problem of unconformity between the Lower and Upper Carboniferous in the Middle Sudeten. — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr. Vol. IX, nr 1. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1962: Precambrian and Old-Paleozoic series of the Iżera region and of the south — eastern part of the Kaczawa Mts. Guide to the excursions of the Polish part of the geological field conference, dealing with the problem of the northern border of the Bohemian Massif. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1964: Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. (Some remarks on the structural evolution of the Sudetes). — Acta Geol. Pol. vol. XIV, nr 4. Warszawa.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski. T. III. Sudety. Kraków.
- TELLER L., 1960: Poziom *Monograptus hercynicus* z warstw żdanowskich w Górach Bardzkich. — Acta Geol. Pol. vol. X, nr 3. Warszawa.
- TERMIER H., TERMIER G., 1956: L'Evolution de la Lithosphère II, Crogénèse. Paris.
- TURNER F., WEISS L., 1963: Structural analysis of metamorphic tectonites. Berkeley California.
- WEGMANN E., 1955: Vue d'ensemble sur les travaux de la réunion de printemps 1954 à Mayence. — Geol. Rdsch. Vol. 43 (cytuje za J. Auboinem).

Henryk TEISSEYRE

ON THE STRATIGRAPHY AND STRUCTURAL EVOLUTION OF THE METAMORPHIC SERIES IN THE SUDETES

Summary

INTRODUCTION

A mosaic arrangement of very different structural units is the most characteristic feature of Sudetic geology. These units of regional extension differ from each other in both, the age and lithological character of their stratigraphic inventory and tectonic style. In the Sudetes, highly metamorphosed old crystalline series, slightly transformed supracrustal sequences, intrusive bodies of different scale and composition, as well as sedimentary complexes untouched by metamorphism occur side by side on the surface. They are more or less sharply separated from each other by fault zones, or other surfaces of discontinuity.

The oldest metamorphic series of the Sudetes are looked upon as Precambrian, or even Archean in age, while younger series are assigned to the Cambrian, Ordovician, Silurian or Devonian. The opinions about the stratigraphy of the metamorphic sequences in the Sudetes are, however, often controversial. Even the limit between the old Paleozoic strata and the Precambrian rocks is rather uncertain in most regions. It is arbitrarily and not coincidentally laid down by the various authors.

An attempt to establish without bias or prejudice a stratigraphical scheme in highly tectonized and poorly exposed metamorphic sequences is a difficult task, especially when fossil evidence is extremely scarce or as yet not available. Since the attempts to determine

the absolute age of some representative infracrustal rocks (granite-gneisses) have failed, too, the stratigraphy of the metamorphic formations in the Sudetes is based essentially on indirect criteria. According to the writer, however, most of them should be rejected. First and foremost he rejects the degree of regional metamorphism, the trend of folds and minor structures, and the attitude of foliation, to be used as tests of age, or standards of comparison and correlation in metamorphic sequences, as it has been done by J. Oberc (1960, 1960a, 1965). On the other hand, some reliable age suggestions may sometimes be obtained by comparative lithological studies of vast areas. The results obtained in this way are, however, only probable, or may be presented as most probable, but never as doubtless, or proved.

The following problems of the Sudetic stratigraphy are discussed in the present paper: 1) the age of the Izera-gneisses, 2) the stratigraphy of the metamorphic sequence of the Eastern Karkonosze (Riesengebirge), 3) some essential problems of the stratigraphy in the Kaczawa Mts. (Bober-Katzbach-Gebirge) and their eastern prolongation, 4) the age of basites and meta-basites in the surroundings of Sowie Góry (Eulengebirge), 5) the stratigraphy of the metamorphic rocks in the Niemcza zone (Nimptsch) and in the environments of Strzelin, 6) the stratigraphy of the metamorphic complex of Klodzko (Glatz) — comp. Fig. 1.

AGE OF THE IZERA-GNEISSES

The Izera-gneisses are now looked upon as rather Precambrian, or Assyntian in age (comp. O. Kodym & J. Svoboda 1948, K. Smulikowski 1952, H. Teisseyre, K. Smulikowski, J. Oberc 1957, J. Oberc 1960, 1961, 1965, J. & M. Szalamacha 1958, M. Kozłowska-Koch 1960, 1961, 1965, H. Teisseyre 1962, H. R. Gaertner 1964).

M. Kozłowska-Koch has shown that these gneisses are polygenic in character, being both granitized sediments and deformed magmatic granitoids in origin. Some rocks apparently of the Izera-sequence were found by J. Chaloupský (1963, 1965) to be present in the conglomerate which in the Southern Karkonosze is looked upon as Upper Ordovician in age.

The age of the Izera gneiss-complex, however, is neither clear nor undoubtedly determined. J. Skała and W. Smulikowski (unpublished information) have recently stressed that to the north of Jelenia Góra (environments of Pilchowice) the very contact between the here mentioned gneisses and the schists occurring in the southern margin of the Kaczawa Mts. is not tectonic in character as has been currently accepted. This is a true metasomatic contact, exhibiting features characteristic of low temperature processes. The Izera gneisses gradually pass, without break

or unconformity, into feldspathized schists and the paragneisses of the Izera-sequence occur in a several times repeated alternation. These schists retain the appearance of an evidently higher degree of crystallization than do the ordinary Kaczawa slates and phyllites. In the environments of Pilchowice, the schists pass, however, by hardly detectable gradations into the adjacent Kaczawa slates lacking any signs of unconformity. There is no evidence of any fault separating these schists and slates, as it has been shown by the detailed investigations of J. Skała and W. Smulikowski (oral information). Moreover, it must be emphasized that the schists contain lenticular bodies of crystalline limestone (Wojcieszów limestone — Kauffunger Kalkstein), in which T. Gunia and J. Skała have recently found some faunas, obviously Middle Cambrian in age (oral information).

According to J. Skała the schists bordering on the Izera-gneisses in the environments of Pilchowice may be considered as the Kaczawa slates in origin, metasomatically transformed and belonging to the Cambrian sequences (in the lowest part perhaps Eocambrian). The Izera-gneisses may be supposed younger than this sequence though it is rather hard to determine their exact age in the present state of our knowledge.

THE STRATIGRAPHY OF THE METAMORPHIC SEQUENCE OF THE EASTERN KARKONOSZE MTS.

The metamorphic sequence of the Eastern Karkonosze has formerly been assigned to the Old Paleozoic. At present the views on this question are controversial. J. Oberc (1960) postulated the Precambrian age of the sequence developed in the area under consideration in the amphibolite facies (different gneisses, amphibolites and associated rocks, as well as the schist series). According to J. Oberc only the low metamorphic slates and greenschist occurring in the northern and southern parts of this area may be looked upon as Old Paleozoic. Such an opinion does not take into account the transitions in the horizontal direction between the higher and lower metamorphosed series, observable when studying the geology of the Eastern Karkonosze. Mo-

reover, the degree of metamorphism is not indicative of the age of rocks and cannot be used as a standard of stratigraphic comparison or correlation. Therefore, the writer leans to the concept of J. Teisseyre (oral information), that only the deepest part of the metamorphic sequence in the region here discussed may be assigned to the Precambrian (the lowermost schists sequence and eventually the accompanying Kowary gneisses). All higher rock assemblages lie in direct prolongation of the Old Paleozoic sequence of the Southern Karkonosze (higher Ordovician and Silurian with graptolite faunas) and should be assigned to the Old Paleozoic, irrespective of the degree and character of their metamorphic transformations.

SOME ESSENTIAL PROBLEMS OF THE STRATIGRAPHY IN THE KACZAWA MTS. AND THEIR EASTERN PROLONGATION

It has been observed that the Kaczawa Mts. are built up of a thick supracrustal rock sequence, developed in the greenschist facies and essentially belonging to the Cambro-Silurian, the Eocambrian being present only in some deeper tectonic units of higher order. Some graptolite faunas have been described from the Silurian of the Kaczawa Mts. Recently, T. Gunia and J. Skała have found in the Wojcieszów limestone some Cambrotrypa faunas, apparently characteristic of the Middle Cambrian. H. Jaeger (1963) and H. Brause (1965), however, expressed the opinion that also the Devonian strata may be expected in the epi-metamorphic sequence of the Kaczawa Mts. H. Brause even suggested that the conglomerate of Tarczyn (Kuttenbergquarzit), so far regarded as Ordovician, belongs rather to the Upper Devonian.

It is also the writer's belief that some Devonian rocks may be present in the Kaczawa Mts., especially in their western part, though all proofs in this respect are lacking. The Upper Devonian age of the Tarczyn conglomerate is, however, hardly acceptable for several reasons. First of all, the above named conglomerate differs essentially from the true Upper Devonian, conglomerate-bearing strata which are folded with the Kaczawa Cambro-Silurian rocks in the boundary zone between the Kaczawa Mts. and the Świebodzice Depression.

The Tarczyn conglomerate is fine-grained and grades into coarse-grained quartzite. It exhibits low grade metamorphism and occurs

in small lenticular bodies in a thick sequence of grey slates. No traces of fossil remains have ever been found in this rock. It represents a part of a thick geosynclinal complex, formed before the tectogenic processes have been involved. On the contrary, the Upper Devonian conglomerates of the Świebodzice Depression consist of medium- and coarse-grained roundstones, embedded in a more or less abundant greywacke matrix. They occur in regular beds generally of great thickness, and are accompanied by greywackes and mudstones, bearing small lenses of organogenic limestone. The sequence is untouched by metamorphism. Numerous points with Upper Devonian marine faunas and continental flora have been found there. The Upper Devonian of the Świebodzice Depression shows a molassic character and it is evidently post-kinematic.

Neither is there any evidence of Lower Carboniferous beds in the Kaczawa Mts. or in the eastern prolongation of these mountains, as was anticipated by H. Brause (1965). This eventuality, however, is not excluded.

We must next mention that J. Oberc (1965) supposed to have proved the presence of Precambrian rocks in the above mentioned prolongation of the Kaczawa Mts. The grade of metamorphism, the direction of lineation and the attitude of foliation are not, however, reliable stratigraphic criteria. The occurrence of Precambrian or Eocambrian rocks in this part of the Peri-Sudetic Block is, however, possible, but so far it has remained an unsolved problem.

THE AGE OF THE BASITES AND METABASITES IN THE SURROUNDINGS OF THE SOWIE GÓRY BLOCK

The rock assemblage mentioned in the title consists mainly of gabbros, serpentinites and amphibolites. Their succession in time is not always clear and their age is rather obscure. The youngest are the gabbro occurrences. The gabbro of Nowa Ruda is pre-Upper Devonian, because it occurs as roundstones in the conglomerates of this very formation. Other rocks of the assemblage under discussion have also been assigned to the Old Paleozoic. It is J. Oberc (1960, 1965), however, who expressed

the opinion that the basic and ultra-basic rocks in the surroundings of the Sowie Góry block should be interpreted as Precambrian in age. Unfortunately he failed to give evidence in support of this new standpoint. The writer believes that the rocks under discussion may be looked upon rather as Old Paleozoic in age, as the basic volcanites are especially common in the Cambro-Silurian and Middle Devonian sequence of the Sudetes.

STRATIGRAPHY OF METAMORPHIC ROCKS IN THE NIEMCZA ZONE AND IN THE ENVIRONMENTS OF STRZELIN

The stratigraphy of the two regions mentioned above is rather obscure and controversial. J. Oberc (1960, 1965) classes nearly all the rocks involved among the Precambrian. H. Dziejic and T. Górecka (1965), however, found Visean and Lower Namurian spores in a slaty sequence which in the Niemcza zone accompanies rocks that exhibit a higher grade of metamorphism.

It has currently been assumed that the Devonian rocks play an important part in the

old crystalline complex encasing the granite massif of Strzelin. L. Wójcik (unpublished work) distinguishes two different assemblages in this region. The higher one is characterized by low grade metamorphism and may be looked upon as apparently Devonian in age. The lower one shows higher grade metamorphism and presumably may be looked upon as Precambrian. So far, however, the problem has not been satisfactorily solved.

STRATIGRAPHY OF THE METAMORPHIC COMPLEX OF KŁODZKO

The isolated, island-like area of metamorphic rocks occurring in the environments of Kłodzko (Glatz) is on all sides surrounded by younger sedimentary sequences. The area has been investigated by M. Kozłowska-Koch (1958) and I. Wojciechowska (unpublished work). The writer bases his statements essentially on results obtained by these authors.

The northern part of the Kłodzko metamorphic complex is built up of a supracrustal sequence, beginning with the grey slates of Bożków covered by chlorite schists. These are overlain in turn by epi-diabases, and related rocks.

It is, however, most essential to note that the Bożków slates contain lenticular bodies of crystalline limestone, in which a coral fauna with species characteristic of the Lower Ludlow has been found (T. Gunia & I. Wojciechowska 1965). The northern part of the Kłodzko metamorphic complex is then Upper

Silurian in age, though its stratigraphy has so far been otherwise interpreted.

In the southern part of the area under discussion, there occurs a formation composed of meta-volcanites (more or less metamorphosed rhyolites, andesites and basalts), accompanied by phyllites. The age of these rocks is unknown. According to I. Wojciechowska some of them may be correlated with the lithological units of the northern part of the region in question. In the middle part of the Kłodzko metamorphic area great masses of ortho-amphibolites are exposed, and along the Ścinawa river different types of gneisses are discernible. According to M. Kozłowska-Koch (1958), they originated from phyllites and metavolcanites owing to complex granitisation processes. Successively a part of these rocks was converted into mylonites and blasto-mylonites, apparently during the Young Caledonian or Early Variscan phases of folding.

STRUCTURAL EVOLUTION OF METAMORPHIC ROCK COMPLEXES IN THE SUDETES

CONCEPT OF TECTOGENIC AND OROGENIC PROCESSES, AND THE PROBLEM OF GRAVITATIONAL TECTONICS

When dealing with the structural evolution of the geosynclinal belts it is useful to distinguish the tectogenic and the orogenic processes, compatible with the concept introduced into the literature by E. Wegmann (1955). The tectogenic processes refer then to origin of fold units and overthrusts in geosynclines, subjected to lateral compression. Often great horizontal movements are involved in

this stage of the development of geosynclines. On the other hand, the term orogenesis should apply only to processes responsible for determining the relief which is brought into being owing to vertical movements mainly. The tectogenic and orogenic stages of mountain-making processes are hardly to be separated in time and space. They may alternate, or they may develop pene-contemporaneously. Further complications may be introduced by gravitational slidings; these occur generally when the orogenic rise of previously folded zones is still

going on. The gravitational slidings are both active or passive. The first are in operation when folded units of their fragments, generally isolated by erosion, glide down a gradually steepening surface or erosion. The second term refers to cases in which isolated and partially eroded structures preserve their previous position, while their basement rises forming flexures, horsts and folds. Between both rock masses a gliding plane develops in these cases too, the movements are, however, restricted essentially to the basement. Complicated and intermediate gravitational slidings are to be expected. Some particular tectonic details in the metamorphic series of the Sudetes may be looked upon as gravitational in character (cascade folds, local thrust sheets). Their description does not, however, fit into the scope of the present paper.

CONCEPT OF THE MAIN DEFORMATION

The concept „main deformation” is not compatibly understood by all authors. It is, therefore, of importance to precisely define the

meaning in which this term will be used in the present paper.

When using the term „main deformation” the writer means the tectonic processes or sequence of movements responsible for the origin of the now recognisable major structures of the area in question. To the main deformation also belongs that set of minor structures genetically bound with units of a higher order. The main deformation may sometimes be interpreted either as the oldest or the youngest one. It may also be the result of remodelling or overprinting which is conformable in relation to the initial rock geometries. The major and the minor structures may be due, however, to the superimposition of new structural units, unconformable in the direction of movements and geometric style with respect to the earlier ones. In extreme cases the earlier structures have been totally or nearly totally obliterated.

It seems that, in the metamorphic series of the Sudetes, the major tectonic units developed often successively over a long period of time, during some phases of movements. These movements were partially not related to one another and widely separated in geologic time.

SUPERIMPOSED DEFORMATIONS AND REMODELLED STRUCTURES

Several superimposed and unrelated deformations may be present in metamorphic rocks, especially in the old crystalline sequences. Old structures re-deformed by younger crustal movements readjusted to new geometrical requirements are well known from many orogenic belts. They may be observed also in some metamorphic series of the Sudetes.

The remodelling of old structures may develop in accordance with the original structural plan, it may, however, be more or less independent from the latter. Also the character and the degree of remodelling varies regionally or even locally. Each deformation changes the mechanical properties of the rock material, especially when it is accompanied by a strong metamorphism, for instance granitisation. Subsequent deformations develop in new rock material and in new physical environments, more or less different from the primary physical environment. The style of the subsequent deformations, therefore differs as compared with the style of the initial tectonic forms.

There are old structures only slightly remodelled while in some cases a nearly total or total obliteration of primary structural features can take place, the subsequent movements being then extremely strong.

The reconstruction of the successive stages of deformations is, however, one of the most difficult tasks of the structural analysis, more than one solution being generally possible. It is the evolution of the successive movement pictures and successive deformations that is still discussed and studied in the metamorphic series of the Sudetes. Not all of the controversial opinions will be presented in this paper. The writer is going, however, to present his own view, at least about the age of the main deformation in the metamorphic sequences of the Sudetes and to give some conclusive proofs in support of his opinion on that question.

THE AGE OF THE MAIN DEFORMATION IN THE METAMORPHIC SEQUENCES IN THE SUDETES

Until quite lately the majority of geologists professed the well known concept of E. Bederke (1924) concerning the age of the main deformation in the Sudetes. This author namely regarded the Young Caledonian epoch of folding as responsible for the main deformation in the metamorphic series west of the Ramsøva overthrust, while the main deformation east of this dislocation of higher order was in his opinion, caused by the Bretonian com-

pression. At present, however, more views are advanced on this question. After E. Bederke a part of the geologists refer the main folding in the metamorphic series of the western part of the Sudetes, to the Young Caledonian tectogeny. Others assign the main deformation of the Old Paleozoic strata to the Variscan epoch of folding throughout the Sudetic area, thus basing them on the results obtained in Lausitz, where Caledonian tectogenic processes have been excluded in last time (H. Jaeger 1963, H. Brause 1965).

Some geologists: J. Oberc (1960, 1961), H. Brause, and others interpret the main deformation in the old crystalline complexes of the Sudetes as Precambrian or at least Assyntian in age. However, no convincing proofs of such an antiquity of the high folding in these mountains are so far available.

On the contrary, J. Chaloupský postulates that the Old Paleozoic strata and the crystalline complex, looked upon as Precambrian, are folded concordantly in the southern part of Karkonosze, the main „b” lineation being the same in both sequences. According to that author, the high folding is Young Caledonian, and traces of older Precambrian or Assyntian folding are preserved only locally in the older complex, on evidence of relic structures.

Similar results have been obtained by J. Skała and W. Smulikowski in the boundary zone between the Kaczawa sequences and the Iżera gneisses. The first are, no doubt, Old Paleozoic and partially Eocambrian in age, while the second are generally assigned to the Precambrian or to the Assyntian epoch of folding, though convincing proofs of such an age of the Iżera sequence are still lacking.

It has been stated above, that the last named geologists have observed but inappreciable gradations between the Iżera gneisses and the Kaczawa slates to the north of Jelenia Góra (the environments of Pilchowice — Mauer). They also stressed the fact that the lineation pattern in the Old Paleozoic strata of the Kaczawa Mts. is compatible with the lineation pattern of the adjacent part of the Iżera gneisses, the main „b” lineation being the same in both regions. These facts enable the conclusion that in the above regions the main deformation originated in the same period of geologic time.

On the other hand, it is obvious that the metamorphic complex of the Kaczawa Mts. had been folded before the deposition of the non-metamorphic and post-tectogenic Upper Devonian molasse of the adjacent Świebodzice Depression. This has been postulated already by E. Bederke (1924), and is shown by round-

stones of some metamorphic rocks, characteristic of the Kaczawa region, that occur in the Upper Devonian conglomerates of the above named depression. Hence, it may be assumed that the time of high folding in the Kaczawa Mts. and in the Iżera region coincides with the final phases of the Young Caledonian compression (E. Bederke 1924). Also tectogenic processes which started at the break between the Caledonian and the Variscan epoch of folding and then developed during the Bretonic phases, may be taken into account when discussing the main deformation of the Kaczawa Mts. and the Iżera Block. The writer, however, rejects H. Brause's (1965) opinion suggesting that the main folding of the Kaczawa Mts. was accomplished during the Sudetic phase of movements. There is much evidence against such an assumption.

Above all, there is no stratigraphic hiatus or unconformity between the Lower- and Upper Carboniferous on the north-west margin of the Wałbrzych (Waldenburg) coal basin in the nearest vicinity of the Kaczawa Mts. (H. Teisseyre 1959, and other authors).

Conclusive proofs are available showing that the high folding of the Kaczawa metamorphic complex had been accomplished before the sedimentation of the Lower Carboniferous strata started in the Middle Sudetes. Evidence in support of this interpretation may be gathered along the boundary zone between the Kaczawa Mts. and the Middle Sudetic Trough. We may readily observe here that the supracrustal complex of these mountains differs strikingly from the Lower Carboniferous of the Middle Sudetic Trough in every essential feature. The first complex is mostly aleuritic or pelitic in character and it is accompanied by an initial volcanic formation of great thickness. The complex has been laid down in a deep geosyncline long before the main tectogenic processes started. It exhibits a low grade metamorphism which developed simultaneously with the high folding.

The Lower Carboniferous of the Middle Sudetic Trough is mainly composed of poorly bedded conglomerates, and subordinate greywackes and mudstones. The complex is up to several kilometres in thickness, it is untouched by metamorphism but it contains a large percentage of metamorphic rocks derived partially from the Kaczawa Mts. The complex represents an intramontaneous molasse which originated subsequently in relation to the main folding of the Kaczawa Mts.

A profound lithological break, a stratigraphical hiatus and a pronounced unconformity exist between the Cambro-Silurian rocks of the Kaczawa Mts. and the Lower Carbonife-

rous of the adjacent Middle Sudetic Trough. The unconformity may be studied directly in artificial exposures in suitable places.

Several superimposed deformations are, no doubt, present in the old crystalline series of the Śnieżnik—Łądek region (Glatzer—Schneeberg) of the Bystrzyca Mts. (Habelschwerdter Gebirge) and in the metamorphic sequences of the Orlica Mts. (Adler Gebirge). Initial folding is here supposed to be Precambrian, or perhaps Assyntian in age.

The major tectonic structures of these regions, however, have the appearance as being produced essentially by far younger tectogenic processes. It should be emphasized that the old crystalline rock sequence of the Śnieżnik—Łądek region is folded concordantly with the Devonian supracrustal series of the East Sudetes. Evidence of an apparently Variscan thrusting has been newly obtained by L. Kacza (1964) in the Śnieżnik Mountain Group. Namely, in the locality of Kletno (Klessengrund) this geologist found a sheet of augengneisses, shifted towards the west over a conglomerate, most likely Carboniferous in age. The roundstones of this polygenous conglomerate are embedded in a coaly or graphitic matrix. The conglomerate consists partially of unmetamorphosed volcanites and mudstones, closely similar to some rocks characteristic of

the Lower Carboniferous in the Middle Sudetes.

We see then, that the deformations which started in the Łądek—Śnieżnik region, no doubt in Precambrian time, evolved subsequently during some periods of younger compression. It seems, however, that the early Variscan, and perhaps also the youngest Caledonian movements, played the most important part in the evolution of the major structures, as is observable in the region under discussion. This view is not at variance with the results obtained by M. Dumicz (1964) in the Bystrzyca Mts. That author had advanced the opinion that the tectonics of the Bystrzyca Mts. developed successively from the Precambrian time up to the Tertiary, the Caledonian movements being the most prominent ones.

Summarizing the above discussion we may state what follows:

The main deformation of the metamorphic series seems to be contemporaneous or penconemporaneous throughout the Sudetes, being essentially bound with the Young Caledonian and Early Variscan movements, rather irrespectively of the age of the rock assemblages that are involved. It is only in the Block of Sowie Góry that the main deformation might be supposed as far older.

PROBLEM OF MINOR STRUCTURES IN THE METAMORPHIC SERIES OF THE SUDETES

Systematic studies of mesoscopic structures have been initiated in the Sudetes not long ago and they are still continued in all the regions involved. These structures are of two kinds, planar and linear. Both are taken into account in the structural analysis. The linear structures or lineation is, however, particularly important when dealing with the evolution of metamorphic structural units and tectonics. For this reason some remarks are given below about lineation in the metamorphic series of the Sudetes.

Many different morphological and structural types of lineation have been described by the writer from the metamorphic rock assemblages of the mentioned mountains (H. Teisseyre 1964). Studies of the structural characteristics of lineation are, however, still in progress in these mountains.

In the Sudetes most lineations may be declared as „b” lineations in origin, the doubtless „a” lineations being far less in evidence. In most regions three different „b” lineations

are observable; they are indicated by the symbols: B₁, B₂, B₃. Lineation B₁ is the oldest, while lineation B₃ is interpreted as the youngest one. In some regions a relic lineation B₀ has been described (W. Grocholski, Sowie Góry Block).

The lineation described as B₁ is the most common and the best developed one in the region under consideration. It is parallel, or subparallel in relation to the major structures, and may be declared as being bound genetically with the main deformation.

The Block of the Sowie Góry is the only region where all the three „b” lineations (B₁, B₂, B₀) are looked upon as being rather Precambrian in age (W. Grocholski, in press). According to the present autor in all the other crystalline rock sequences of the Sudetes the main lineation, described as the B₁ lineation, may be declared as generally due to the Young Caledonian or Early Variscan epoch of folding. In some regions it may have developed successively in a long period of deformations

which started in the late Precambrian time and finished during the Variscan compression.

The trends of the B_1 , B_2 and B_3 lineations may vary in different regions. It should be emphasized, however, that even in one region or in a single tectonic unit of higher order, the here mentioned lineation exhibits a strong degree of dispersion. One and the same lineation may be scattered in very different azimuths, ranging up to more than 90° and may plunge at notably variable degrees.

Sometimes great differences may be observed in one and the same exposure or in one group of cliffs. The dispersion of lineation is due to primary and secondary rotations. The primary rotation results from differential stress, from unhomogeneity of the rock material and from previous deformations. Secondary rotations have been produced by superimposed deformations, subsequent to the rotated lineations.

Strong dispersion in lineation causes rather great difficulties in correlation of linear structures when more than one lineation is present. It may be observed for example that lineation B_1 exhibits in places the same direction as lineation B_2 or lineation B_3 in the neighbourhood.

The spatial attitude of lineation is non-conclusive when two or more sets of different linear structures are distinguishable. The morphology and the mode of association, the structural character of different types of linear structures are more reliable criteria in this respect if the physical properties of rock materials are also taken into account.

The present writer emphasizes the significance of the lithological character of the rock material during field studies of the minor structural details. He also calls attention to the fact that each deformation changes the physical properties of the rock involved, particular-

ly when metamorphic processes are simultaneously in operation. It is for this reason that the younger deformation may be characterized by a different and more rigid type of lineation than the older one, both being distinguishable one from the other even when they trend mutually parallelly.

The number of lineations may also depend on the physical properties and the mineral composition of the rock material. Hence, the number of lineations may be greater in incompetent beds than in competent ones, because the latter, as a rule, record only strong stresses.

In a single exposure has the writer observed seven different lineations in a schist layer rich in mica, while in the adjacent, far more competent paragneisses only two sets of lineations were present. Five sets of lineation, absent from the paragneisses, were represented in the plastic layer of the mica schists by flat minor folds, trending in five different directions and intersecting each other. The older sets were deformed by the younger ones and thus the time sequence of these lineations was well visible. The morphology and structural character of all the sets of minor folds was, however, the same, indicating that they originated within a short period of time under the same physical conditions.

Finally the writer expresses the opinion that further detailed mapping, petrogenetical studies and a systematic structural analysis will in the future solve controversial or obscure problems concerning the structural evolution of the metamorphic series in the Sudetes. New hypotheses, not based on new data, cannot advance our knowledge about this evolution.

Institute of Geology
of the Polish Academy of Sciences
Laboratory of Old Structures
Wrocław, April 1966